

**ПРИОРИТЕТНЫЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПРОЕКТ «ОБРАЗОВАНИЕ»
РОССИЙСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ ДРУЖБЫ НАРОДОВ**

К.И. СВЕШНИКОВ

**УСТОЙЧИВЫЕ СОЧЕТАНИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД
(типизация, отличительные количественные
признаки, вопросы металлогенического
прогноза на количественной основе)**

Учебное пособие

Москва

2008

**«Создание комплекса инновационных образовательных программ
и формирование инновационной образовательной среды,
позволяющих эффективно реализовывать государственные интересы РФ
через систему экспорта образовательных услуг»**

Экспертное заключение –

доктор геолого-минералогических наук, профессор *Е.В. Шарков*

Свешников К.И.

Устойчивые сочетания магматических горных пород (типизация, отличительные количественные признаки, вопросы металлогенического прогноза на количественной основе): Учеб. пособие. – М.: РУДН, 2008. – 248 с.

Рассмотрены вопросы выделения устойчиво повторяющихся в пространстве и времени сочетаний магматических горных пород, выделяемых разными исследователями под наименованиями магматических комплексов, формаций, вулканических серий, магматических серий, геохимических типов гранитоидов. Устойчивые сочетания образуют гомологичные ряды с последовательно меняющимися свойствами в пределах каждого ряда и параллелизмом изменений характеристик в разных рядах. Предложена система отличительных петрогеохимических признаков, позволяющая на количественной основе определять принадлежность сочетаний к гомологичному ряду и положение в пределах ряда. Показаны возможности применения разработанной систематики при решении различных геологических задач.

Для студентов высших учебных заведений и специалистов, изучающих магматические образования.

Учебное пособие выполнено в рамках инновационной образовательной программы Российского университета дружбы народов, направление «Комплекс экспортоориентированных инновационных образовательных программ по приоритетным направлениям науки и технологий», и входит в состав учебно-методического комплекса, включающего описание курса, программу и электронный учебник.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	7
Глава 1. ИСТОРИЯ И ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ СОЧЕТАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД	11
1.1. История вопроса	11
1.2. Основные понятия	14
1.3. Проблемы изучения породных сочетаний	24
Глава 2. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ И ПРОЦЕССЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНЫХ СОЧЕТАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД.....	26
2.1. Главнейшие особенности строения земли	26
2.2. Предполагаемые причины возникновения магматических образований	31
2.2.1. Глобальные причины магматических проявлений	31
2.2.2. Локальные причины магматических процессов	34
2.3. Возникновение породных сочетаний в результате кристаллизации магматических расплавов	35
2.3.1. Зарождение магматических расплавов	35
2.3.2. Дифференциация и кристаллизация магматических расплавов	46
2.4. Возникновение сочетаний гранитоидов метасоматическим путем ...	52
2.5. Возникновение сочетаний гранитоидов в ходе региональной гранитизации	56
Глава 3. МАГМАТИЧЕСКИЕ ТЕЛА И ПОРОДНЫЕ СОЧЕТАНИЯ	59
3.1. Петроструктурные классы магматических тел	59
3.2. Строение магматических тел	61
3.3. Соотношения магматических тел с вмещающими образованиями ...	72
3.4. Породные парагенезисы	76
3.5. Латеральные ряды породных парагенезисов	81

Глава 4. УСТОЙЧИВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ	97
4.1. Систематика устойчивых ассоциаций	97
4.2. Автохтонные ассоциации	101
4.3. Параавтохтонные ассоциации	108
4.4. Аллохтонные ассоциации	111
4.4.1. Семейство ультрамафит-мафических ассоциаций	111
4.4.2. Семейство мафическо-салических ассоциаций	160
4.4.3. Семейство салических ассоциаций	173
4.5. Типы неустойчивых магматических сочетаний	184
Глава 5. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ УСТОЙЧИВЫХ СОЧЕТАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД	189
5.1. Параллелизм изоморфных рядов устойчивых ассоциаций	189
5.2. Отличия изоморфных и псевдоморфных рядов устойчивых ассоциаций	197
5.3. Некоторые вопросы геодинамики	200
5.4. Проблемы металлогенического прогноза	208
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	214
ЛИТЕРАТУРА	217
ОПИСАНИЕ КУРСА И ПРОГРАММА	223

ПРЕДИСЛОВИЕ

Огромное количество материала, накопленное при изучении магматических образований, настоятельно требует систематизации. Необходимость такого обобщения особенно ощутима в стенах высшей школы. Существует значительное количество учебников по петрографии, то есть описаниям и систематике отдельно взятых пород, но нет учебников, посвященных рассмотрению естественных сочетаний магматических пород и образованных ими тел. Новые подходы и новые идеи в области геологии магматических образований появляются практически ежегодно, но в учебниках по петрографии они пока что отражены достаточно ограниченно.

Важной особенностью магматических породных сочетаний является их многоуровневый характер. Породы слагают «простейшие» сочетания (устойчивые магматические ассоциации, формации, вулканические или магматические серии), представляющие собой составные части более крупных сочетаний нескольких степеней сложности. Среди них наибольшее внимание в настоящее время привлекают крупные сочетания, связанные с разными тектоническими обстановками (тектоно-магматические ассоциации). Характеристики этих ассоциаций уже нашли отражение в некоторых учебниках.

В то же время любая характеристика сложных сочетаний должна опираться на выделение слагающих их более простых сочетаний. Поэтому крайне необходимо обобщение, в котором были бы последовательно рассмотрены сочетания магматических горных пород от наиболее простых до наиболее сложных. Основное внимание в такой работе должно быть уделено простейшим сочетаниям, служащим «кирпичиками» для всех более сложных сочетаний. При исследовании таких простейших сочетаний (устойчивых магматических ассоциаций, формаций, серий) первостепенной задачей остается разработка системы отличительных признаков разнотипных сочетаний на количественной основе.

Цель предлагаемого учебного пособия – дать читателю общее представление о магматических сочетаниях разной степени сложности. Вследствие недостаточного для освещения всех связанных с этим вопросов объема печатного варианта учебника автор вынужден ограничиться рассмотрением лишь устойчивых сочетаний и их отличительных признаков. В полном объеме сочетания разной степени сложности будут рассмотрены в электронном варианте учебника.

Учитывая сложность затронутых вопросов, автор не сомневается, что предлагаемая попытка обобщения вызовет значительное количество критических замечаний, поскольку, как сказал классик нашей литературы К. Прутков, «никто не обнимет необъятного».

Автор будет благодарен за любые критические замечания, тем более, что всегда остается возможность вносить исправления в электронный вариант.

ВВЕДЕНИЕ

Магматические породы, как и магматические процессы, приводившие к их возникновению, всегда были объектом повышенного внимания со стороны геологов, так как: 1) одним из проявлений магматической деятельности являются вулканические извержения, так или иначе влияющие на деятельность человека еще с доисторических времен; 2) в ассоциации с магматическими образованиями возникают разнообразные полезные ископаемые. Результаты исследований, проведенных в последние десятилетия, показали, что явления на поверхности Земли зависят от глубинных процессов в гораздо большей степени, чем это предполагалось ранее, и изучение магматических образований дает более всего материала для познания процессов, которые происходят в недрах Земли. Планомерное изучение магматических пород началось после работ английского ученого Сорби, который показал принципиальную возможность использования микроскопа для исследования минерального состава пород (1858 г.).

Магматические горные породы существуют в природе не сами по себе, а образуют определенные сочетания, повторяющиеся в пространстве и времени. Факт существования таких сочетаний (родственных групп, серий, ассоциаций, свит магматических пород) петрографы фиксировали с середины XIX столетия. Приблизительно до 60-х годов XX столетия главное внимание уделяли изучению отдельно взятых пород. Что касается сочетаний магматических пород, то, хотя особенности их изучали в течение всего XX столетия, в геологии мало есть областей, которые были бы настолько запутаны. Одинаковые сочетания разные исследователи постоянно называют разными терминами; в один и тот же термин часто вкладывают совершенно разное содержание, и, что хуже всего, объемы сочетаний в одном и том же регионе постоянно пересматривают. Проблема изучения таких сочетаний стала особенно актуальной в последнее время. Во-первых, во всем мире во второй половине XX столетия интенсивно проводили геологическое картирование в разных масштабах, во время которого каждый геолог,

занимающийся изучением магматических образований, непременно работает не с отдельными породными разновидностями, а с их сочетаниями. Во-вторых, развитие так называемой плитной тектоники показало, что в однотипных геодинамических условиях возникают однотипные сочетания магматических пород (в то время как одинаковые отдельно взятые породы могут возникать в разных условиях); соответственно, такие сочетания могут служить индикаторами глубинных тектономагматических процессов. В-третьих, за несколько последние десятилетия получены принципиально новые данные относительно магматических образований, развитых не только на континентах, но и в океанах Земли и отчасти на других планетах. Технический прогресс привел к появлению принципиально новых методов исследований эндогенных (в первую очередь, магматических) процессов, базирующихся на изучении главных и рассеянных элементов, а также их изотопов не только в породах, но и в отдельных минералах или их отдельных частях. Следующим шагом в познании закономерностей строения Земли (и других планет) должен стать синтез данных о магматических, метаморфических и тектонических процессах (Добрецов, 1981). Добавим, что такой синтез возможен только в результате изучения не отдельных пород, а породных сочетаний, их петрогеохимических особенностей и геофизических данных о глубинных неоднородностях.

Однако чем дальше развиваются петрология и тектоника (в виде ее современной «плитной» модификации), тем чаще можно слышать высказывания об «отрыве» их от геологических данных (а иногда и полном противоречии последним петрологических и тектонических моделей). Причина этого, с точки зрения автора, заключается в том, что с развитием лабораторной базы исследователи перешли от изучения отдельно взятых пород к изучению явлений планетарного масштаба, минуя уровень породных сочетаний (и отвечающих ему региональных геологических данных).

Несмотря на повышенный одно время интерес к изучению сочетаний магматических пород, создание их классификации так и осталось далеко от

завершения, а единичные попытки, сделанные на разной теоретической основе, фактически являются не классификациями, а перечнем части известных сочетаний. Одним из наиболее существенных затруднений, возникающих при попытках «наведения порядка» в породных сочетаниях, является их многоуровненность, или разноранговость. Более простые сочетания оказываются частями более сложных; это вызвало введение целой группы специальных терминов – ассоциации, серии, формации, формационные комплексы и других. В отдельные изданные в последнее время учебники по петрографии и петрологии введены разделы, касающиеся некоторых видов породных сочетаний (например, разделы о магматических ассоциациях в учебниках А.А. Маракушева «Петрология» (1988) и М.А. Афанасьевой с соавт. «Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород» (2001). Наиболее обстоятельно магматические ассоциации рассмотрены в фундаментальной серии монографических работ, изданных в 1980-х годах Академией наук СССР (Москва, издательство «Наука», гл. редактор О.А. Богатиков) и объединенных общим названием «Магматические горные породы». Данные по вулканическим сериям обобщены Л.С. Бородиным в монографии «Петрохимия магматических серий» (Москва, «Наука», 1987). Магматические формации наиболее полно описаны в двухтомном издании «Магматические формации СССР» под редакцией В.Л. Масайтиса (Ленинград, «Недра», 1979). Существенный вклад в развитие учения о породных сочетаниях внесли геологи Львовского университета (Украина), разработавшие под руководством Е.М. Лазько при участии автора оригинальный подход к выделению и систематике формаций и формационных комплексов. Среди обобщений, сделанных зарубежными геологами, следует выделить ставшую классической работу Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (Петрология..., 1961), а также «Петрология изверженных пород» (Хьюдженс, 1988). Тем не менее, эти разделы далеко не охватывают всего

разнообразия породных сочетаний, а научные монографии, как правило, посвящены сочетаниям какого-то одного вида.

Цель данной работы – рассмотреть состояние и проблемы учения о сочетаниях магматических пород и возможности применения полученных результатов к решению некоторых более общих проблем. Охватить все разнообразие применяемых методов и получаемых при этом данных невозможно. Естественно, что различные исследователи, занимаясь различными аспектами магматических процессов, придают именно этим аспектам первостепенное значение. Однако, *любая отрасль естествознания должна опираться на выделенные независимыми методами «элементарные», неделимые на данном уровне объекты исследования.* Так, химия стала точной наукой лишь после выделения в качестве неделимых объектов атомов; для минералогии такими элементарными объектами являются минералы, для петрографии – породы. Соответственно, *учение о породных сочетаниях может оформиться в самостоятельную отрасль геологических наук лишь после выделения неделимых для данного уровня элементарных породных сочетаний.* Только выделение и систематика последних могут обеспечить преемственность результатов как в практической геологии (например, при составлении геологических карт), так и при различных тектонических построениях. Поэтому первостепенной задачей, решению которой посвящен предлагаемый учебник, является рассмотрение видов разноранговых породных сочетаний, методов их выделения и отличительных признаков. Вопросы происхождения, геологического положения и металлоносности магматических образований являются следующим шагом; здесь они рассмотрены лишь в той мере, в какой это представлялось необходимым для обоснования принятой систематики породных сочетаний. Данная работа, по сути, является лишь вступлением в огромную малоизученную область знаний, которая оказалась как бы в стороне от современных путей развития геологической науки, хотя именно через нее должна была бы пролегать главная дорога.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ И ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ СОЧЕТАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

1.1. Состояние вопроса

Вся твердая оболочка Земли состоит из горных пород. *Горные породы – это естественные минеральные агрегаты, закономерные сочетания которых образуют геологические тела, слагающие земную кору и, по крайней мере, верхнюю часть мантии Земли (пока что остается неизвестным, на какую глубину в недрах Земли прослеживаются горные породы и можно ли вещество, слагающее глубинные части недр, рассматривать в качестве пород).* Горные породы традиционно делят на три *генетических класса*: магматические, метаморфические, осадочные.

Под магматическими понимают породы, возникшие в результате застывания магматических расплавов. Сочетания таких пород слагают геологические тела, форма и размеры которых изучены достаточно хорошо. В то же время особенности и отличительные признаки породных сочетаний изучены явно недостаточно, хотя сам факт существования последних в природе (родственных групп, серий, ассоциаций, свит магматических пород) петрографы фиксировали с середины XIX столетия. Так, в 1886 г. Джадд (Джедд) ввел понятие *петрографических провинций*, сложенных породами общего происхождения. В 1888 г. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг использовал при описании диабазов Олонецкой губернии (Приладожье) термин «*формация*», который впоследствии стали применять к различным сочетаниям магматических пород (Кузнецов, 1964). В конце XIX – начале XX столетия полевыми исследованиями были выделены две наиболее распространенные в природе группы вулканитов: а) базальты – трахиты – фонолиты, б) базальты – андезиты – риолиты. Х. Розенбуш в 1907 г. назвал эти группы *вулканическими сериями*.

Н. Боуен в 1928 г. ввел понятие *магматической ассоциации* – совокупности магматических пород, связанных общностью происхождения,

т.е. производных одной первичной магмы (впоследствии термин «магматическая ассоциация» стал термином свободного пользования).

Боуен подчеркивал, что ключевыми проблемами исследования ассоциаций являются необходимость объяснения разнообразия магматических пород, во-первых, в пределах одной ассоциации и, во-вторых, между разными ассоциациями. Согласно этим двум проблемам сформировалось два направления исследования естественных сочетаний магматических пород:

1) моделирование процессов дифференциации (разделения на отдельные части) и кристаллизации магматических расплавов с целью определения состава материнской магмы того или другого сочетания;

2) поиск устойчивых отличий между сочетаниями разных типов и попытки объяснить природу таких отличий.

Параллельно со всеми этими терминами геологи всего мира широко употребляют термин ***магматические комплексы***, понимая под ними *сочетания пород, возникших из одного исходного расплава*.

Наиболее «удобным» объектом для изучения сочетаний оказались вулканиты океанов и областей перехода от последних к континентам. Являясь относительно молодыми, эти образования обычно слабо изменены, и состав отдельных породных разновидностей, их геологические соотношения между собой, вопросы принадлежности к производным одного или разных материнских расплавов решаются относительно просто. Это позволяет достаточно уверенно определять объемы сочетаний – производных одного материнского расплава; такие сочетания теперь называют ***вулканическими сериями*** (фактически, они отвечают магматическим ассоциациям в понимании Боуена).

Значительно хуже обстоят дела в области сравнительного изучения сочетаний пород глубинного облика, широко распространенных на континентах и имеющих разный возраст и генезис. Главной проблемой здесь является сложность объективного определения объемов сочетаний. Все

исследователи в явной или неявной форме подразумевают, что выделяемые ими породные сочетания отвечают производным одного магматического процесса, но любая попытка конкретизации (что понимать под таким процессом) наталкивается на непреодолимые затруднения. Действительно, под одним процессом можно понимать дифференциацию и кристаллизацию одной порции магматического расплава, нескольких порций расплавов, последовательно возникавших из одного магматического очага, наконец, возникновение серии разноглубинных магматических очагов, возникших в ходе одного тектонического процесса. При этом на уровне эрозионного среза часто оказываются пространственно совмещенными тела магматических пород, не связанные между собой ни в возрастном, ни в генетическом отношении; в то время как тела, сложенные, несомненно, родственными породами, могут быть удалены друг от друга на значительные расстояния. Ясность в этот вопрос не вносит и наиболее углубленное изучение вещества современными петрогеохимическими и радиоизотопными методами. При всей объективности получаемых этими методами цифр, интерпретация их всегда зависит от субъективных взглядов исследователя.

В настоящее время широкое распространение получило предложенное Чеппелом и Уайтом (1974) разделение гранитоидов на *геохимические типы* (так называемые *I*-, *S*-граниты). Позже к ним были добавлены некоторые другие типы (*A*-граниты, *M*-граниты). Несмотря на популярность такого подхода, отметим, что он является «слишком грубым инструментом», не позволяющим надежно выделять и отличать разные породные сочетания.

Еще одним камнем преткновения явились попытки выделения магматических комплексов в областях раннего докембрия. Выяснилось, что методы, разработанные на примере фанерозойских объектов, в таких областях применимы весьма ограниченно и часто вообще «не работают».

Вопросы типизации и классификации разных видов сочетаний магматических пород далеки от разрешения, а единичные попытки,

сделанные на разной теоретической основе, фактически являются не классификациями, а перечнем части известных сочетаний.

1.2. Основные понятия

Магматические комплексы. Говоря о сочетаниях магматических горных пород, исследователи всего мира чаще всего пользуются термином *магматический комплекс*. Под ними понимают *конкретные, то есть, занимающие определенное место в пространстве и времени сочетания магматических пород и их производных, тесно связанных между собой парagenетическими отношениями, близких по возрасту и геологическим условиям образования* (Геологический словарь, 1973).

Комплексам присваивают наименования, исходя из состава (например, габбро-перидотитовый комплекс) и (или) географического положения (алданский комплекс). Нередко их характеризуют дополнительными терминами – магматический, интрузивный комплекс (или комплекс интрузивных пород), плутонический, вулканоплутонический комплекс, комплекс магматических и ультраметаморфических пород. В каждой структурно-формационной зоне могут быть выделены магматические комплексы со своими наименованиями, часто не отличающиеся от комплексов соседних зон. Применительно к телам, сложенным лишь вулканическими породами, чаще используют термин *вулканическая (вулканогенная, осадочно-вулканогенная) свита (толща)*, среди западных геологов распространен также термин «формация». Методы изучения вулканических свит принципиально подобны методам исследований любых стратифицированных толщ (в основе таких методов лежит изучение закономерностей изменения состава пород по стратиграфической вертикали). Плутонические комплексы обладают определенной спецификой, требующей более подробного рассмотрения (Коптев-Дворников, 1962 и др.).

Плутонические комплексы почти никогда не бывают представлены одним единственным магматическим телом. В пределах определенной площади (ареала) обычно присутствует ряд однотипных по составу и

геологическому положению массивов, которые в таком случае объединяют в один комплекс. Породы, слагающие такие массивы, могли возникнуть все одновременно (в одну возрастную генерацию) или сформироваться в результате застывания нескольких последовательно внедренных порций расплавов (то есть, принадлежать к разным возрастным генерациям). Соответственно, выделяют *одно-* и *многофазные* плутонические комплексы. Количество фаз может быть различным (среди известных автору примеров наиболее сложно построенный комплекс имеет шесть фаз). Тела каждой из фаз часто окружены ореолами жил, сложенных теми же породами. По крайней мере, часть таких жил, вероятно, соединены с главным телом на глубине – такие жилы являются апофизами массива, их часто описывают как *жилльную фацию* той или другой фазы. Кроме того, каждую фазу может еще сопровождать *жилльная серия* – группы жильных тел, прорывающих главное тело. Формирование комплексов нередко заканчивается образованием *жилльных серий комплексов*. Помимо термина фаза, при описании комплексов часто применяют термин *фация* для обозначения части пород одной фазы, отличающихся структурно-текстурными особенностями, указывающими на какие-то отличия условий их формирования (например, приконтактовая фация мелкозернистых пород, апикальная фация).

Главная сложность, возникающая при изучении комплексов, заключается в отсутствии объективных критериев определения их возрастных границ. Наиболее однозначным критерием считают случай, когда какая-то группа плутонических тел трансгрессивно перекрыта осадочными породами, а другая, более поздняя группа тел, прорывает эту толщу. Однако, такие случаи относительно редки. Чаше при изучении возрастной последовательности тел, которую условно обозначим как «*A - B - B* и т.д.», во многих случаях от субъективных взглядов геолога зависит, в каком месте ее разделить. Можно, например, выделить комплексы «*A*» и «*B+B*», а можно, наоборот, «*A+B*» и «*B*». За редкими исключениями, последовательность изменения состава пород от первой к последней фазе

одного комплекса имеет гомодромный характер (т.е. первыми возникали более основные породы, а позже более кислые, более лейкократовые). Поэтому, например, в случае возрастной последовательности плутонических тел «габбро – диорит – гранит – гранодиорит» каждый исследователь сразу предположит, что граница между гранодиоритами и более ранними гранитами отвечает границе двух разных комплексов. Однако из этого правила возможны исключения (последовательность образования бывает антидромной и монодромной), а в случаях возрастной последовательности близких по составу пород (например, «габбро – габбронорит») это правило вовсе не действует.

Вследствие этого в каждом районе возрастную последовательность магматических тел разбивают на комплексы не столько на основании каких-то качественных отличий между породами разных комплексов, сколько по традиции. Относительность и субъективность выделения магматических комплексов становится особенно наглядной в случае сравнения схем расчленения однотипных наборов магматических тел в разных регионах. Ярким примером может служить сопоставление схем расчленения плутонических образований, ассоциирующих с докембрийскими зеленокаменно измененными толщами Украинского (УЩ), Балтийского (БЩ) щитов и Байкальской складчатой области (БСО). Во всех этих регионах с такими толщами ассоциируют тела габброидов, гипербазитов и плагиогранитоидов, практически одинаковых по составу во всех случаях. Схемы расчленения их, принятые в конце прошлого века, приведены в табл. 1.1.

*Пример расчленения однопородных сочетаний плутонических пород
на комплексы в разных регионах*

Магматические тела	УЩ	БЩ	БСО
Плагииграниты гранитоидов	Комплекс плагиигранитов	Комплекс плагиигранитов	Габбро- Плагиигранитовид- ный комплекс
Габброидов	Гипербазит- габброидный комплекс	Комплекс габброидов	
Гипербазитов		Комплекс гипербазитов	Комплекс гипербазитов

Как видно из таблицы, один и тот же набор тел в разных регионах разделяли на комплексы по-разному. К тому же, объемы комплексов нередко пересматривают (в частности, в приведенном примере объем гипербазит-габброидного комплекса УЩ позже был пересмотрен). Главной причиной подобных расхождений чаще всего выступает различная размерность магматических тел подобного состава в разных регионах. В приведенном примере тела габброидов и гипербазитов Украинского щита имеют сравнительно небольшие размеры и вдобавок недостаточно изучены вследствие плохой обнаженности. Поэтому решение объединить их в один комплекс представлялось вполне логичным – ведь не следует без необходимости увеличивать количество подразделений на картах, и вдобавок, вследствие вторичных изменений габброиды и гипербазиты не всегда можно надежно отличить по керну буровых скважин. В пределах Байкальской складчатой области такие же породы образуют огромные по размерам тела, отлично обнаженные. Поэтому заключение о принадлежности их к разным комплексам будет не менее логичным, чем в предыдущем случае. Понятно, что представление о генетических связях таких пород и

петрологические выводы относительно каждого из этих регионов будут различны даже в тех случаях, когда исследователи имеют дело с однотипными наборами магматических тел. До тех пор, пока такие комплексы рассматривают для каждого региона в отдельности, эти отличия не имеют особого значения, поскольку разработанные схемы расчленения целиком отвечают нуждам в случае составления геологических карт, и доказать на примере одного отдельно взятого региона, что та или другая схема является неправильной, практически невозможно.

Сравнение таких схем свидетельствует, что в каждом регионе магматические комплексы отвечают объективно существующим в природе породным сочетаниям, тем не менее во многих случаях в ранге комплексов рассматривают сочетания разной степени сложности (разного ранга). Другими словами, понятие магматического комплекса отвечает не фундаментальным, а «ситуационным» породным сочетаниям. Последнее служит непреодолимым препятствием при поисках каких-либо общих петрологических закономерностей.

Магматические (вулканические) серии. Под сериями понимают *сочетания магматических пород, принадлежащих к одной группе по глубине образования (плутонические, гипабиссальные, вулканические), связанные между собой в пространстве и времени и имеющие определенные общие петрохимические, минералогические, структурные особенности, последовательно изменяющиеся между двумя крайними членами породного сочетания* (Glossary of Geology, 1995). Иными словами, это сочетания пород, генетически связанных между собой процессами дифференциации исходной (материнской) магмы (Хьюджес, 1988). Этот термин широко применяют к эффузивам и изредка – к плутоническим телам. Полагают, что его можно использовать лишь применительно к производным магматических расплавов мантийного происхождения (базальтоидов и связанных с ними дифференциатов), поскольку сочетания гранитоидов не проходили стадии полного расплавления и, соответственно, не могут считаться производными

одной материнской магмы. Главным критерием правильности выделения серий считают повторяемость таких сочетаний в пространстве и времени. Доказательством принадлежности пород к производным одной магмы считают соответствие их петрохимического состава одному тренду (то есть, фигуративные точки состава пород на тех или иных диаграммах расположены вдоль одной линии). Поэтому во время выделения и исследования серий широко применяют различные петро- и геохимические диаграммы.

Общепринято выделение нескольких типов базальтоидных серий: толеитового, известковощелочного и щелочнобазальтового. В пределах каждого из них разные исследователи предлагают выделять те или другие подтипы. Значительное количество геологов выделяют также субщелочную базальтоидную серию и допускают возможность разделения щелочнобазальтового типа на несколько самостоятельных. В последнее время стали выделять шошонитовые, коматиитовые и другие серии. В отличие от магматических комплексов, вулканические серии можно рассматривать как фундаментальные породные сочетания.

Геохимические типы гранитоидов. Б. Чеппел и А. Уайт (Chappell, White, 1974) предложили делить гранитоиды на две группы, которые они обозначили буквами *S* – (sedimentary) и *I* – (igneous). Имелось в виду, что граниты первого типа возникли за счет плавления осадочных толщ, второго – за счет плавления вулканических толщ в нижних частях земной коры. Позднее был предложен ряд систематик, развивающих этот подход. В частности, широкое распространение приобрело выделение гранитов *A*-типа (гранитоидов областей активизации) и *M*-типа (mantle), являющихся предположительно мантийными дифференциатами. В целом можно сказать, что *S*-граниты отвечают двуслюдяным и биотитовым разновидностям, *I*-граниты являются составляющими диорит-гранодиорит-гранитовых породных сочетаний, *M*-граниты отвечают плагиогранитоидам, *A*-граниты –

субщелочным и щелочным гранитоидам. В одном из последних обобщений (Barbarin, 1999) предложено выделять шесть типов гранитоидных сочетаний.

Характерные признаки главных типов гранитоидов приведены в табл. 1.2.

Таблица 1.2

Характерные признаки гранитоидов главных геохимических типов, по (Геодинамические исследования, 1992)

Характерные особенности	Гранитоиды S-типа	Гранитоиды I-типа	Гранитоиды A-типа
Главные породные разновидности	Би, Би-Мс граниты	Диориты, Кв диориты, монцониты, Кв монцониты, гранодиориты, Кв сиениты, Би граниты, субщелочные граниты	Субщелочные Би, Амф-Би граниты, Кв сиениты (граносиениты), щелочные граниты
Характерные второстепенные породные разности	Мс, турмалиновые граниты, аляскиты	Кв сиениты, монцониты с клино- реже ортопироксеном	Гранофировые граниты, граниты с оливином, флюоритом
Характерные второстепенные минералы	Мусковит, биотит	Биотит, роговая обманка, клинопироксен	Биотит, роговая обманка (часто субщелочная, щелочная)
Характерные акцессорные минералы	Сфен, ортит, монацит, гранат, турмалин, изредка андалузит, кордиерит	Ильменит, магнетит, сфен	Циркон
Характерные постмагматические образования	Пегматиты двуслюдяные с турмалином и гранатом, грейзены, скарны	Кварцевые жилы	Биотитовые пегматиты с топазом, Кварцевые жилы, щелочные метасоматиты
Сопутствующие магматические образования	Не характерны	Тела габбро, часто ассоциация с вулканитами базальт-андезит-риолитового состава с преобладанием андезитов	Частая ассоциация со щелочными плутоническими и вулканическими образованиями

Петрохимические особенности	Насыщенные или пресыщенные глиноземом	Породы нормального ряда	Обогащенные или пересыщенные щелочами
Rb/Sr	1.6	0.18-0.43	5.1
Sr^{87}/Sr^{86}	>0.708	0.705-0.709	0.703-0.712

Как видно из таблицы, разные типы гранитоидов наиболее четко различаются по величине соотношений Rb/Sr, возрастающей от гранитоидов I-типа (меньше 0,45) к гранитоидам A-типа (больше 5).

Большинство схем «привязаны» к генетическим или тектоническим обстановкам. Значительная группа исследователей предложили вариант классификации гранитоидов по петрохимическим признакам, исходя из того, что такие классификации не должны опираться на генетические или тектонические соображения. Соответственно, они предложили выделять щелочные, известковощелочные, щелочноизвестковистые и известковистые граниты (Frost et al., 2001).

Магматические формации. Основоположник учения об осадочных формациях Н.С. Шатский определил содержание термина *формация* как парагенезис горных пород, подобно тому, как породы представляют собой парагенезисы минералов. Термин *парагенезис* этот ученый понимал как сонахождение. Ю.А. Кузнецов (1964) применил этот термин к магматическим образованиям и счел необходимым положить в основу другое значение этого термина – *сопроисхождение*. Этот исследователь предложил различать конкретные формации и формационные типы. Под *конкретными формациями* он понимал традиционно выделяемые в каждом регионе магматические комплексы, под *формационными типами* – образы (модели), отражающие наиболее характерные признаки групп подобных между собой по составу комплексов. Появление работы Ю.А. Кузнецова стимулировало углубленные изучения магматических комплексов всех регионов с применением «формационной» терминологии. В относительно короткие сроки было получено большое количество нового фактического материала,

обобщенного в монографии «Магматические формации СССР» (1979), являющейся наиболее полной сводкой в этой области до настоящего времени. Магматические формации во многих случаях образуют определенные сочетания. Попытки систематизации таких сочетаний обусловили введение ряда дополнительных терминов (Масайтис и др., 1980):

Парагенез формаций – устойчиво повторяющийся набор магматических комплексов, принадлежащих к определенным формационным типам и обладающих тождественными пространственно-временными соотношениями. По способу сочетания формаций внутри одного парагенеза могут быть выделены временные, вертикальные и латеральные ряды формаций.

Временной ряд формаций – группа формаций, образующихся последовательно в ходе развития вмещающих их тектонических структур.

Вертикальный ряд – частный случай временного ряда – группа формаций, возникших близко одновременно на разных уровнях глубинности земной коры в разрезе одной геологической структуры.

Латеральный ряд образуют формации, возникшие близко одновременно (в пределах 20 – 50 млн. лет) в различных смежных между собой геологических структурах. Генетически или парагенетически такие формации между собой не связаны.

Применительно к раннедокембрийским гранитоидам Е.М. Лазько с соавт. было введено понятие *плутонометаморфических формаций*, соответствующих сочетаниям гранитоидов и метаморфических пород.

Введение понятия формационных типов оказало большую помощь в исследованиях магматических образований, но дальнейший прогресс в этой области затормозился из-за неразработанности количественных отличительных признаков этих типов. Автоматический «перевод» в формации ранее выделенных магматических комплексов сохраняет рассмотренные выше неопределенности в установлении объемов последних.

Это не позволило Ю.А. Кузнецову и его последователям создать независимый метод выделения конкретных формаций. Соответственно, сочетания одних и тех же магматических пород того или иного региона разные исследователи нередко делят на формации по-разному. Последнее привело к многочисленным расхождениям в оценке типовой принадлежности одних и тех же породных сочетаний, различиям в понимании объемов выделяемых сочетаний и не позволило перейти от простого перечисления формационных типов к их систематике на петрологической основе. Кроме того, сам термин «формация» первоначально применялся лишь к стратифицированным толщам. Поэтому в настоящее время большая часть исследователей отказались от применения его к магматическим образованиям.

Магматические ассоциации. Многие исследователи считают этот термин термином свободного пользования, но в таких крупных обобщениях, как серия монографических работ «Магматические горные породы» под общей редакцией О.А. Богатикова и работа А.А. Маракушева «Петрология» (1988) этим термином называют *всю совокупность магматических пород, возникших в том или ином регионе в течение одного тектонического этапа.*

Наконец, возможно выделение наиболее крупных сочетаний магматических пород, охватывающих целые регионы и обладающих определенными чертами сходства состава, независимо от возраста и генетических связей. Такие сочетания называют уже упоминавшимся термином *петрографические провинции.*

Устойчивые и неустойчивые сочетания магматических горных пород. Под *устойчивыми сочетаниями* (ассоциациями) будем понимать наборы пространственно совмещенных пород, повторяющиеся в пространстве независимо от всех прочих пород. Под *неустойчивыми сочетаниями* (ассоциациями) будем понимать наборы магматических пород, пространственно совмещенные в одних случаях и разобщенные в других.

Такие сочетания не имеют стопроцентной пространственной повторяемости и могут «распадаться на части», каждая из которых будет повторяться в пространстве независимо от других (такие части соответствуют сформулированному выше понятию устойчивых сочетаний).

1.3. Проблемы изучения породных сочетаний

Одинаковые сочетания разные исследователи постоянно называют разными терминами; в один и тот же термин часто вкладывают совершенно разное содержание, и, что хуже всего, объемы сочетаний в одном и том же регионе постоянно пересматривают. Особенно сложные проблемы возникают при изучении областей раннего докембрия. Здесь широко распространены породы, зачастую не отличимые по структурно-вещественным признакам от «нормальных» магматических пород, но в то же время не являющиеся производными магматических расплавов. Генезис таких пород чаще всего остается дискуссионным. Выделение раннедокембрийских породных сочетаний (комплексов, формаций, ассоциаций) традиционными методами, разработанными на примерах фанерозойских областей (где магматический генезис пород обычно сомнений не вызывает), как правило, не дает удовлетворительных результатов.

Главная задача, которая стоит перед геологом при исследовании любого района, заключается в необходимости расчленения всей совокупности (или какой-то определенной группы) проявленных здесь пород (осадочных, магматических, метаморфических) на те или иные породные сочетания (по возрасту, генезису или каким-то другим признакам). Первоочередные *проблемы* при выделении и изучении сочетаний магматических пород:

- достижение максимально возможной однозначности при выделении таких сочетаний (другими словами, при определении объемов последних) разными исследователями. От того, насколько объективно определены объемы подразделений, зависит успех всех без исключения дальнейших

операций, включая обнаружение наиболее общих петрологических закономерностей;

- необходимость разработки методов выделения породных сочетаний, адаптированных к условиям раннедокембрийских областей, где широко распространены породы магматического облика, но различного генезиса;

- необходимость систематики одноранговых породных сочетаний и выявление на этой основе отличительных количественных признаков, которые могли бы помочь в определении систематизационной принадлежности изучаемых конкретных сочетаний;

- выявление петрологических закономерностей образования разных сочетаний. Выделение разноранговых породных сочетаний показывает существование для каждого уровня сложности своих петрологических закономерностей, не устанавливающихся при изучении сочетаний более низких рангов. Это, в свою очередь, открывает новые возможности исследования целого ряда петрологических проблем, многие из которых ранее вообще не были сформулированы;

- изучение закономерностей распределения сочетаний магматических горных пород в пространстве, что открывает новые возможности при изучении глубинных магмагенерирующих структур.

При решении перечисленных задач наиболее информативным оказывается использование понятий устойчивых и неустойчивых сочетаний магматических горных пород.

Глава 2. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ И ПРОЦЕССЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНЫХ СОЧЕТАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

2.1. Главнейшие особенности строения Земли

Образование магматических тел и слагающих их породных сочетаний во всех случаях тесно связано с особенностями строения и динамики недр Земли, поэтому вопросы происхождения таких сочетаний должны рассматриваться в комплексе с данными об общепланетарных процессах. Как известно, Земля состоит из ядра, мантии и земной коры.

Ядро разделяется на внутреннюю и внешнюю части. Внутреннее ядро представляет собой сферу диаметром 2500–2800 км, сложенную, вероятно, сплавом железа и никеля, находящимся в твердом состоянии. Внешняя часть ядра (внешнее ядро) образует пластическую или даже расплавленную оболочку мощностью 2200–2300 км вокруг внутреннего ядра. Эта оболочка, вероятно, сложена железом, никелем и силицием или серой.

Мантия протягивается от глубин 2880 км до 5–12 км под океанами и 30–80 км под континентами. За ее верхнюю границу принимают *поверхность Мохо* (Мохоровичича), отвечающую резкому увеличению скорости сейсмических волн от 7,2 км/сек (в низах земной коры) до 7,8–8,0 км/сек. Исходя из изменений геофизических характеристик, полагают, что глубина 650–700 км отвечает наиболее существенным минеральным преобразованиям мантийного вещества, обусловленным появлением более плотных соединений, что позволяет разделить мантию на нижнюю и верхнюю (Wyllie, 1995); другие исследователи считают возможным выделять в разрезе мантии три и более геосфер. Большинство исследователей приравнивают исходный состав мантии к составу метеоритов так называемого хондритового типа; хотя ряд выдающихся петрологов считают более соответствующими мантийному веществу так называемые углеродистые ахондритовые метеориты II типа (Добрецов, 1980). Д. Грин и А. Рингвуд предложили принять за средний химический состав мантии так называемый *пиролит* – модельную смесь пород ультраосновного и основного состава в

соотношении 3:1 (Рингвуд с соавт., 1968). В табл. 2.1 приведены оценки разными исследователями химического состава метеоритов и исходной мантии. Относительно минерального состава вещества верхней мантии наиболее распространена модель, согласно которой мантийное вещество состоит из 55% оливина, 27% ортопироксена, 15% клинопироксена, 3% шпинели. Для более глубоких уровней допускают присутствие вместо шпинели граната в количестве от 10% до 17%. Среди пород, известных на Земной поверхности, ближайшими к приведенному составу являются шпинелевые лерцолиты (полной аналогии здесь все же нет, так как лерцолиты содержат меньшее количество оливина).

Таблица 2.1

*Оценки исходного химического состава верхней мантии
и метеоритов*

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,6	32,5	43,06	21,74	45	45,47	41,11
TiO ₂	0,11	0,15	0,58	0,07	0,56	0,2	0,08
Al ₂ O ₃	2,48	2,2	3,99	1,59	24,6	3,99	0,56
Fe ₂ O ₃			1,66				1,24
FeO	12,3	21,9	6,66	22,86	6,6	7,88	9,31
MnO	0,24	0,3	0,13	0,18			0,15
MgO	23,6	14,5	39,32	15,2 4	8,6	35,5 8	46,3 3
CaO	1,93	2,3	2,65	1,8	14, 2	3,52	0,17
Na ₂ O	0,65	0,7	0,61	0,71	0,4 5	0,33	0,23
K ₂ O	0,09	0,1	0,22	0,07	0,0 7	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,25	0,2	0,08	0,27			

1 – хондриты (Добрецов, 1980); 2 – ахондриты (там же); 3 – пиролит (Рингвуд с соавт., 1968); 4 – углистый хондрит – аналог первичного земного вещества (Эволюция магматизма, 1987); 5 – первичная кора Луны (там же); 6 – примитивная мантия (Эволюция магматизма, 1987); 7 – деплетированная мантия (Добрецов, 1980).

В 1914 г. Баррелом была выдвинута гипотеза о существовании в мантии по всей планете на глубинах 100–200 км расплавленного слоя, получившего название *астеносферы*. Ей противопоставляют *литосферу* – залегающую выше часть плотной мантии с земной корой. Хотя эта точка зрения широко распространена, современные геофизические исследования показывают, что астеносферы как сплошного слоя не существует (Jacoby, 2001). Вместо нее в разных регионах на разных глубинах выявлены участки со сниженными скоростями прохождения сейсмических волн. Их называют «ослабленными слоями» или *слоями инверсии* плотности мантийного вещества. Слои инверсии имеют сложное строение, неоднородны в горизонтальном и вертикальном направлениях, в них устанавливаются участки относительно повышенной и пониженной плотности (Деменицкая, 1967; Ритсема, 1972). Свидетельством неоднородности мантии служит существование слоев, пропускающих поперечные сейсмические волны (V_s) с разными скоростями. Количество и глубина залегания слоев инверсии под океанами и континентами различны (Деменицкая, 1972). Важным отличием между *субконтинентальными* и *субокеаническими участками мантии* считают разный состав водосодержащих минералов. Под континентами в состав мантии, помимо названных выше минералов, входит флогопит, минерал, содержащий калий; в мантии под океанами вместо флогопита присутствует натриевый амфибол. Кроме того, под океанами верхняя мантия содержит больше алюминия, чем под континентами (Перчук, 1973).

Слои инверсии являются наиболее вероятными местами появления магматических расплавов, поскольку образование тут последних требует наименьших энергетических затрат по сравнению с плавлением более плотных и жестких участков.

Понижение скорости прохождения сейсмических волн указывает на то, что мантийное вещество находится в более пластическом состоянии, приближенном к состоянию расплава. Величина понижения скорости в основном составляет около 6% (Ритсема, 1972); это позволяет допускать

присутствие на таких участках межзерновых пленок магматического расплава. Г.С. Горшков в вулканической зоне между Японией и Камчаткой установил участки, где поперечные волны не проходят вообще. Из этого он сделал вывод о существовании здесь “полноценного” магматического расплава (Деменицкая, 1972).

Под термином *земная кора* понимают все породы, залегающие выше поверхности Мох. Земная кора была разделена в 1955 г. Б. Гутенбергом на океаническую и континентальную. *Океаническая кора* состоит из тонкого осадочного слоя, ниже которого залегает слой с сейсмическими скоростями 6,7 км/сек., сложенный преимущественно основными вулканитами. Ниже, на глубинах 5–12 км начинается мантия, в которой скорости достигают 8,1 км/сек. *Континентальная кора* отличается от океанической присутствием так называемого гранитового слоя, в пределах которого широко распространены кристаллические (магматические и метаморфические) породы кислого состава, почти отсутствующие в составе океанической коры. Существование упомянутых слоев инверсии установлено и в земной коре, преимущественно на глубинах 10–15 км (Павленкова, 2005).

Океаны и континенты отличаются между собой строением и особенностями состава не только земной коры, но и верхней мантии. Возникает вопрос, до какой глубины могут быть прослежены эти отличия. Разные исследователи предполагают, что так называемые «корни континентов» могут располагаться на глубинах от 200–300 км до подошвы верхней мантии (Кинг, Иорген, 1997; Фон Герцен, Ли, 1972). Точных данных о корнях континентов пока не получено, а вопрос о возможных «корнях океанов» вообще не поднимался.

Согласно доминирующей теперь концепции плитной тектоники, главными *структурными элементами океанов* являются *океанические равнины, впадины и срединно-океанические хребты* (СОХ). СОХ представляют собой зоны разломов, в которых происходит раздвиг плит и постоянно рождается новая океаническая кора. Обращает внимание, что

глубина заложения этих зон намного превосходит все оценки глубины залегания подошвы прочих геологических структур. Так, СОХ Тихого океана отвечают геофизические неоднородности, прослеживающиеся до глубин более 1000 км, а Атлантического – почти до 800 км (Пушаровский, 2005). Характер распространения сейсмических волн позволяет судить о стабильном состоянии мантии под равнинами и нестабильном – под СОХ (Брюн, 1972). По данным измерений со спутников установлено существование пяти областей наиболее существенного понижения величины гравитационного потенциала. Все они совпадают с СОХ, что, по-видимому, указывает на понижение плотности мантии под СОХ сравнительно с другими частями океанов (Runcorn, 1964).

Перечисленные данные позволяют поставить вопрос о планетарном характере тектонических зон, отвечающих СОХ, и возможной независимости их от прочих океанических структур.

Главными **структурными элементами континентов** являются докембрийские *платформы* и позднедокембрийско-фанерозойские *складчатые пояса*. Мантия под континентами неоднородна как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях. Так, плотность мантии под Восточноевропейской платформой равна 3,20–3,25 г/см³, в то время как для Восточносибирской платформы эта величина составляет 3,25–3,35 г/см³. Вероятно, в прямой связи с плотностью находится и положение границы Мохо. В первом случае она расположена на глубинах 30–40 км, во втором (т.е., там где мантия более плотная) на глубинах 40–50 км. В целом состояние мантии считают стабильным под платформами и нестабильным под активизированными частями последних и альпийскими поясами. Средняя мощность континентальной коры на докембрийских платформах составляет 30–35 км, в регионах каледонской складчатости – 35 км, герцинской – 38–42 км, альпийской – 50–80 км, т.е. в ходе планетарной эволюции мощность коры постепенно увеличивалась.

2.2. Предполагаемые причины возникновения магматических образований

2.2.1. Глобальные причины магматических процессов

Все современные объяснения базируются на признании важнейшей роли горизонтальных перемещений (это направление получило название мобилизма). Согласно концепции плитной тектоники приповерхностная часть Земли состоит из литосферных плит, находящихся в постоянном субгоризонтальном движении. Плиты представляют в виде относительно пассивных структур мощностью 100 – 200 км, включающих участки как океанической, так и континентальной коры. Главные геологические события (образование новых и уничтожение старых геологических тел) происходят на границах таких плит.

- При расхождении плит между ними возникают зоны растяжения (зоны *спрединга*), с которыми связаны активные вулканические процессы, образование системы *срединноокеанических хребтов* в океанах и *рифтов* в океанах и на континентах. Это приводит к появлению новой земной коры (поэтому такие границы плит называют конструктивными).

- При сжатии плит результаты зависят от соотношений их удельного веса.

- Если сталкиваются между собой *плиты с тяжелой и более легкой земной корой*, то первая из них начнет пододвигаться под вторую (этот процесс называют *субдукцией*, а границы между плитами называют деструктивными). В местах сжатия возникают мощные тектонические зоны, наклонно погружающиеся под более легкую плиту (их называют зонами Вадати–Заварицкого–Беньофа, чаще – зонами Беньофа). Здесь же происходят активные магматические процессы, которые приводят к возникновению так называемых *вулканических островных дуг* (island arcs). В ходе дальнейшего сжатия плит островные дуги причленяются к континентам и магматическая деятельность происходит уже в окраинных частях последних (continental arcs). До последнего времени

считали, что тяжелые литосферные плиты могут погружаться на глубину 650–700 км, т.е. до границы верхней и нижней мантии (основанием для такого предположения служило то, что глубина землетрясений в зонах сочленения плит не превышает 700 км). Современными методами сейсмотомографии на продолжении некоторых плит было установлено существование аномальных участков в нижней мантии. Это позволило предположить, что плиты могут погружаться в нижнюю мантию вплоть до границы ее с внешним ядром (Processes, 2001).

○ При столкновении (*коллизии*) плит с одинаковой плавучестью (двух континентальных плит) погружения не происходит (или же происходит в относительно небольших масштабах – некоторые модели предполагают возможность «расслаивания» земной коры при сжатии плит и «задавливания» нижней части коры одной из плит под другую). В пограничных участках сжимающихся плит также проявляются активные магматические процессы (примером такой обстановки считают Гималаи, возникшие как результат сжатия структур Индостанского полуострова и Китайской платформы).

Приверженцы плитной концепции полагают, что в ходе перемещения плит распадались старые и возникали новые континенты, то есть, конфигурация плит должна была неоднократно меняться. Широко распространены представления о микроплитах – террейнах, мигрирующих на большие расстояния. Представления о путях миграции плит базируются, главным образом, на палеомагнитных, отчасти радиологических данных. Движущей силой перемещения плит считают конвективные течения в мантии, которые возникают вследствие изменений химического состава или агрегатного состояния вещества и тянут «на себе» плиты.

Независимо от того, сохранится ли концепция плитной тектоники в качестве доминирующей в обозримом будущем, можно утверждать, что развитие ее сыграло революционную роль во всей геологии и, особенно, в геологии и петрологии магматических образований. Эта концепция открыла возможности для построения моделей геологических процессов с применением математического аппарата, а также позволила решать обратную задачу – судить по составу сочетаний магматических пород об особенностях геодинамических обстановок.

В последнее время все более широкое распространение получает **концепция плюмтектоники**, допускающая возможность существования длительно существующих восходящих течений разогретого материала. Такие восходящие течения называют **плюмами**, они проплавливают в разных местах (*горячих точках*) литосферные плиты (Ernst, Buchan, 2002; Грачев, 2000). Плюмы представляют себе в форме гриба – восходящий поток под подошвой плит растекается в разные стороны, образуя «шляпку гриба». Диаметр таких колонн или потоков составляет 100–200 км. Представление о плюмах впервые ввел Вильсон в 1963 г. (Ernst, Buchan, 2002). Предполагают, что плюмы могут зарождаться на границе верхней и нижней мантии или на границе мантии и ядра. В первом случае радиус «шляпки гриба» составляет сотни км., во втором – достигает 1000 км. В последнее время возникла модель суперплюмов, которые образуются за счет слияния нескольких плюмов и имеют древовидную форму. Доказательством глубинной природы плюмов считают независимость связанных с ними магматических проявлений от границ литосферных плит и высокие отношения изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ (изотоп ^3He считают первичным, сохранившимся в нижней мантии со времени образования Земли). Предполагают, что именно плюмы, приуроченные к границам плит, играют роль сил, раздвигающих плиты и вызывающих их перемещения (Morgan, 1971; Strahler, 1998). Некоторые исследователи допускают сосуществование конвективных ячеек и плюмов. В

частности, разработана модель, согласно которой конвективные течения могут деформировать или срезать верхние части плюмов (Abelson, Agnon, 2001 и др.).

2.2.2. Локальные причины магматических процессов

Существуют три главных способа образования сочетаний магматических пород – кристаллизация их из магматических расплавов, метасоматические преобразования различных пород с образованием новых пород магматического облика, региональная гранитизация.

Магматические расплавы могут возникать как в мантии, так и в земной коре. Основываясь на рассмотренных выше концепциях, говорят о трех механизмах зарождения мантийных расплавов в результате:

- понижения давлений при относительно постоянных температурах (так называемая адиабатическая декомпрессия);
- понижения температуры плавления субстрата в участках обогащения летучими компонентами;
- нагревания субстрата в условиях постоянных давлений.

Предполагают, что механизм декомпрессии возможен в двух геодинамических обстановках – на относительно небольших глубинах вследствие раскрытия зон разломов (типичными проявлениями такого механизма считают постоянные излияния основных расплавов в зонах СОХ, где аномально разогретая мантия залегает наиболее близко к земной поверхности) и в верхних частях плюмов при подъеме их на уровень астеносферы, то есть, в области более низких давлений.

Присутствие летучих компонентов (H_2O , H_2 , CO , CO_2 , CH_4 , N_2 , Cl_2 , F_2) во флюидном состоянии понижает температуру плавления. По экспериментальным данным, в зависимости от величины давления паров воды (P_{H_2O}) температура плавления пироксенов может понижаться на $100^{\circ}C$, альбита – на несколько сотен градусов. Считают, в частности, что такие условия возникают в мантии вблизи зон субдукции. Океанические литосферные плиты, погружаясь, несут с собой значительное количество

воды, которая под действием температуры и давления начинает мигрировать в окружающее мантийное вещество. Кроме того, ряд моделей допускают привнос такого количества дополнительного тепла в верхнюю мантию со значительно больших глубин, что оно может преодолеть «нейтрализующее» влияние всестороннего давления и вызвать появление расплавов. Вместе с теплом привносятся флюиды и ряд редких элементов, обогащающих мантию по сравнению с исходной. Это явление получило название *глубинного метасоматоза*. Конкретные механизмы привноса надежно не установлены. Одним из возможных механизмов считают привнесение некогерентных элементов с больших глубин плюмами.

Наименее ясны возможности появления расплавов в мантии в результате локального нагрева при постоянных давлениях. Предполагают, что такой разогрев может происходить вследствие радиоактивного распада U , Th , K (Петрография., 2001), но мантия в целом бедна радиоактивными элементами и довольно сложно объяснить появление скоплений последних.

Появление расплавов *в земной коре* вызывают по сути те же причины: декомпрессия, привнос из мантии более легкоплавких компонентов, разогрев пород коры над промежуточными очагами поступающих из мантии высокотемпературных расплавов. В раннем докембрии к этим факторам, вероятно, добавлялось радиогенное тепло, генерировавшееся непосредственно в земной коре.

Два других механизма – метасоматоз и гранитизация также проявляются в земной коре; суть этих процессов рассмотрена ниже.

2.3. Возникновение породных сочетаний в результате кристаллизация магматических расплавов

2.3.1. Зарождение магматических расплавов

Магматические расплавы, из которых в конечном результате образуются изверженные породы, возникают в верхней мантии и нижних частях земной коры на глубинах примерно от 250 км до 20–10 км.

Образование мантийных магматических расплавов. С увеличением глубины на 1 км температура в недрах Земли повышается в среднем на 30°C . Эту величину называют *геотермическим градиентом*. В некоторых районах он может достигать значительно большей величины. По расчетам, на глубине 100 км температура должна составлять около 2000°C , в то время как магматические породы в условиях нормального давления (1 атм) плавятся при температурах $1000\text{--}1500^{\circ}\text{C}$. Тем не менее, несмотря на повышение с глубиной температуры, без влияния дополнительных факторов, рассмотренных выше, в мантии не могут возникнуть расплавы, поскольку этому препятствует одновременное повышение давления (переход вещества в расплавленное состояние требует резкого увеличения объема; именно это в условиях высокого всестороннего давления оказывается невозможным).

Магматические расплавы – это существенно ионные силикатные и алюмосиликатные расплавы с кислородной основой и сложным квазикристаллическим строением, обусловленным существованием в расплаве кремнекислородных группировок, которые при застывании расплава полимеризуются и образуют *кремнекислородные тетраэдры* (Маракушев, 1976). Силикатные расплавы имеют способность растворять значительное количество воды и углекислоты. При обсуждении теоретических аспектов процессов плавления мантийного субстрата обычно используют экспериментальные данные по системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (CMAS), что отвечает минеральной ассоциации форстерит – энстатит – диопсид – пироп – шпинель.

Процессы плавления мантийного вещества имеют выборочный характер – первыми в расплав переходят наиболее легкоплавкие компоненты, последними – наиболее тугоплавкие. Таким образом, мантийное вещество ультраосновного состава разделяется на *ортомагматический* расплав, сложенный в основном относительно легкоплавкими компонентами, и *рестит* – тугоплавкий остаток (Рингвуд, 1981 и др.). Плавление происходит с постепенным исчезновением из субстрата все более

тугоплавких минералов; соответственно, состав рестита будет все больше отличаться от исходного состава мантии. Изменение состава рестита происходит в последовательности: $Ol + Orx + Crx \rightarrow Ol + Orx \rightarrow Ol$. Параллельно с этим в рестите возрастает отношение Mg/Fe (железо в большей мере переходит в расплав по сравнению с магнием). В экспериментах, проводившихся при давлении около 20 000 атм, плавление начиналось при температуре 1420⁰С, при температуре 1560⁰С возникал оливиновый рестит. Такие реститовые массы со временем могут выдавливаясь по тектоническим зонам в твердопластическом или кашеобразном состоянии в верхние горизонты (при этом они сохраняют следы глубинных деформаций). Вероятно, так возникают плутонические массивы дунитов и гарцбургитов.

Различают два *механизма плавления*:

- равновесное плавление;
- фракционное плавление.

Равновесное плавление имеет место, когда первые порции расплава остаются на месте и продолжают взаимодействовать с реститом. При увеличении количества расплава до 20–25% он не может удержаться в кристаллическом каркасе и должен мигрировать в зоны пониженного давления. Состав расплава зависит от степени плавления. Первыми в расплав переходят наиболее легкоплавкие элементы (особенно щелочи). Поэтому начальные выплавки будут иметь щелочной состав и, если они отделятся от субстрата, возникнут щелочные расплавы. Если же такие выплавки останутся в системе «мантия – расплав», с увеличением степени плавления в них во все возрастающем количестве будут переходить более тугоплавкие компоненты (железо, кальций, некоторое количество магния). Соответственно, относительное количество щелочей в такой выплавке будет последовательно уменьшаться, а общий состав расплава будет становиться все больше основным и все больше будет приближаться к исходному составу мантии. Расчеты, подтвержденные экспериментальными данными, показывают, что

при 5%-ном плавлении расплав будет иметь состав щелочного базальта, при 20–30%-ном плавлении – будет отвечать нормальному базальту, при 50–60%-ном – будет иметь ультраосновной состав с высоким количеством магния, соответствующий коматиитам. Однако полного плавления мантийного вещества при этом не достигается, поэтому расплав никогда не будет отвечать исходному составу мантийного источника. Ортомагматические расплавы и рститы взаимно дополняются до исходного состава мантийного субстрата; говорят, что они между собой *комплементарны*.

Изложенная схема является упрощенной. При процессах плавления взаимодействуют несколько факторов и учесть влияние каждого из них очень сложно. Так, при 40%-ном плавлении расплаву уже тяжело удержаться в системе, он неизбежно «отрывается» от материнского субстрата и начинает подниматься вверх (именно поэтому базальты являются наиболее распространенными из магматических горных пород). Поэтому достичь 60% плавления субстрата без дополнительных условий не удастся. Соответственно, для объяснения возникновения коматиитов приходится разрабатывать более сложные модели. Например, предполагают, что коматииты возникают путем повторной переплавки остаточного мантийного субстрата после того, как из него были удалены легкоплавкие компоненты.

С другой стороны, возникает вопрос, как отделяются от мантийного субстрата расплавы низких степеней плавления, дающие начало щелочным базальтам; в этом случае приходится предполагать действие еще какого-то дополнительного фактора (возможно, тектонического в зонах растяжения). При одинаковом составе мантийного субстрата состав выплавов будет зависеть также от величины литостатического давления. Полагают, что с увеличением глубины генерации расплавов в них возрастает роль K , Rb , Sr , при этом происходит относительное обогащение их более щелочными металлами и возрастает величина отношений Rb/K , Ba/Sr , Yb/La (Лутц, 1980).

Установлено, что температура плавления субстрата возрастает:

- ✓ при повышении в субстрате величины отношения Mg/Fe ,

- ✓ при повышении величины отношения Ca/Al_2O_3 при постоянной магнезиальности,
- ✓ увеличении глубины плавления,
- ✓ увеличении всестороннего давления.

Уменьшение температуры плавления мантийного субстрата вызывают:

- ✓ уменьшение глубины плавления и всестороннего давления,
- ✓ увеличение количества глинозема или железистости субстрата,
- ✓ увеличение давления флюидных компонентов, в первую очередь, паров воды (P_{H_2O}).

Поэтому на одной и той же глубине из одного и того же мантийного субстрата в зависимости от дополнительных условий (например, разной величины соотношения P_{H_2O}/P_{CO_2}) могут выплавляться разные по составу расплавы. При повышенном количестве H_2O возникают кварцнормативные (расплавы, из которых в принципе, но не обязательно может кристаллизоваться кварц), а при повышенном количестве CO_2 – ларнитнормативные расплавы (Магматические...ультраосновные породы, 1988). Подавляющее большинство исследователей связывает с CO_2 повышение щелочности расплавов. При повышенном количестве CO_2 и высоких давлениях ($P = 29 \text{ Pa}$) могут возникать не силикатные, а карбонатитовые расплавы (Wyllie, 1995).

Фракционное плавление представляет собой процесс, при котором порции расплава, только образовавшись, сразу отделяются от мантийного субстрата. До недавнего времени его считали маловероятным, поскольку довольно сложно вообразить причины, из-за которых небольшие порции расплава начнут систематически отделяться от субстрата. Однако исследование включений стекла (остатков расплава) в плагиоклазах базальтов показывает, что такие реликтовые включения нередко различаются по составу даже в пределах одного зерна плагиоклаза (Schiano, 2003). Это рассматривают как доказательство фракционного отделения от субстрата капель расплава разного состава. Капли, поднимаясь, сливаются в

магматическую колонну, которая движется вверх; отличия состава между разными частями расплава при этом нивелируются. Считают, что именно механизм фракционного плавления действует при образовании базальтов под СОХ (поскольку плавление здесь происходит в условиях декомпрессии, отделение капель расплава от субстрата облегчено сравнительно с другими условиями). Исследование включений позволило сделать предположение об одновременном возникновении порций расплава на разных глубинах (в изученном случае оценки глубин отвечали интервалу от 20 до 80 км).

Механизм сепарации мантийного вещества на комплементарные между собой ортомагматические расплавы и рстит убедительно иллюстрируют исследования поведения рассеянных химических элементов. К рассеянным относят элементы, встречающиеся в породах в количестве меньше 0,1% веса, или меньше чем 1000 частей на миллион (ppm). По отношению к магматическому процессу рассеянные элементы разделяют на когерентные (совместимые) и некогерентные (несовместимые).

Когерентные элементы – это те, поведение которых коррелирует с поведением высокотемпературных породообразующих окислов. К этой группе принадлежат *V, Mn, Ti, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Zr, Nb, Ta* (Лутц, 1980). Они концентрируются преимущественно в высокотемпературных минералах, последними переходят в расплав при плавлении мантийного субстрата и первыми удаляются из расплава при начале кристаллизации последнего. Когерентные элементы концентрируются преимущественно в порфировых вкрапленниках вулканических пород (никель в оливине, кобальт в ортопироксенах, хром в клинопироксенах).

Некогерентные элементы переходят в расплав на начальных стадиях плавления мантийного субстрата. По мере увеличения количества расплава их концентрация в расплаве постепенно уменьшается, приближаясь к исходной концентрации в мантийном субстрате. При застывании расплава они концентрируются в его последних порциях, т.е., в вулканическом стекле (рис. 2.2). К этой группе принадлежат щелочные (*Li, Na, K, Rb, Cs*),

щелочноземельные (Sr , Ba), радиоактивные (Th , U) и редкоземельные элементы. В целом действует следующая закономерность – элементы с небольшими ионными радиусами и низкой валентностью преимущественно совместимы, а элементы с большими радиусами преимущественно несовместимы. Чем более близки элементы между собой по размеру ионов и валентности, тем более подобно их поведение в разных процессах.

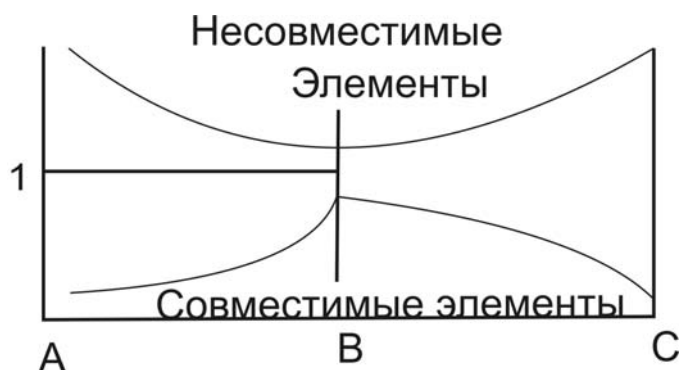


Рис. 2.2. **Принципиальная схема поведения рассеянных элементов в магматических производных мантии** (Шинкарев, Иванников, 1983, с упрощениями):

1 – содержание элемента, нормированное по хондриту, А – мантийный источник (твердая фаза), В – состав выплавки из мантии (100% расплава), С – вулканическая порода (100% застывания расплава).

Особое внимание уделяют исследованию поведения редкоземельных элементов. РЗЭ или лантаноиды включают 15 элементов, начиная от лантана (№ 57) до лютеция (№ 71); нередко в эту группу включают также иттрий, который имеет № 39, но по размерам ионного радиуса очень близок к гольмию (№ 67). Легкие – начальные члены ряда – переходят в расплав в числе первых легкоплавких компонентов. При дальнейшем плавлении относительное количество их в расплаве понижается, но в любом случае превышает содержание в исходном субстрате. В реститах, наоборот, количество их должно быть меньше содержаний в исходном мантийном субстрате. Поэтому содержания редкоземельных элементов служат одним из

наилучших критериев при разделении пород – производных реститов и ортомагматических расплавов.

Сравнение содержаний лантаноидов проводят путем нормирования их количества по отношению к эталону. Различные исследователи за эталон принимают количество каждого из элементов, установленное в углистых хондритах или рассчитанное для среднего содержания в метеоритах разных типов; в некоторых случаях содержания РЗЭ нормируются по базальтам СОХ (MORB в англоязычной литературе). Проблема заключается в том, что составы, по которым производится нормирование, довольно существенно отличаются между собой и, соответственно, отличаются конечные результаты. Роллинсон (1993) считает, что оптимальной базой для сравнений может служить состав хондрита, рассчитанный Томсоном (табл. 2.2). В каждом случае необходимо указывать, какой именно состав выбран как основа для расчетов.

Таблица 2.2

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в хондритах

1 – по (Taylor and McLennan, 1985), 2 – по (Thompson, 1982).

Приведено по (Rollinson, 1993)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
1	0,367	0,957	0,137	0,711	0,231	0,087	0,306	0,058	0,381
2	0,329	0,865		0,63	0,203				

	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
1	0,0851	0,249	0,0356	0,209	0,0381	2,1
2			0,034	0,22		2,0

Диаграммы, на которых проводят сравнение РЗЭ, в англоязычной литературе получили название «spidergrams» (что можно перевести как паукограммы). Полученные отношения откладывают в логарифмическом масштабе; состав, по которому проведено нормирование, отвечает на диаграмме горизонтальной линии при значении 1. Все значения больше 1

означают обогащение, меньше 1 – обеднение РЗЭ (рис. 2.3). Изредка встречаются ультраосновные породы (лерцолиты), в которых нормированные содержания РЗЭ близки к единице, а минеральный состав приближается к исходному мантийному веществу.

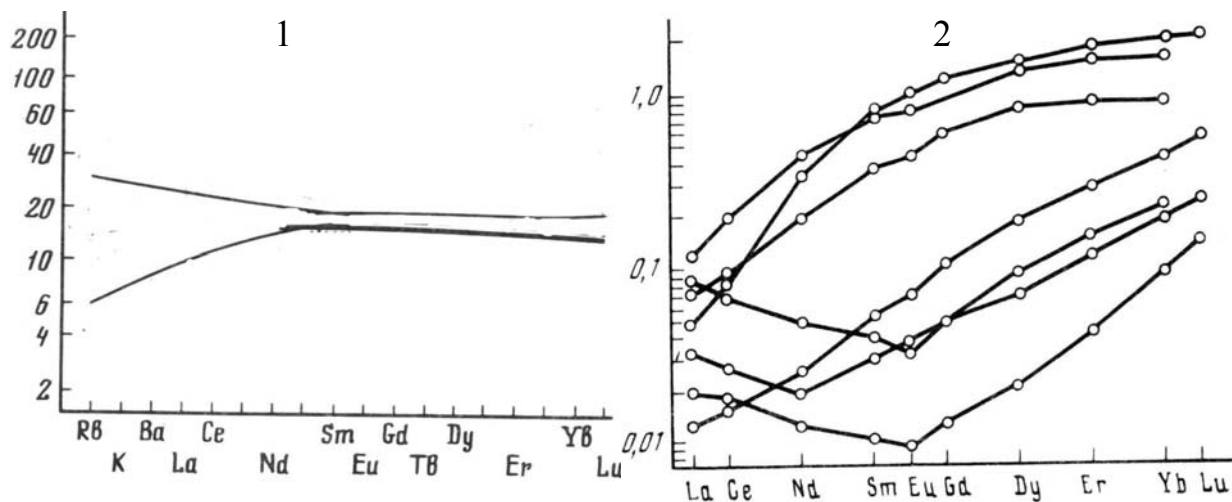


Рис. 2.3. **Нормированные по хондриту содержания редкоземельных элементов** в: 1 – производных ортомагматических расплавов (базальты СОХ, по Основные, 1985), 2 – возможных реститах (лерцолиты района Лигурийского моря, по Ультраосновные, 1988).

На протяжении геологической истории Земли выплавление магматических расплавов почти в каждом участке верхней мантии происходило неоднократно. Это изменяло соотношения химических элементов в мантийном веществе, состав которого все больше отклонялся от первоначального хондритового. Предполагают, что мантия первоначально была относительно однородной (гомогенной), магматические процессы привели к возникновению в ней неоднородностей – значительных по размерам участков с разными геохимическими и изотопными характеристиками. Состав этих участков влияет на состав образованных из них последующих расплавов, поэтому считают, что установление характера мантийного источника является одной из главных современных проблем петрологии. В этом отношении важные данные получены при изучении глубинных ксенолитов, вынесенных на поверхность вулканами и трубками взрыва. На основании их изучения различают три класса включений

(Петрография., 2001) и, соответственно, три главных типа современной мантии – примитивная, деплетированная и обогащенная. При поисках и разделении разных типов мантийного вещества первоочередное значение имеют исследования изотопных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и некоторых других (Carlson, 1995).

- Под *примитивной мантией* понимают участки, состав которых остался близким к исходному (хондритовому). Предполагают, что примитивный состав сохраняет нижняя мантия, а в верхней исходные соотношения элементов могут сохраняться лишь в местах выноса глубинного материала из нижней мантии.

- *Деплетированной* называют мантию, из которой во время проявления магматических процессов была вынесена какая-то часть некогерентных элементов. Примером таких участков считают мантию под СОХ. Для последних характерно пониженное количество клинопироксена (поскольку он первым из мантийных минералов переходит в расплав), пониженная величина соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($< 0,7025$) и повышенная сравнительно с примитивной мантией величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Химические элементы, вынесенные из деплетированной мантии, пошли на построение земной коры. Поэтому считают, что кора и деплетированная мантия комплементарны – они взаимно дополняют друг друга до состава примитивной мантии.

- *Обогащенная мантия* отличается от примитивной повышенным количеством некогерентных элементов. Все исследователи считают, что эти элементы были откуда-то привнесены и называют это явление глубинным или мантийным метасоматозом (Chesley et al., 2004). В участках обогащенной мантии должны существовать вкрапленность или жильные тела, сложенные амфиболом (под океанами), флогопитом (под континентами), апатитом, клинопироксеном. При этом амфибол и флогопит содержат воду, апатит служит концентратором таких элементов, как *Th*, *U*, *Cl*, *Br*, *Sr*, *PЗЭ*, а клинопироксен – *Sr*, *Zr*, *Y*, *Pb*, *Th*, *U*, *PЗЭ*. При дальнейших

процессах эти минералы могут разлагаться и давать флюиды и расплавы с высоким содержанием некогерентных элементов; считают также, что признаком глубинного метасоматоза является повышенное содержание Os и высокая величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Отличия между разными типами мантии отображает диаграмма, приведенная на рис. 2.4. (на этой диаграмме средний состав мантии Земли, вероятно, ближе всего отвечает примитивной мантии).



Рис. 2.4. **Соотношения изотопов в разных мантийных резервуарах** (Ролинсон, 1993).

Отдельный вопрос – когда возникли неоднородности состава в мантии. На основании изучения метеоритов и лунного вещества принимают, что на момент образования Земли соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляло 0,6989. С течением времени это соотношение в мантии возрастало и должно было бы отвечать в современных мантийных производных 0,704. В действительности же величина этого отношения в магматических образованиях разных структур различна, вариации ее на континентах значительно большие, чем в океанах. Объяснить факт таких отличий можно лишь предположением о существовании в мантии устойчивых участков деплетированной и примитивной мантии, начиная с докембрия (Фор, 1989).

Образование магматических расплавов в земной коре. В условиях земной коры магматические расплавы, вероятно, зарождались на уровнях, недоступных для непосредственных наблюдений. Некоторые исследователи полагают, что в областях развития раннего докембрия можно наблюдать реликты магматических очагов – места непосредственного выплавления расплавов. Расчеты показывают, что на глубинах около 20 км линия температурного градиента пересекает кривые плавления кислых пород (Шинкарев, Иваников, 1983), т.е. на этой глубине при определенных дополнительных условиях могут возникать кислые расплавы. Допускают, что температуры возникновения расплавов составляют не меньше 800°C , но могут понижаться в присутствии водных флюидов. Главные особенности процесса выплавления магматических расплавов в условиях земной коры подчиняются так называемому закону эвтектики. Подавляющее большинство магматических расплавов, возникающих в условиях земной коры, имеют кислый состав и выплавление их начинается в точках эвтектики «плагиоклаз – калиевый полевой шпат – кварц» или «плагиоклаз – кварц». Такие расплавы называют анхиэвтектическими, т.е., близкими к составу эвтектики.

2.3.2. Дифференциация и кристаллизация магматических расплавов

Места зарождения магматических расплавов называют *магматическими очагами*. После отделения от субстрата расплав поднимается вверх в виде магматической колонны, мантийного диапира или астенолита (смеси расплава и определенного количества кристаллов, которая имеет форму гигантской капли). Расплав достигает земной поверхности, образуя вулканические излияния, или останавливается на той или иной глубине в *магматических камерах*, образуя после застывания плутонические тела (во многих случаях расплавы при подъеме задерживаются в промежуточных магматических камерах, а затем возобновляют движение). Полной ясности в вопросе, почему вообще расплав поднимается, не существует. Был предложен ряд гипотез:

- ✓ вытеснение расплавов за счет давления на них залегающих выше толщ,
- ✓ подъем расплавов за счет декомпрессии (расхождение залегающих выше тектонических блоков и падение давления),
- ✓ подъем расплава за счет насыщения его газами,
- ✓ подъем расплава за счет увеличения объема вещества при переходе из твердого в расплавленное состояние.

Против каждой из тех гипотез были выдвинуты достаточно веские возражения, но сам факт подъема расплавов сомнений не вызывает.

От самого начала подъема на более высокие горизонты до застывания в виде сочетания ряда магматических пород расплав подвергается определенным изменениям, связанным, в первую очередь, с процессами кристаллизации. Главные закономерности последней отображены в общеизвестной схеме Н. Боуена.

Общей закономерностью для всех случаев кристаллизации является последовательное увеличение доли силиция в формулах минералов. В условиях так называемой *равновесной кристаллизации*, когда на ее ход не влияют никакие другие факторы кроме понижения температуры, кристаллизующиеся минералы реагируют с расплавом и частично друг с другом; все такие реакции пройдут до конца и расплав застынет в виде одной породной разновидности, химический состав которой полностью будет отвечать исходному составу магматического расплава. Однако в природе ход кристаллизации расплава постоянно нарушается дополнительными факторами, вызывающими отделение определенных порций расплава от главного объема или удаление части кристаллов (которые к тому времени успели закристаллизоваться) из не полностью раскристаллизованного расплава. Эти процессы называют дифференциацией расплавов. По Ч. Хьюджесу (1988), ***магматическая дифференциация*** – это процесс образования более чем одного типа магматических пород из магмы во время ее извержения и охлаждения.

Широко распространенным механизмом дифференциации считают механическое отделение от расплава (сепарацию) «примакристаллов» – т.е. таких, которые кристаллизуются первыми (и, соответственно, сложены более тугоплавкими компонентами), и обогащение остаточного расплава более легкоплавкими компонентами. Такой процесс называют *фракционной дифференциацией (или кристаллизацией)*. Процессам фракционирования в значительной степени содействует то, что расплавы с самого начала не являются гомогенными и имеют сложное квазикристаллическое строение, обусловленное существованием кремнекислородных группировок. При рассмотрении закономерностей фракционной кристаллизации представляют идеализированную физико-химическую систему, из которой происходит непрерывное удаление кристаллов сразу после их образования. При этом из системы будут постоянно выводиться зерна, обогащенные более тугоплавкими компонентами, и расплав не будет иметь возможности с ними прореагировать. Процессы кристаллизации такого расплава каждый раз будут начинаться заново, а сам расплав каждый раз будет иметь более кислый начальный состав. В конечном результате расплав застынет в виде не одной породы, как в случае равновесной кристаллизации, а в виде сочетания генетически связанных между собой пород разного состава, отвечающих разным стадиям фракционирования исходного расплава. Чем более полно будут проявляться процессы фракционирования, тем большей будет разница между начальными и конечными членами таких сочетаний. Дифференциация расплавов начинается в каналах, которыми поднимались расплавы, и заканчивается в магматических камерах, т.е. после внедрения расплава на место будущего застывания.

Существует несколько механизмов фракционирования магматических расплавов:

- *Гидродинамическая дифференциация* – во время подъема расплава по подводющему каналу скорость его движения возле стенок последнего замедляется из-за трения, и примакристаллы мигрируют к центральным

частям, где движение происходит с большей скоростью. Этот механизм проявляется при относительно небольшой ширине канала, по которому движется расплав, в подводящих каналах вулканических аппаратов и небольших плутонических телах.

- *Гравитационная дифференциация* – опускание или, наоборот, всплывание новообразованных кристаллов в колонне движущегося расплава вследствие разной плотности.

- *Флотация* – одно из проявлений гравитационной дифференциации. Это активное выделение летучих компонентов, пузырьки которых захватывают легкие кристаллы и поднимают их с собой вверх. Считают доказанным, что такой механизм обусловил обогащение кристаллами лейцита верхних частей лавовых потоков вулкана Везувий.

- *Кристаллизационная дифференциация* проявляется после внедрения расплава в магматическую камеру. В последней возникает *температурный градиент* – кристаллизация начинается вблизи границ камеры с более холодными вмещающими породами и дальше постепенно смещается к центральным частям камеры. В отличие от фракционирования, тугоплавкие минералы, которые кристаллизуются первыми, не выводятся из расплава, а продолжают реагировать с последним после своего образования. Это приводит к возникновению в расплаве диффузных процессов и *градиентов концентраций* компонентов. При застывании количество расплава последовательно уменьшается, а состав его последовательно обогащается легкоплавкими компонентами, которые оттесняются к центральным частям камеры; соответственно, породы, образовавшиеся при кристаллизации последних порций расплава, будут отличаться по составу от возникших на первых стадиях кристаллизации. В результате внешние части магматического тела, возникшего при застывании одной порции расплава, будут обогащены более высокотемпературными минералами и будут иметь более основной состав сравнительно с породами центральной части тела. Такой же механизм может проявляться и снизу вверх по разрезу

магматической камеры, давая начало так называемым расслоенным массивам. При этом в нижней части магматической камеры возникает зона кристаллизации мощностью в первые метры, представляющая собой смесь кристаллов и расплава. Верхней границей зоны служит изотерма ликвидуса расплава, то есть, поверхность, на которой из расплава кристаллизуются первые наиболее высокотемпературные кристаллы. Нижней границей зоны кристаллизации является поверхность солидуса, которой отвечает кристаллизация последних порций расплава. Таким образом, в зоне кристаллизации сосуществуют первичные кристаллы, выделившиеся из расплава (так называемый кумулус) и остаточный расплав, реагирующий с кумулусом. За счет этих реакций минералы кумулуса обрастают каемками более низкотемпературных минералов и возникает так называемый интеркумулус, минеральные агрегаты, заполняющие промежутки между кристаллами кумулуса. В ходе остывания расплава зона кристаллизации постепенно смещается вверх по разрезу. Перед зоной кристаллизации возникает диффузионная зона, представленная расплавом, обедненным тугоплавкими компонентами (и, соответственно, обогащенная легкоплавкими компонентами) и более низкотемпературным по сравнению с главным объемом расплава, находящегося выше зоны кристаллизации. В результате здесь возникает явление так называемого концентрационного переохлаждения, приводящее ко все большему замедлению скорости перемещения зоны кристаллизации. Последняя в таких условиях становится неустойчивой и над поверхностью солидуса возникает еще одна (нижняя) диффузионная зона, из которой начинается кристаллизация более низкотемпературных минералов по сравнению с возникающими из верхней диффузионной зоны. Это приводит к появлению прослоек небольшой мощности, образующих микроритмы. В ходе кристаллизации нижняя диффузионная зона постепенно раскристаллизовывается и исчезает. После этого процесс кристаллизации продолжится на границе поверхности ликвидуса и диффузионной зоны вплоть до следующего повышения

концентрации легкоплавких компонентов перед фронтом зоны затвердевания (Шарков, 2006). Микроритмичность в разрезах расслоенных плутонических тел возникает не случайно, а в участках смены одних устойчивых минеральных ассоциаций другими (там же).

Существует еще ряд факторов, которые могут влиять на изменения состава расплавов:

✓ *Ликвация* – разделение расплава на части, которые не смешиваются между собой (подобно тому, как не могут смешиваться вода и масло), и каждая из них кристаллизуется отдельно. В отличие от фракционной дифференциации здесь происходит механическое разделение не твердых частичек и расплава, а двух частей в жидком состоянии (приложение 2.4).

✓ *Ассимиляция* – захват и переплавка включений вмещающих пород как во время подъема расплавов, так и после их внедрения в камеру.

✓ *Гибридизм* – смешение между собой порций магматических расплавов разного состава. По-видимому, здесь возможны все варианты от внедрения в застывающую магматическую камеру дополнительных порций близкого по составу расплава, что вызывает мезо- и макроритмичность в расслоенных массивах (Шарков, 2006), до смешения разноглубинных расплавов существенно различного состава на более низких уровнях (до их поступления в магматическую камеру).

✓ *Фильтр-прессинг* проявляется на конечных стадиях застывания расплава. В магматической камере вследствие тектонических движений остаточные порции расплавов нередко отжимаются в трещины и кристаллизуются там в виде жил независимо от процессов, которые продолжаются в главном теле.

✓ *Насыщенность расплавов летучими компонентами* может существенно повлиять на состав кристаллизующихся пород. Известно, что увеличение количества паров воды в расплаве приводит к увеличению количества кислых дифференциатов из расплава, в то время как повышение количества углекислоты вызывает обратный эффект.

✓ *Скорость подъема расплавов*, вероятно, также влияет на интенсивность процессов – чем меньше скорость, тем больше возможность дифференциации расплава.

Изучая происхождение магматических породных сочетаний, петрологи стремятся определить *состав исходного расплава*, отвечающего тому или иному сочетанию, и решить вопрос, какой стадии дифференциации этого расплава соответствует та или иная порода. Для решения всех этих вопросов широко привлекают петрохимические (Кокс с соавт., 1982) и геохимические исследования. Рассеянные элементы при фракционной кристаллизации ведут себя противоположно по сравнению с процессами плавления – расплав прогрессивно обогащается некогерентными и обедняется когерентными элементами (см. рис. 2.2). Наряду с поведением отдельно взятых элементов весьма информативными оказываются соотношения пар элементов. Например, в соотношениях La/Yb ; $La/Y-Yb$; $La/Y-Ce$; $La/Sm-Sm$; $Gd/Yb-Yb$ легкие члены ряда РЗЭ должны в большей мере накапливаться в остаточных расплавах сравнительно с тяжелыми. Некоторые соотношения, наоборот, не зависят от процессов фракционирования, что позволяет использовать их для различия производных разных исходных расплавов: $Cs-Rb-Ba$; $Nb-Ta-K$; $Ce-Pb$; $Pr-Sr$; $P-Bd$; $Zr-Hf-Sm$; $Eu-Ti$; $Ho-Y$; $Y-Tb$; $La-Ta$; $La-Nb$; $Ta-Th$; $Ti-Zr$; $Ti-Y$; $Th-Ta-Th/Tb$; $Th/Nb-Ce/Nb$ и некоторые другие (Роллинсон, 1993).

2.4. Возникновение сочетаний гранитоидов метасоматическим путем

Породы кислого состава могут возникать не только за счет кристаллизации расплавов, но и вследствие переработки в твердом состоянии разных исходных пород под действием растворов, приносящих «салические компоненты» (калий, натрий, силиций) и выносящих «фемические» (железо, магний, частично кальций). Такой процесс образования называют метасоматическим. При этом возникают породы, не отличимые по составу от некоторых гранитоидов – производных магматических расплавов. Последнее приводит к значительным расхождениям в оценке роли метасоматического гранитообразования в

природе. Наиболее надежным отличительным признаком в данном случае оказываются особенности не отдельно взятых пород, а сложенных ими геологических тел. Можно говорить, по меньшей мере, о двух типах тел – это участки так называемых очковых мигматитов, связанных с процессами региональной гранитизации, и довольно крупные (первые сотни км²) массивы гранитоидов, возникшие в результате дробления и последующей переработки различных по составу пород в зонах региональных разломов. В обоих случаях главным механизмом образования плутонических пород метасоматическим путем является так называемая *фельдшпатизация* – последовательное «заращение» тех или иных пород субстрата (палеосомы) вкрапленниками (порфиробластами) калиевого полевого шпата, в меньшей мере плагиоклаза.

В первом случае метасоматоз является составной частью рассмотренных ниже процессов региональной гранитизации (см. раздел 2.5). Очковые мигматиты возникают на относительно небольших участках за счет последовательного «заращения» метаморфических пород (обычно отдельных пластов последних) вкрапленниками вдоль определенных плоскостей. В обнажениях вдоль простирания пластов можно наблюдать все стадии этого процесса от появления отдельных вкрапленников размером 0,5–1 см до того, как количество их достигает 30% и больше от объема породы. Метасоматическая природа таких образований ни у кого сомнений не вызывает.

Во втором случае процессы образования гранитоидов теснейшим образом связаны с процессами дробления. Детальные исследования показывают неоднократное чередование здесь стадий дробления и последующей перекристаллизации пород, сопровождавшейся заращением их вкрапленниками калиевого полевого шпата. Субстрат, по которому они возникают, подвергается перекристаллизации до неузнаваемости, постепенно теряя признака дробления. Состав исходного субстрата может быть самый различный (в наблюдавшихся случаях это были гнейсы, амфиболиты,

метаморфические сланцы по вулканитам и терригенным породам, гранитоиды); независимо от этого в результате перекристаллизации и метасоматических преобразований общий состав пород становится одинаково кислым, а по внешнему виду они все больше приближаются к порфировидным гранитоидам.

На первой стадии среди палеосомы, обладающей признаками дробления (катаклаза), возникают небольшие выделения неправильной формы, сложенные полевыми шпатами, часто линзовидные агрегатные скопления мелких зерен полевых шпатов. На следующих стадиях количество вкрапленников постепенно увеличивается в каком-то направлении, одновременно происходит их перекристаллизация и возрастает степень идиоморфизма; параллельно в породах, по которым развиваются эти вкрапленники, происходит уменьшение количества фемических минералов, увеличивается зернистость, постепенно исчезают ориентированные текстуры. В результате отличия в составе палеосомы на разных участках постепенно нивелируются, и возникают кристаллические породы кислого состава, содержащие изометричные выделения полевых шпатов размером в первые сантиметры (так называемые очковые гранитоиды). При дальнейшей перекристаллизации такие выделения превращаются в идиоморфные кристаллы и возникают довольно однообразные порфировидные гранитоиды. В некоторых случаях количество вкрапленников возрастает почти до 100% и образуются относительно равномернозернистые средне-крупнозернистые породы, сохраняющие узкие перегородки между кристаллами полевых шпатов, сложенные другими минералами. Размеры вкрапленников в отдельных случаях достигают 30 см по длинной оси. При детальном микроскопическом исследовании в таких породах удастся выделить несколько стадий дробления и перекристаллизации кварц-полевошпатового агрегата, однако вследствие качественной однотипности минеральных ассоциаций многие исследователи не отличают такие породы от нормальных гранитов – производных магматических расплавов.

Наиболее надежным отличительным признаком подобных массивов является их псевдослоистое строение. В каждом из них наблюдается многократное чередование «слоев» гранитоидов с разным количеством и размерами вкрапленников, а также перекристаллизованных дробленых пород, так называемых бластокатаклазитов и бластомилонитов (рис. 2.5).

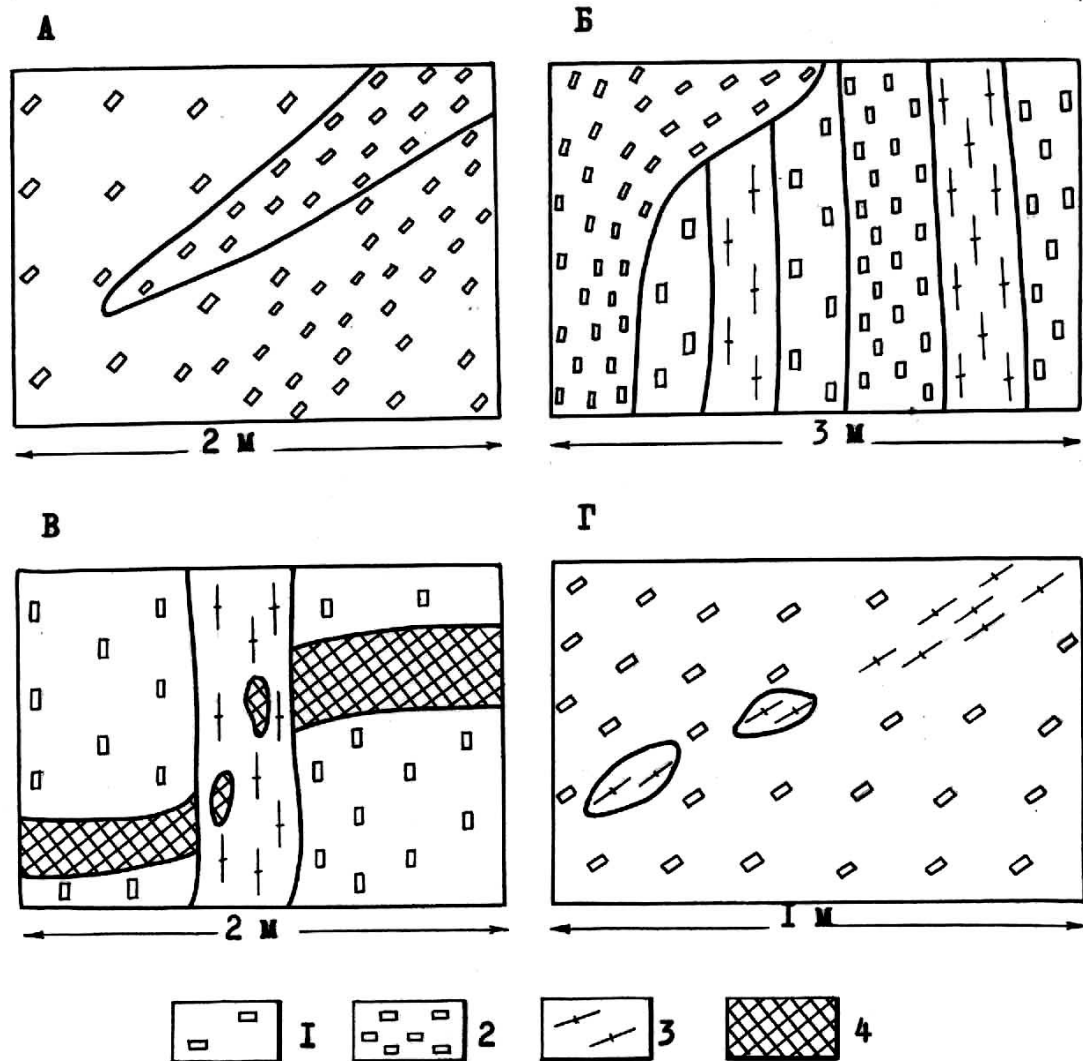


Рис. 2.5. **Структурные особенности тел метасоматических гранитоидов, связанных с зонами разломов** (Кудашевский массив, Украинский щит).

Гранитоиды с разным количеством и размерами порфировидных вкрапленников: 1 – мезократовые среднезернистые гранодиориты до гранитов; 2 – лейкократовые среднезернистые гранодиориты до гранитов; 3 – бластомилониты и бластокатаклазиты; 4 – жилы аплитов и пегматитов.

А – Постепенные переходы и четкие границы мезократовых и лейкократовых гранитоидов. Б – Секущие соотношения лейкократовых и мезократовых гранитоидов. В – Пересечение пегматитовой жилы зоной бластомилонитов. Г – Явления будинажа (растаскивания) зоны бластомилонитов.

Контакты таких «слоев» могут быть четкими или постепенными, сами слои могут быть согласными или же на отдельных участках срезать друг друга. Мощность их варьирует от десятков сантиметров до десятков метров. Каждый такой псевдослой макроскопически выглядит как вполне однородный, но микроскопические и петрохимические исследования показывают, что состав пород в его пределах может меняться (от гранодиорита до гранита, от гранодиорита до кварцевого диорита).

2.5. Возникновение сочетаний гранитоидов в ходе региональной гранитизации

Гранитоиды, являющиеся составной частью мигматитов, по генезису часто называют анатектическими или ультраметаморфическими.

Термин *анатексис* был предложен Седергольмом в 1907 г. для обозначения процессов регионального плавления горных пород. Позже многочисленные исследователи стали вкладывать в этот термин свое понимание и ввели ряд вспомогательных терминов (палингенез, «анатектиты палингенно-метасоматического типа» и др.). В 1916 г. Холмквист предложил термин *ультраметаморфизм*. Под этим он понимал частичную или полную перекристаллизацию метаморфических пород в магматические в твердом состоянии. Позднее этот исследователь пришел к выводу, что процессы перекристаллизации оканчиваются плавлением и частичным перемещением (мобилизацией) гранитоидного материала. Термин ультраметаморфизм на современном этапе больше распространен, чем анатексис, хотя теперь известно, что в природе могут существовать высокометаморфизованные породы, не сопровождающиеся гранитоидными мобилизатами, а последние могут возникать и за пределами зон интенсивного метаморфизма. Поэтому один из лучших знатоков этого вопроса К. Менерт считает термин «ультраметаморфизм» неприемлемым (Менерт, 1971). Рассмотрение всех подобных терминов (Геологический словарь, 1973) показывает, что они отображают, главным образом, субъективные взгляды авторов и провести объективно границу между отвечающими этим терминам генетическими

подразделениями не удастся. В частности, невозможно разграничить анатектическую и собственно магматическую стадии образования магматических пород (Менерт, 1971). Поэтому целесообразно обозначить этот способ образования магматических пород термином *гранитизация*, под которым понимают всю совокупность геологических процессов (перекристаллизация, метасоматоз, плавление), которые приводят к возникновению пород, «более подобных гранитам» по сравнению с исходными.

В отдельных случаях генезис пород удастся установить достаточно определенно. Находки в гранитоидах мигматитов раскристаллизованных расплавных включений однозначно свидетельствуют о том, что в их образовании принимали участие магматические расплавы. Температура расплавов составляла от 600°C до 780°C , давление – 2–4 кбар (Менерт, 1971 и др.). Перед расплавлением метаморфические породы, вероятно, проходили стадию подготовки (перекристаллизацию, метаморфическую дифференциацию – разделение исходного вещества на участки, обогащенные фемическими и салическими минералами). За счет плавления здесь возникала «кашеобразная» смесь кристаллов и расплава (преимущественно в виде пленок, которые окружали зерна), получившая название *мигма* (термин предложен Рейнхардом). Допускают, что расплав мог перемещаться на расстояние десятков, а то и лишь первых сантиметров и на разных участках одновременно могли сосуществовать условия плавления и кристаллизации расплавов. С точки зрения физико-химических закономерностей плавления – кристаллизации, такие породные системы находились в Р-Т-условиях, близких к солидусу, и при незначительных изменениях параметров могли пересекать последний в обе стороны. Одним из необходимых условий появления анатектических расплавов считают тектонические деформации, причем появление расплавов, в свою очередь, вызывает новые деформации. Количество расплава не может превышать 20–25%; в противном случае он начнет отделяться от субстрата и перемещаться (Vignoresse, 1999).

Причины проявлений региональной гранитизации до конца не выяснены. Одни исследователи считают, что эти процессы являются прямым продолжением метаморфических и происходили на глубинах от 30 до 40 км. Другие придерживаются взглядов Д.С. Коржинского, который считал, что из глубин Земли поднимаются «трансмагматические» растворы (флюиды), метасоматически перерабатывающие, а затем расплавляющие толщи в земной коре. В противоположность этому существуют интересные расчеты Н.Л. Добрецова (1980), согласно которым количество вынесенных из глубин флюидов, необходимое для возникновения кислой составляющей земной коры, должно было бы образовать в конечном результате океаны глубиной от 100 до 450 км. Расчеты количества переотложенных с раннедокембрийского времени осадочных пород показывают, что за всю историю развития Земли породы из глубин больше 30 км не могли быть выведены на дневную поверхность. Все это предопределяет необходимость поиска новых объяснений. В частности, относительно небольшие значения давлений (см. выше) позволяют предполагать, что процессы анатексиса происходили на глубинах первых километров (Менерт, 1971). Широкое развитие этих процессов лишь в раннем докембрии дает основание думать, что главным энергетическим источником служили процессы распада радиоактивных элементов (в частности, в раннем докембрии должны были существовать короткоживущие изотопы, которые позднее полностью разложились).

ГЛАВА 3. МАГМАТИЧЕСКИЕ ТЕЛА И ПОРОДНЫЕ СОЧЕТАНИЯ

3.1. Петроструктурные классы магматических тел

Как говорилось в предыдущих разделах, в природе существуют породы, однотипные по структурно-вещественным признакам интрузивным, но возникшие в результате иных геологических процессов (перекристаллизации, привноса – выноса компонентов). Отличить их от типичных магматических по петрографическим признакам часто невозможно, что создает большие трудности при генетических построениях. Поэтому было предложено все породы плутонического облика (производные магматических расплавов и подобные им по структурно-текстурным признакам) рассматривать в составе отдельного от вулканитов не генетического, а *петроструктурного класса плутонических горных пород* (Кирилук с соавт., 1981). Соответственно, можно говорить о четырех петроструктурных классах пород: осадочных, метаморфических, вулканических и плутонических.

В природе существуют геологические тела, сложенные сочетаниями не только пород одного класса (осадочные толщи, метаморфические толщи, вулканические постройки, плутонические тела), но и устойчивыми сочетаниями пород разных петроструктурных классов (осадочно-вулканогенные толщи, вулкано-плутонические постройки, поля мигматитов). Разделить такие сочетания на составляющие их породы разных классов и отразить последние на картах любого, самого крупного масштаба практически невозможно. Поэтому можно говорить о петроструктурных классах геологических тел, сложенных как породными сочетаниями «чистой линии», так и «смешанными» сочетаниями (табл. 3.1).

Таблица 3.1

**Соотношения генетических и петроструктурных
подразделений геологических пород и тел**

Генетичес - кие классы пород	Осадочные		Магматические			Метаморфические		
Генетичес- кие подраз- деления пород	Осадочные		Эффузивные	Интрузивные	Ультраметамор- фические	Метасоматические*	Метаморфи- ческие	
Петрострук- турные классы пород	Осадочные		Вулкани- ческие	Плутонические			Метаморфи- ческие	
Классы геологичес- ких тел	Оса- доч- ные	Вулкано- генно-оса- дочные	Вулканические	Вулкано- плутонические	Плутони- ческие	Плутоно- метаморфи- ческие	Метаморфи- ческие	Метаморфи- ческие

* Имеются в виду только те метасоматические породы, минеральный состав которых приближается к интрузивным породам.

Под *магматическими телами* будем понимать геологические тела, в составе которых количественно преобладают вулканические или плутонические породы. В эту группу входят:

- вулканические тела,
- плутонические тела,
- плутонометаморфические тела,
- вулканоплутонические тела.

3.2. Строение магматических тел

Строение вулканических тел – вулканов, лавовых покровов, независимо от морфологии, определяется, в первую очередь, налеганием друг на друга *лавовых потоков, каждый из которых возник в результате одноактного излияния* вулканического материала. Мощность таких потоков может достигать первых десятков метров, форма потоков пластообразная. Вулканические покровы и плато так же, как и вулканические конусы, имеют более сложное строение – они являются *полихронными телами*, сложенными сериями (последовательностями) одноактных потоков. Соответственно, главные особенности строения вулканических тел обусловлены закономерностями изменений состава вверх по стратиграфической нормали подобно тому, как строение осадочных тел определяется характером разреза.

Строение плутонических тел. Примерами плутонических тел являются дайки, штоки, лополиты, лакколиты и т.д. Во многих случаях определить форму тела не удастся, и геологи всего мира широко употребляют «нейтральный» описательный термин – массив. Под **массивами** понимают изометричные в плане тела, занимающие площадь от нескольких квадратных километров и более. Наибольшие массивы площадью в тысячи, первые десятки тысяч кв км в некоторых регионах называют *плутонами*, а на Западе – *батолитами*. Каждое геологическое (и любое другое) тело ограничено в пространстве какими-то поверхностями. Применительно к плутоническим телам говорят о контактовых поверхностях, среди которых можно различать:

- Активные контакты:
 - ✓ четкие,
 - ✓ нечеткие.
- Пассивные контакты:
 - ✓ постепенные,
 - ✓ четкие.

Активным контактом можно считать контактовую поверхность, вблизи которой наблюдаются любые признаки одновременного образования разделенных этой поверхностью пород. В случае интрузивного происхождения плутонических тел вмещающие породы, как правило, менее разогреты по сравнению с внедрившимся в них расплавом. Поэтому во внутренних и приконтактных частях последнего возникают перепады температур; вблизи контактов расплавы застывают быстрее и возникающие при этом породы имеют более мелкозернистое строение сравнительно с породами внутренних частей тел. В некоторых случаях расплав захватывает и частично или полностью перерабатывает обломки вмещающих пород (такие обломки называют *ксенолитами*). В результате переработки ксенолитов состав приконтактных частей плутонических тел может отличаться от внутренних частей последних. Все такие изменения называют *эндоконтактовыми изменениями*, а приконтактные части тел, отличающиеся теми или иными признаками от внутренних частей тел, — *эндоконтактовыми зонами*. Магматический расплав при застывании прогревает вмещающие породы, в которых близ контактов с плутоническими телами возникают *ореолы экзоконтактовых изменений*. В подавляющем большинстве случаев эти изменения находят выражение сначала в появлении вкрапленников новообразованных минералов — *порфиробластов*, а позднее в полной перекристаллизации пород. Породы начальных стадий перекристаллизации в зависимости от характера новообразований называют *пятнистыми сланцами* (породы содержат скопления углистого вещества, перекристаллизованного в графит) и *узловатыми сланцами* (породы содержат порфиробласты новообразованных андалузита, кордиерита). При дальнейшем прогреве породы подвергаются полной перекристаллизации и возникают массивные равномернозернистые *роговики*, принадлежащие к классу метаморфических пород. Столь же часто одни плутонические тела пересекают или срезают более ранние, также плутонические (рис. 3.1).

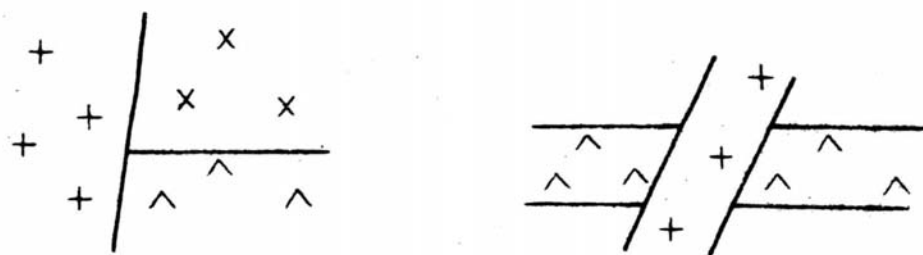


Рис. 3.1. **Примеры активных контактов между разными плутоническими телами.**

Активные контакты в большинстве случаев *четкие*, смена пород происходит на небольшом расстоянии, измеряемом первыми сантиметрами. Ярким примером *нечетких* контактов могут служить границы тел метасоматических гранитоидов. Здесь смена пород происходит путем последовательного «заращания» вмещающих пород вкрапленниками полевых шпатов и перекристаллизации основной ткани пород с образованием в конечном итоге гранитоидов. Ширина переходных зон в таких случаях составляет десятки метров.

Пассивными контактами будем называть границы между плутоническими породами, вблизи которых не наблюдается признаков уничтожения одних пород другими, то есть, такие породы возникли одновременно. В большинстве случаев пассивные контакты имеют постепенный характер (например, мелкозернистые породы эндоконтактных зон массивов постепенно переходят в более крупнозернистые центральных частей последних). Однако в случае расслоенных основных массивов контакты между разными слоями имеют не менее четкий характер, чем активные, с той разницей, что здесь не наблюдается признаков уничтожения одних пород другими.

Контакты каждого плутонического массива с вмещающими породами во всех случаях имеют активный характер. В свою очередь, каждый плутонический массив может быть результатом одноактного или многоактного последовательного образования слагающих его групп пород. В случае одноактного (одновременного) образования все контактовые

поверхности внутри массива имеют пассивный характер. В случае многоактного, то есть неодновременного образования слагающих массив групп пород последние разделены между собой активными контактами. Например, в интрузивных телах такие группы являются результатом многократного внедрения порций магматических расплавов в одну и ту же магматическую камеру. При образовании каждой из таких групп пород (кристаллизации порций расплава в случае интрузивного механизма; группы пород, возникших в одну стадию метасоматических преобразований) возникают *индивидуальные плутонические тела*. Индивидуальным можно считать всякое плутоническое тело, отделенное от других активными контактами.

Соответственно, каждый массив может быть сложен одним индивидуальным телом или несколькими сближенными между собой в пространстве индивидуальными телами разного состава, разделенными между собой активными контактами. В первом случае такой массив можно назвать *простым*, а все слагающие его породы отнести к одной *возрастной генерации*. Во втором случае массив является *сложным*, образующие его индивидуальные тела возникли в определенной временной последовательности и принадлежат к разным возрастным генерациям. Такие массивы еще называют *полихронными* (рис. 3.2).

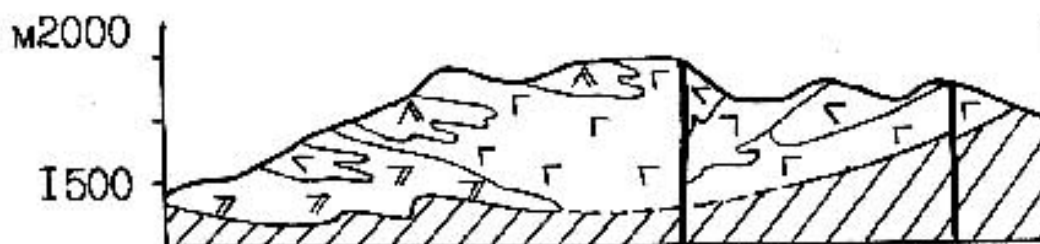


Рис. 3.2. *Пример сложного (полихронного) лополита (Восточная Сибирь). Условные обозначения отвечают породам разных возрастных генераций.*

В пределах каждого индивидуального тела по составу или строению почти всегда можно выделить по меньшей мере несколько породных

разновидностей. Так, каждое индивидуальное тело образовано определенным сочетанием пород, а форма участков, сложенных отдельными породами или их разновидностями (такие участки можно рассматривать как *однопородные тела*), и способ расположения их в пространстве определяют *внутреннее строение (структуру)* индивидуального plutонического тела. Исходя из формы однопородных тел, можно говорить о следующих типах строения индивидуальных plutонических тел (рис. 3.3):

- зональный тип,
- пятнистый,
- псевдослоистый,
- однородный тип.

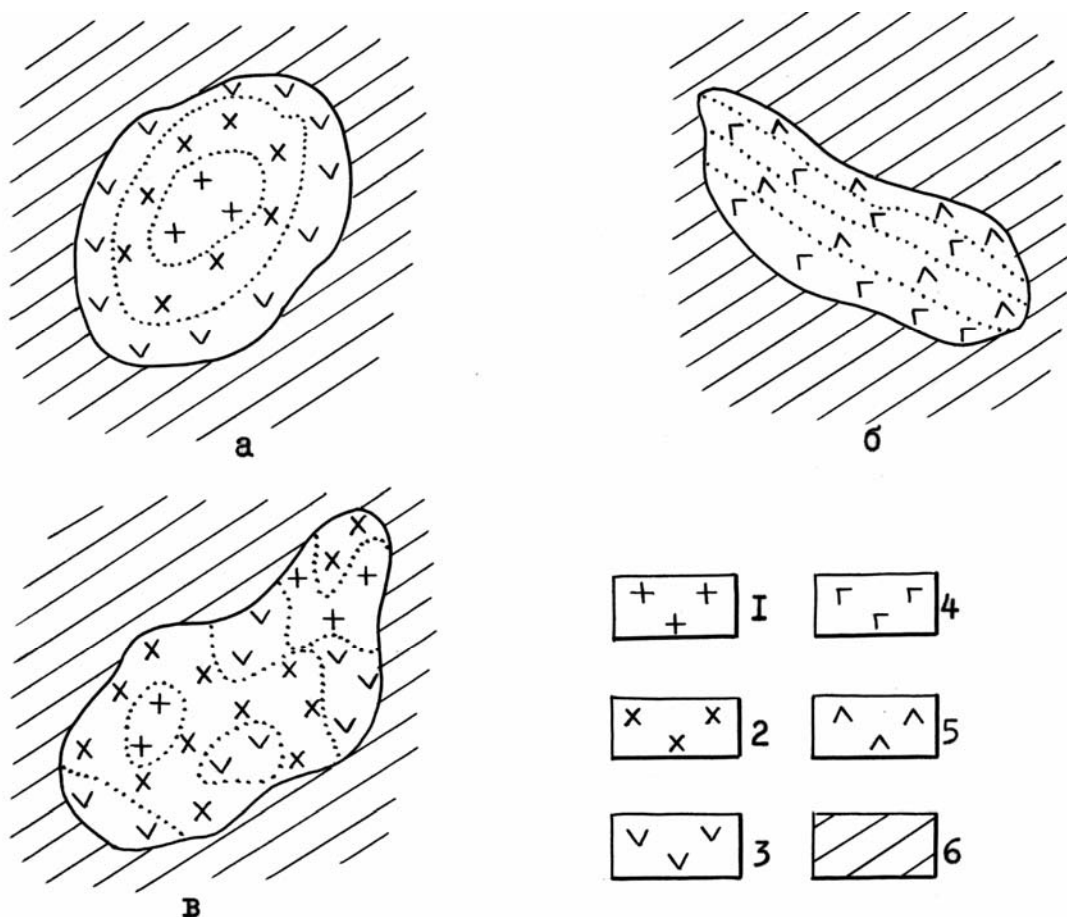


Рис. 3.3. **Типы строения индивидуальных plutонических тел (в плане):** а) тело зонального строения, б) тело псевдослоистого строения, в) тело пятнистого строения. Условные обозначения: 1 – граниты, 2 – гранодиориты, 3 – диориты, 4 – габбро, 5 – анортозиты, 6 – вмещающие породы.

В телах *зонального строения* от центра к периферии наблюдаются направленные изменения, связанные или с более быстрым застыванием приконтактовых частей (появляются более мелкозернистые, временами субвулканического облика породные разновидности), или с захватом и переработкой включений вмещающих пород (в результате в эндоконтактовых зонах возникают отличающиеся по составу, преимущественно более основные разновидности).

Тела *пятнистого строения* отличаются неправильной формой и повторением в пространстве участков одинакового состава. Чаще всего такое строение обусловлено неравномерным распределением по площади индивидуального тела разновидностей, обогащенных в той или иной мере переработанными включениями или измененных в результате позднемагматических-постмагматических процессов (например, участков кварц-мусковитового агрегата, нередко развивающегося по гранитам).

Тела *псевдослоистого строения* состоят из чередования однопородных тел пластообразной формы с нечеткими до постепенных или четкими контактами. Такое строение возникает либо под влиянием тектонических факторов, либо в результате кристаллизационной дифференциации основных или щелочных расплавов в магматических камерах. В последнем случае образуются *расслоенные* массивы, содержащие большое количество пластов мощностью от десятков метров до долей сантиметра, отделенных между собой четкими резкими границами. Нередко такое чередование носит ритмический характер и напоминает переслаивание в осадочных толщах (поэтому это явление называют псевдостратификацией).

Тела *однородного* строения могут содержать включения вмещающих пород и в них могут присутствовать участки пород несколько отличных по структурно-текстурным особенностям от наиболее распространенной породной разновидности, но такие отличия незначительны и количественная роль таких участков крайне мала.

Строение плутонометаморфических тел. Плутонометаморфические тела отличаются от плутонических постоянным присутствием в большем или меньшем количестве *скиалитов* (неперемещенных включений) метаморфических пород, относительно равномерно распределенных по всей площади тела. Как правило, такие тела сложены лишь гранитоидами (кислыми и средними породами) нормального ряда. Габброиды, ультраосновные и щелочные породы среди них не встречаются. В морфологическом отношении плутонометаморфические тела можно разделить на два типа: мигматитовые и гранитогнейсовые.

Мигматитовые тела, или поля, представляют собой участки тесной перемежаемости гранитоидов и метаморфических пород (гнейсов, кристаллических сланцев). Термин *мигматит* происходит от греческого слова мигма, что означает смесь. Термин был предложен Седергольмом в 1907 г., который ввел его для обозначения пород, сложенных, по терминологии этого исследователя, двумя генетическими элементами – осадком со сланцеватой текстурой и эруптивным магматическим материалом. Мигматиты, по Седергольму, возникли вследствие перераспределения и частичного плавления осадочного материала или путем инъекции эруптивного материала извне. К. Менерт (Менерт, 1971) определил мигматит как сложную породу, состоящую из двух или более частей, образованных метаморфическим и плутоническим материалом.

Наиболее распространенный случай – чередование прослоек пород мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров, обогащенных силикатными (лейкосомы) и феррическими (меланосомы) минералами. В таких случаях отделить лейкосому и меланосому практически невозможно, в связи с чем их описывают как одну породу – *полосчатый мигматит*. На фоне тонкого чередования нередко выделяются более мощные (до 10–20 м) согласные пластообразные тела гранитоидов того же состава. Временами такое чередование приобретает ритмический характер. Метаморфические породы в прослойках малой мощности, как правило, подвергаются

интенсивной перекристаллизации, теряют исходные структурно-текстурные особенности, в связи с чем многие исследователи, описывая мигматиты, избегают пользоваться терминами «прослойки плутонических и метаморфических пород» и заменяют их, соответственно, терминами «лейкосома – меланосома» или «неосома – палеосома». Применение последней пары терминов отражает общее мнение, что более лейкократовые гранитоподобные прослойки возникли за счет более меланократовой исходной породы. Дискуссии возникают лишь по поводу механизма их образования – перекристаллизации в твердом (пластическом) состоянии или полного расплавления исходных пород в месте образования лейкократовых прослоек. Полосчатые мигматиты являются главной, но не единственной составляющей мигматитовых полей. Достаточно широко развиты *глыбовые мигматиты* или агматиты. В последних количественно преобладают гранитоиды, а метаморфический материал сохраняется в виде угловатых, похожих на обломки скиалитов. Среди других разновидностей необходимо упомянуть так называемые очковые мигматиты, возникающие вследствие развития вкрапленников (порфиробластов) калиевого полевого шпата вдоль серий субпараллельных плоскостей в метаморфических породах. Последние постепенно «зарастают» полосами порфиробластов, чередующимися с полосами негранитизированных метаморфических пород (рис. 3.4).



1



2



Рис. 3.4. **Мигматиты:**

1 – полосчатые, 2 – очковые, 3 –
сетчатые

3

Мигматитовые поля могут занимать площади размером в сотни кв км. Границы их с негранитизированными или относительно слабо гранитизированными метаморфическими толщами, за счет которых они возникли, как правило, постепенные и могут быть проведены лишь условно. В ходе образования мигматитов вся масса пород приобретает пластическое состояние и легко реагирует на тектонические напряжения. Поэтому в мигматитовых полях широко развиты складки разных порядков, происходят явления вытеснения (перетекания) пластического материала из крыльев складок в их замковые части, на более давние системы накладываются новые системы складок другого направления. В результате возникают очень сложные тектонические структуры, историю формирования которых во многих случаях не удастся полностью расшифровать. Основываясь на

характере преобладающих мигматитов можно говорить о двух типах строения мигматитовых полей (мигматитовых тел) – полосчатом и глыбовом.

Гранитогнейсовые тела. В случае более интенсивной, сравнительно с рассмотренными выше случаями, гранитизации относительное количество гранитоидного материала возрастает, а на месте прослоек и скиалитов метаморфического материала остаются лишь обогащенные темноцветными минералами полосы или «тени» скиалитов среди гранитоидов. Чем ближе состав исходных метаморфических пород к гранитоидному, тем скорее они приобретают «гранитоподобный» вид. Дольше других при гранитизации сохраняются амфиболиты и кварциты, т.е. породы, состав которых наиболее существенно отличается от гранитоидов. В результате возникают относительно однородные тела, сложенные породами гранитоподобного вида, отличающихся от «нормальных» гранитов гранобластовыми микроструктурами и четко выраженными полосчатыми текстурами, подобными текстурам, характерным для гнейсов (рис. 3.5). Такие текстуры называют гнейсовидными, а породы – *теновыми мигматитами* или *гранитогнейсами*. Оба термина не являются общепринятыми и многие геологи не видят различий между плутоническими и плутоно-метаморфическими телами, описывая их во всех случаях как тела гранитоидов. Термин гранитогнейсы особенно широко распространен среди исследователей Восточной Сибири.

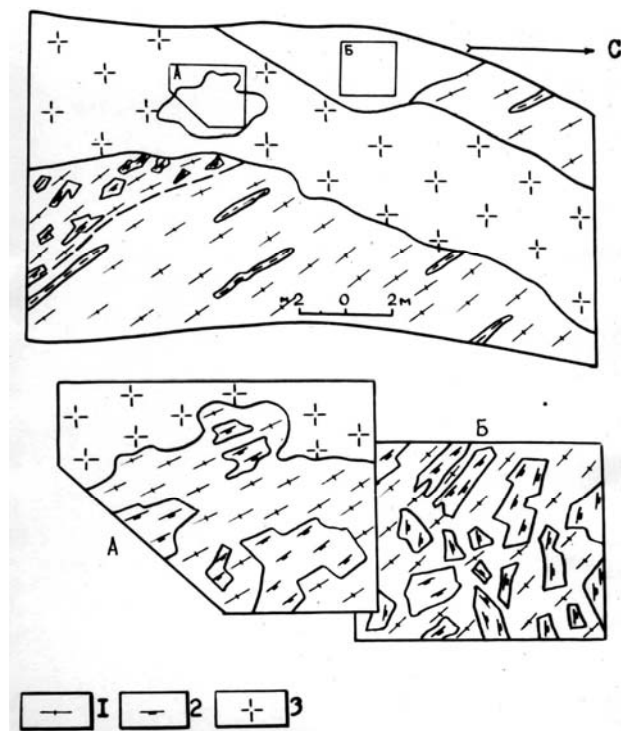


Рис. 3.5. **Пример строения плутонометаморфического тела** (зарисовка М.Г. Сироты).

1 – Плагиогранитогнейсы, 2 – амфиболиты, 3 – жила тоналитов. А, Б – участки детальных зарисовок

Термин оказался очень удобным в употреблении, хотя правильнее такие образования было бы называть гнейсо-гранитами. Гранитогнейсовые тела связаны постепенными переходами с мигматитовыми полями. Размеры их уступают размерам последних, но также достигают первых сотен кв. км. Внутреннее строение гранитогнейсовых тел определяется формой скиалитов, имеющих чаще всего полосчатый или глыбовый характер. Необходимо особо подчеркнуть, что в мигматитовых полях и гранитогнейсовых телах, как правило, наблюдается множество четких резких контактов между однопородными телами, причем эти контакты во многих случаях имеют активный характер – здесь наблюдаются признаки одновременного возникновения разных пород и уничтожения одних пород другими. Образование пород в пределах таких тел имело многостадийный характер; нередко одинаковые по составу разновидности пород возникали неоднократно, а слагаемые ими однопородные тела (жила, участки

неправильной формы) чаще всего имеют небольшие размеры и не могут быть отражены даже на крупномасштабных картах.

Характер границ между однопородными участками (пассивный или активный) при исследовании плутонометаморфических тел не учитывают. В этом заключается одно из наиболее существенных отличий плутонометаморфических тел от плутонических.

Вулканоплутонические тела. Согласно (Светов, Свириденко, 2005), к вулканоплутоническим принадлежат тела, объединяющие породы плутонического и вулканического облика, возникшие на глубинах от 1–2 км до 5 км (по нашему мнению, на глубинах 1–2 км). Морфологически они представлены пакетами силлов и даек, дайками туффизитов, автомагматических брекчий, кальдерными комплексами. Формирование таких тел происходит в несколько возрастных генераций, но в отдельных случаях вулканоплутонические тела могут быть представлены породами плутонического и вулканического облика, возникшими в одну возрастную генерацию и связанными постепенными переходами. Вулканоплутонические тела распространены в природе достаточно широко, но наблюдать постепенные переходы между плутоническими и вулканическими породами удается лишь в районах с глубоким эрозионным врезом. Наиболее простой случай – когда от некков (подводящих каналов к вулканам) ответвляются апофизы, имеющие активные несогласные контакты с вмещающими породами.

3.3. Соотношения магматических тел с вмещающими образованиями

Кроме особенностей внутреннего строения магматических тел, существенное значение имеет характер их соотношений с вмещающими стратифицированными толщами (их часто называют *рамой массивов*). На примерах фанерозойских плутонических тел уже давно разработаны представления о согласных или несогласных соотношениях контактовых

плоскостей массивов с залеганием вмещающих толщ. Соответственно, говорят о *конкордантных (согласных)* и *дискордантных (несогласных)* телах; согласных или несогласных соотношениях внутреннего строения тел с контактными поверхностями массивов (соответственно, говорят о *конформности* или *дисконформности* массивов), согласных или несогласных соотношениях внутреннего строения массивов с элементами залегания вмещающих толщ (*гармоничности* или *дисгармоничности* массивов). Все эти признаки имеют существенное значение при расшифровке механизма образования таких тел.

Применительно к раннедокембрийским образованиям эти признаки также сохраняют свое значение, но более важны вопросы степени перемещенности магматических тел по отношению к породам рамы. По этому признаку можно выделить:

- аллохтонные,
- автохтонные,
- параавтохтонные магматические тела.

Аллохтонными называют тела, возникшие за счет кристаллизации магматических расплавов, интродуцированных из глубины. Одинаковые по составу и возрасту тела могут быть локализованы среди стратифицированных толщ разного состава и возраста, то есть никаких устойчивых пространственных или генетических связей между аллохтонными плутоническими телами и вмещающими их образованиями не наблюдается. Отличительным признаком аллохтонных тел является наличие четких активных контактов с вмещающими толщами (в некоторых случаях контакты могут иметь тектонический характер). К группе аллохтонных принадлежат вулканические, вулканоплутонические и большая часть (но не все) плутонических тел.

При исследованиях магматических процессов часто возникает вопрос, каким образом расплав «находит место» для образования магматической камеры среди плотных пород (размеры таких камер нередко составляют

сотни кубических километров). Этот вопрос обычно называют «проблемой пространства». Допускают существование трех механизмов внедрения расплавов:

- активное механическое внедрение с раздвиганием стенок вмещающих пород,
- проседание кровли магматической камеры,
- образование пустот (или ослабленных участков) за счет «расхождения» тектонических блоков или складчатости и пассивное заполнение образованного пространства расплавом.

Все эти механизмы имеют место в природе, и вопрос сводится к тому, какой из них действовал в том или ином конкретном случае. Не исключено, что при внедрении могли действовать одновременно несколько механизмов. Признаком активного внедрения расплава является изменение элементов залегания стратифицированных пород вблизи контактов магматических тел. Под давлением расплава пласты вмещающих пород в таких случаях могут быть поставлены вертикально или, даже, опрокинуты. Типичными примерами пассивного внедрения служит заполнение основными расплавами ослабленных участков вблизи замков складок. Допускают, что расплав также мог отторгать глыбы пород из кровли магматической камеры, перерабатывать (переплавлять) и занимать их место. Доказательством проседания кровли считают насыщенность магматического тела значительным количеством ксенолитов, залегающих выше пород. Такие соотношения чаще наблюдаются в апикальных (верхних) частях значительных по размерам тел среднего состава. При внедрении больших масс кислых расплавов, вероятно, часто реализуется механизм синхронного раздвигания тектонических блоков и пассивного заполнения возникающих при этом пустот.

Автохтонными называют тела, локализованные непосредственно на месте образования слагающего их вещества. Доказательством этого служат тесные пространственные и структурные связи таких тел с толщами

определенного состава и унаследованность главных особенностей последнего составом возникших по этим толщам плутонических горных пород. Автохтонные тела широко развиты среди докембрийских метаморфических толщ и представлены мигматитовыми полями, гранитогнейсовыми телами и плутоническими массивами гранитоидов преимущественно однородного строения. Контакты таких массивов с метаморфическими толщами имеют нечеткий характер и смена пород происходит через зоны мигматитов. Автохтонные массивы отличаются от аллохтонных тел отсутствием четких контактов с вмещающими породами и непеременным характером включений. Нередко они связаны постепенными переходами с зонами или полями мигматитов. Состав их близок к составу метаморфических толщ, среди которых они залегают. Это свидетельствует об их происхождении за счет гранитизации вмещающих толщ и непеременном характере залегания.

По всей видимости, к группе автохтонных следует отнести также тела метасоматических гранитоидов, возникшие в приразломных зонах, обладающие полосчатым строением и нечеткими контактами с вмещающими толщами и не несущие никаких признаков перемещений слагающего их материала.

Параавтохтонными называют частично перемещенные плутоно-метаморфические и плутонические тела. Их отличительной особенностью является двойственный характер контактов – от нечетких до постепенных на одних и четких рвущих на других участках. Чаще всего такие тела залегают в зонах тектонического сочленения разновозрастных метаморфических толщ. При этом они обладают нечеткими контактами с более древними толщами (за счет которых они предположительно возникли) и четкими – с более молодыми толщами.

Наиболее известным примером параавтохтонных тел являются так называемые гранитогнейсовые купола, локализованные в зонах региональных разломов, разделяющих разновозрастные метаморфические

комплексы и обладающие «куполообразной» формой апикальных частей, устанавливаемой по положению гнейсовидных текстур. Полагают, что такие купольные структуры возникли вследствие обособления (выжимок) и всплывания гранитоидного материала из мигматитовых полей в зонах разломов.

Среди тел метасоматических гранитоидов, возникших в зонах разломов, есть такие, которые сочетают в себе особенности псевдослоистого и зонального строения. В центральных частях таких массивов сохраняется псевдослоистое строение, отражающее различные стадии дробления и перекристаллизации пород. В краевых частях тех же массивов чередование псевдослоев гранитоидов постепенно сменяется приконтактной зоной однородных гранитоидов, имеющих четкие рвущие контакты с вмещающими образованиями. Объяснить такие особенности массивов удастся только исходя из предположения об их частичной перемещенности.

3.4. Породные парагенезисы

Существование в природе повторяющихся сочетаний горных пород разной степени сложности, как уже говорилось, геологи отмечали еще в XIX веке. Начало целенаправленному изучению их положил Н.С. Шатский, введя понятие породного парагенезиса. Термин парагенезис означает сонахождение или происхождения (в понимании разных исследователей). По сложившейся практике его употребляют в двух несколько различных смыслах: с одной стороны, говоря о парагенезисе минералов, горных пород (то есть, природных тел) имеют ввиду наличие между ними определенных связей, а с другой, под парагенезисами часто понимают сами природные тела (толщи, массивы). Для большей однозначности под *парагенезисами* будем понимать породные сочетания (слагающие геологические тела), а под *парагенетическими отношениями* – сонахождение или происхождения.

Парагенезисы могут быть разных порядков (степеней сложности). Например, в осадочных толщах, по Н.С. Шатскому, понятию парагенезиса отвечают породные сочетания, начиная от отдельно взятых ритмов и

заканчивая ассоциациями нескольких осадочных формаций. Естественно, что изучение породных сочетаний должно базироваться на выделении и сопоставлении парагенезисов одинаковых порядков, поэтому определение критериев для отнесения парагенезиса к тому или иному порядку является в данном случае одной из основных проблем. Наиболее сложны вопросы выделения парагенезисов при расчленении полихронных плутонических массивов, особенно, если они имеют большие размеры. Как писал Ю.А. Кузнецов, «во многих случаях трудно бывает решить, имеем ли мы дело с продуктами тех или иных фаз формирования единого магматического комплекса или с рядом самостоятельных магматических комплексов, причем, вероятно, четких критериев для решения такого вопроса дать вообще нельзя» (1964, с. 27). Другими словами, возрастная последовательность индивидуальных плутонических тел, образующих один сложный массив, с равной степенью вероятности может отвечать как одному парагенезису, так и нескольким, никак между собой не связанным. Вместе с тем, каждый парагенезис может образовывать и пространственно разобщенные выходы – разные массивы.

Есть, однако, определенная фундаментальная особенность, присущая всем сочетаниям магматических горных пород, – *чем более сложно такое сочетание, тем менее тесными будут пространственные связи между его отдельными частями*. Проиллюстрируем сказанное примером расчленения позднепалеозойско-мезозойских гранитоидных массивов Восточного Забайкалья (рис. 3.6). На всей отображенной на рисунке территории широко распространены массивы диорит-гранодиоритового состава, а в южной части последней помимо диорит-гранодиоритовых – также тела гранитов. Все диорит-гранодиоритовые массивы северной части района выделяют в один самостоятельный комплекс (так называемый ингамакитский); в южной части района их традиционно объединяют с гранитовыми телами также в один комплекс (амананский). Таким образом, с традиционной точки зрения здесь развиты два близких по возрасту, но несопоставимых по составу комплекса –

диорит-гранодиоритовый и диорит-гранодиорит-гранитовый. С другой стороны, отсутствие постоянных пространственных связей между диорит-гранодиоритовыми и гранитовыми телами позволяет выделить здесь два разных устойчивых породных сочетания – диорит-гранодиоритов, распространенное повсеместно, и гранитов в южной части территории.

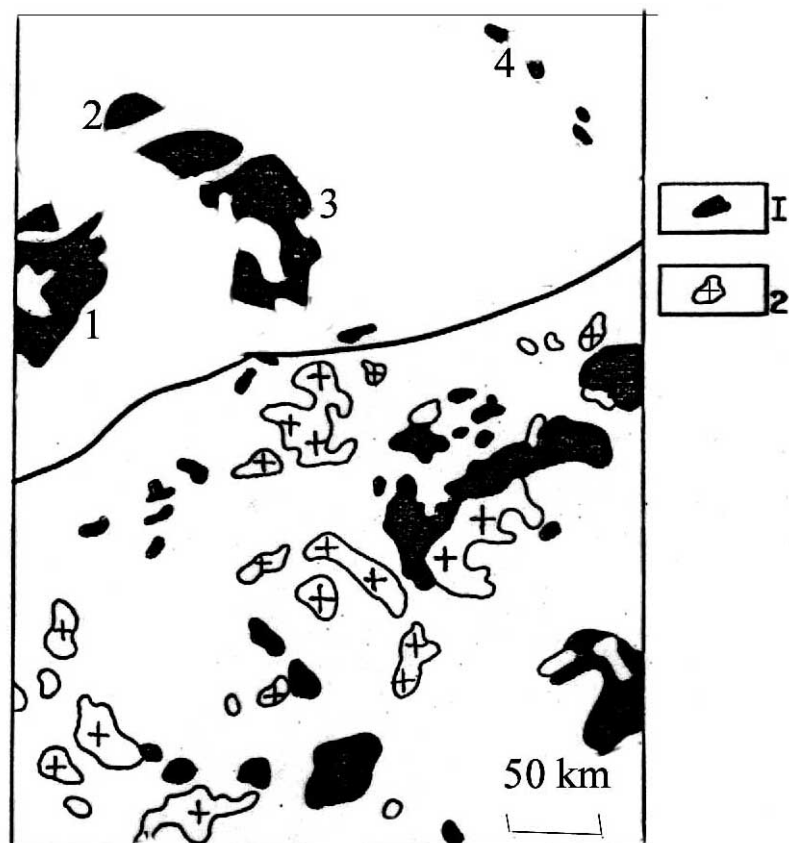


Рис. 3.6. **Схема распространения диорит-гранодиоритовых (1) и гранитовых (2) плутонических тел в Восточном Забайкалье.** Массивы: 1 – Кудя-Делахинский, 2 – Кодарский, 3 – Ингамакитский, 4 – Сакунский.

Одновременно можно говорить и о проявлении в южной части района более сложного сочетания диорит-гранодиоритовых и гранитовых тел, также повторяющегося в разных массивах. Понятно, что среди таких сочетаний наиболее фундаментальными будут обладающие наиболее тесными пространственными связями между собой, т.е. наиболее часто повторяющиеся в одном и том же объеме в разных массивах одного района и даже в массивах разных регионов. Лишь такие, наиболее устойчивые сочетания можно рассматривать как базовые, неделимые на данном уровне

исследования, на изучении которых должно основываться все учение о закономерностях возникновения сочетаний магматических горных пород. В рассмотренном выше примере можно говорить о двух типах устойчивых сочетаний – телах диоритов с гранодиоритами и телах гранитов. В дальнейшем *будем называть такие устойчиво повторяющиеся в пространстве и времени породные сочетания **устойчивыми магматическими ассоциациями***. Повторяемость устойчивых сочетаний означает, что повторяются и их отдельные составляющие (в приведенном примере можно было бы рассматривать отдельно повторяемость диоритов и отдельно – гранодиоритов). Поэтому примем, что уровню устойчивых магматических ассоциаций отвечают лишь максимальные по объемам породные соединения из повторяющихся в разных магматических телах. В рассмотренном примере такому критерию отвечает сочетание диориты и гранодиориты. Все устойчивые магматические сочетания обладают свойством *непрерывности* – между крайними по составу слагающими их петрографическими разновидностями всегда могут быть обнаружены все промежуточные разновидности (это, в частности, позволяет считать такие сочетания производными одного магматического процесса).

Помимо устойчивых непрерывных сочетаний, как уже говорилось, в природе существуют неустойчивые, включающие два или больше разнотипных устойчивых сочетаний. Примером их может служить рассмотренное выше сочетание диорит-гранодиоритовых и гранитовых тел. Среди неустойчивых можно выделить сочетания разных уровней сложности.

Рассмотрение традиционно выделяемых подразделений, сложенных магматическими породами, показывает, что понятию устойчивых магматических ассоциаций отвечают вулканические серии, большая часть магматических формаций и некоторые магматические комплексы. Не менее часто традиционно выделяемые в том или ином регионе магматические комплексы отвечают неустойчивым, то есть более сложным сочетаниям.

Именно «размытость» термина *магматический комплекс* не позволяет использовать его при анализе породных сочетаний. Термин *формация* в настоящее время рекомендован к употреблению лишь применительно к стратифицированным толщам и значительная часть исследователей, особенно зарубежных, в ином толковании его не воспринимают. В большинстве случаев под магматическими формациями, по Ю.А. Кузнецову (1964), понимают устойчивые сочетания, но нередко примеры, когда в качестве формаций описывали неустойчивые сочетания (чаще всего так называемые контрастные сочетания).

В природе не существует двух идентичных геологических тел, потому при сопоставлении их всегда возникает вопрос о степени сходства – отличия тел одного петроструктурного класса, сложенных породами близкого состава. Наиболее информативным в подобных случаях оказывается парагенетический подход. Парагенезисы характеризуются составом и строением. Состав определяется перечнем обязательных (устойчиво повторяющихся) породных разновидностей, а строение – характером их переслаивания. В отличие от осадочных тел, где все породы образуют тела одинаковой формы (слои, пласты), в магматических телах породы образуют участки (однопородные тела) различной формы; это требует дополнительного рассмотрения понятия строения парагенезиса.

В каждом магматическом теле (индивидуальном или сложном) всегда могут быть выделены несколько наиболее распространенных (ведущих) породных разновидностей. Для достижения большей определенности к главным членам парагенезиса будем относить породные разновидности, каждая из которых в отдельности слагает не менее 25–30 % общего объема пород (или общей площади, если нельзя судить об объеме) магматического тела. Форма сложенных ими однопородных тел определяет строение парагенезиса. Соответственно, подобными, или *принадлежащими к одному типу парагенезисов*, можно считать магматические тела, для которых характерны одинаковые наборы главных членов и однотипное строение.

Если магматические тела различаются между собой хотя бы одной из ведущих породных разновидностей, их необходимо причислить к парагенезисам разных типов. Точно также гранитовые массивы зонального и псевдослоистого строения должны быть отнесены к разным парагенезисам.

Среди второстепенных членов парагенезиса (каждый из которых составляет менее 25% от общего объема пород) могут присутствовать как обязательные, так и не обязательные. Изучение их может сыграть существенную роль при металлогеническом прогнозе (сама руда может оказаться обязательным, хотя и второстепенным членом парагенезиса) или петрологических построениях. Однако, для целей систематики парагенезисов второстепенные члены не рассматриваются.

Устойчивые магматические ассоциации – это стабильные по составу и строению сочетания породных тел, повторяющиеся в пространстве и времени независимо от других породных сочетаний.

В этом отношении имеется полная аналогия между устойчивыми ассоциациями и породами – последние также различаются между собой по наборам наиболее распространенных (главных) породообразующих минералов и по структуре пород, обусловленной формами зерен главных минералов.

Приведенное определение не является исчерпывающим. Доказано, что дать исчерпывающие определения таких фундаментальных понятий, как «атом», «минерал», «порода» невозможно в принципе; поэтому любое определение требует детализации и комментариев.

3.5. Латеральные ряды породных парагенезисов

Латеральные ряды аллохтонных парагенезисов. Как уже говорилось, в мире не существует двух полностью идентичных магматических тел; даже тела, принадлежащие к одной возрастной генерации, всегда будут чем-то отличаться между собой. По аналогии с латеральной изменчивостью осадочных образований, выражающейся в отличиях разрезов одной и той же толщи в разных участках, в случае магматических образований это явление можно назвать *латеральной изменчивостью магматических тел одной возрастной генерации*.

В геологической литературе описано много примеров так называемой *латеральной магматической* (тектоно-магматической) *зональности*, считающейся одной из важнейших особенностей проявлений магматических процессов (Магматические породы. Эволюция магматизма., 1987 и др.). Под этим термином понимают широкий спектр явлений, начиная от различий количественных соотношений пород в родственных массивах и заканчивая проявлениями синхронных, но различных по генезису крупных подразделений (формаций, групп формаций, ассоциаций) в разных частях одной структурной (геодинамической) области. Чаще всего под латеральной зональностью понимают синхронное возникновение в сопряженных структурных зонах магматических тел любого состава (например, производных мантии и земной коры) – в таких случаях говорят о так называемых *синхронных или латеральных рядах магматических комплексов (формаций)*. Таким образом, термин «латеральная зональность» применяют к породным сочетаниям различных рангов, выделенным к тому же по разным признакам; термин удобен как описательный, но является чересчур широким при попытках анализа изменчивости породных сочетаний одного ранга.

В данном разделе пойдет речь об особенностях *латеральной изменчивости породных сочетаний, несомненно принадлежащих к одной возрастной генерации*. Сложенные такими сочетаниями тела должны быть локализованы в одной структурной зоне или же занимать однотипное (гомологичное) тектоническое положение в сопредельных зонах (то есть, эти тела должны обладать одинаковыми геологическими соотношениями с одинаковыми окружающими их геологическими образованиями). В случае аллохтонных образований с большой долей вероятности можно полагать, что тела одной возрастной генерации являются производными одной материнской порции магматического расплава или серии исходно одинаковых расплавов, возникших на некотором удалении друг от друга из разных магматических очагов в течение одного тектоно-магматического этапа. В случае, если наборы наиболее распространенных петрографических

разновидностей (главные члены парагенезиса) в разных телах отличаются, всю совокупность таких тел можно рассматривать как целостное сообщество – *латеральный ряд парагенезисов разных типов*.

Изучение таких рядов позволяет получать новую информацию, которая в принципе не может быть получена при изучении отдельно взятых тел (массивов, вулканических толщ). В мировой геологической литературе можно найти множество примеров описаний изменчивости тех или иных особенностей магматических тел, принадлежащих к одной возрастной генерации, но целенаправленно это явление, насколько известно, никто не исследовал. Рассмотрим несколько примеров таких латеральных рядов.

- Во многих регионах известны крупные массивы гарцбургитов, дунитов и лерцолитов. В небольших количествах с ними ассоциируют верлиты, пироксениты и другие разности. Исследователи неоднократно описывали неоднородность строения массивов по вертикали и отличия количественных соотношений пород в разных массивах. Например, в пределах Среднеприднепровского района Украинского щита известна серия дунит-перидотитовых массивов, ассоциирующих с разными впадинами, сложенными позднеархейским зеленокаменно-измененным вулканическим комплексом. В Правдинском массиве Сурской впадины аподуниты составляют 45%, апогарцбургиты – 20%, аполерцолиты – 8–10%. В Южнобелозерском массиве Белозерской впадины гарцбургиты составляли 85%, а лерцолиты – 10% (данные Б.З. Берзенина и др.).

- Примером латерального ряда парагенезисов ультраосновного – основного состава может служить пояс пластообразных тел так называемого девочандинского комплекса, залегающих среди пород гранулитогнейсовой толщи на правом берегу р. Витим. Мощность отдельных тел достигает первых сотен метров при длине до 4,5 км; все они амфиболизированы, серпентинизированы, но исходный состав их в большинстве случаев удается установить достаточно однозначно. Пояс прослеживается в субмеридиональном направлении на расстояние не менее 50 км; в его

северной части тела имеют лерцолит-гарцбургитовый состав, в южном направлении в них возрастает количество лерцолитов и появляются вебстериты (двупироксеновые пироксениты), а количество гарцбургитов последовательно сокращается. Еще южнее орто- и клинопироксениты становятся преобладающими разностями, а перидотиты присутствуют лишь как второстепенные члены парагенезиса (Свешников, 1982). Здесь же проявлена серия относительно небольших массивов, сложенных вебстеритами, диопсидовыми пироксенитами и габброноритами; в подчиненном количестве – гарцбургитами, дунитами, амфиболовыми габбро до андезинитов, пегматоидными габбро до габбро-пегматитов. Состав тел находится в прямой зависимости от их размеров – с увеличением последних возрастает количество габброидов. Перечисленные разности образуют полосы мощностью до 30 м; границы между полосами постепенные, но в приконтактных частях наиболее крупного из массивов (Бахтарнакского) проявлено сложное чередование угловатых участков пироксенитов и как бы цементирующих их лейкогаббро до андезинитов. Подобные брекчиевидные габбро так же, как и пегматоидные, образуют полосовидные участки шириной в десятки метров, что отличает эти массивы от всех прочих, известных в районе. Площадное картирование этого участка показало принадлежность всех охарактеризованных тел к одной возрастной генерации – они приурочены к одному поясу магматических тел, залегают согласно с вмещающей толщей и подвергнуты одинаковым наложенным изменениям. Таким образом, в данном случае можно говорить о присутствии в составе тел одной возрастной генерации нескольких парагенезисов, заменяющих друг друга в южном направлении по латерали – лерцолит-гарцбургитового, пироксенит-лерцолитового, клино- и ортопироксенитового и габбронорит-пироксенитового (табл. 3.2).

Таблица 3.2

Соответствие примеров основных – ультраосновных и гранитоидных комплексов типам парагенезисов

Гарцбургит-дунитовый тип	Лерцолит-гарцбургитовый тип	Пироксенит-лерцолитовый тип	Клино-орто-пироксенитовый тип	Габбронорит-пироксенитовый тип
		Пироксенит-перидотитовый формац. тип, по (Магм. формац. СССР)		
		Девочандинский комплекс Алданского щита		
Дунит-перидотитовый форм. тип, по (Магм. формац. СССР)				
Правдинский м-в УЩ	Южнобелозерский м-в УЩ			
			Комплексы Восточного Саяна	

Типы парагенезисов	Диорит-гранодиоритовый	Гранодиорит-гранитовый	Гранитовый	Гранит-лейкогранитовый
		Гранитовый формац. тип, по (Магм. формац. СССР)		Лейкогранитовый Формац. тип
Массивы АЩ	Массивы кодарского комплекса			
Массивы УЩ		Федоровский массив	Токовский комплекс	Мокромосковский комплекс

- Особенно широкой изменчивостью отличаются массивы, относимые к дунит-клинопироксенит-габбровой формации (Магматические формации СССР, 1979, т. 1). Типовым районом их проявления является Урал. Здесь известны массивы с преобладанием дунитов + верлитов (Аккермановский), дунитов + клинопироксенитов (Нижнетагильский, Хабаровинский), габбро + клинопироксенитов (Качканарский) и другие (данные А.С. Варлакова, О.К. Иванова, И.А. Малахова, Е.П. Царицына).

- В схеме классификации формаций (Магматические формации СССР, 1979, т. 1) выделены два различных формационных типа: габбро-долеритовый и габбро-диабазовый. Первый представлен телами долеритов, габбро-долеритов, габбро-диабазов, а второй – телами габбро, габбро-диабазов и диабазов. Сравнение представителей этих двух типов приводит к

выводу, что единственным существенным отличием между ними является постоянное присутствие тех или иных количеств оливина в породах габбро-долеритовых формаций и полное отсутствие этого минерала в габбро-диабазовых формациях. Поэтому не удивительно, что «тела габбро-диабазов по латерали могут сменяться силлами и дайками базальт-долеритовой формации» (Магматические формации СССР, 1979, т.1, с. 213). Среди базальт-долеритовых формаций, в свою очередь, могут быть выделены разновидности, отличающиеся количеством оливина, коррелирующимися с ним соотношениями железа и магния, основностью плагиоклаза. В частности, по признаку железистости габбро-долеритовые тела, входящие в состав позднепалеозойско-раннемезозойской трапповой ассоциации Восточной Сибири, предлагают делить на низкожелезистые (тела норильского и курейского типов), умеренножелезистые (ангарский тип), высокожелезистые (кузьмовский тип).

- Массивы так называемых автономных (или древних – архейских) анортозитов и более молодых протерозойских габбро-анортозитов также могут служить хорошим примером латеральной изменчивости. Крупнейшим и наиболее известным представителем их на территории РФ является Джугджурский массив юго-восточной части Алданского щита. Массив разделен тектоническими процессами на две части – Лантарскую и Геранскую, но отличия между ними таковы, что А.М. Ленников (1974 и др.), изучавший этот массив, предложил относить их к двум разным типам, указав одновременно, что другие массивы анортозитов могут отвечать одному из этих двух типов. Характерным отличительным признаком является состав главного члена парагенезиса – плагиоклазитов, отвечающих в Лантарской части лабрадоритам, а в Геранской – лабрадоритам до андезинитов. С составом плагиоклаза коррелируются петрохимические особенности плагиоклазитов и состав второстепенных членов (габброидов). Это позволяет говорить об участии в строении Джугджурского массива двух типов парагенезисов – лабрадоритового и лабрадорит-андезинитового. К

последнему типу принадлежит также Олекмо-Каларский массив западной части Алданского щита. В пределах Анабарского щита, наряду с массивами, отвечающими лабрадоритовому типу (Баллаганахский, Монхоольский), присутствуют массивы более основного состава (Центральный, Северный), в которых плагиоклаз отвечает битовниту (данные В.Г. Лутца, М.И. Рабкина и др.).

Так называемые молодые габбро-анортозитовые массивы, по мнению ряда исследователей, отличаются от древних, но сопоставление их главных членов позволяет относить тела Западной Латвии, входящие в состав Рижского полихронного анортозит-рапакивигранитового плутона (данные А.П. Биркиса, О.А. Богатикова), к лабрадоритовому типу, а одноэтапные им габбро-анортозитовые массивы такого же Коростеньского плутона северо-запада Украинского щита – к лабрадорит-андезинитовому типу.

•Хорошим примером изменчивости тел среднего состава могут служить массивы упоминавшегося выше ингамакитского комплекса Алданского щита (см. рис. 3.5). На рисунке отображено положение в пространстве четырех таких массивов (Куда-Делахинского, Кодарского, Ингамакитского и Сакунского). Наборы и количественные соотношения слагающих их пород приведены в табл. 3.3. Как видно из таблицы, в Куда-Делахинском массиве количественно преобладают кварцевые диориты и гранодиориты; в Сакунском – монцониты до монцодиоритов и кварцевые сиениты, но принадлежность этих массивов к одной возрастной генерации признают все исследователи.

Таблица 3.3.

Латеральная изменчивость ингамакитского комплекса

Запад ↔ Восток				
Генера- ции	Массивы			
	Куда- Делахинский	Кодарский	Ингамакитский	Сакунский
V	Граниты	Би субщелочные граниты	Би субщелочные граниты	Субщелочные лейограниты
IV	Гранодиориты (25%), Кв монцониты (20%)	Гранодиориты (30%), Кв монцониты, Кв сиениты	Гранодиориты+Кв сиениты (55%), Кв монцониты (40%)	Кв сиениты (60%), Кв монцониты (15%)
III	Кв диориты (40%)	Кв диориты (30%), субщелочные Кв диориты	Кв диориты, субщелочные Кв диориты	Кв монцо- диориты (20%), субщелочные Кв диориты
II	Габбродиориты, габбро	Габбродиориты, диориты	Габбро, Кв диориты	
I		Клинопироксениты	Горнблендиты	

• Примером латерального ряда парагенезисов гранитоидного состава может служить раннепротерозойский кодарский комплекс северо-западной части Алданского щита. Согласно Е.П. Миронюку (1972), массивы этого комплекса образуют субширотный Кодаро-Ярогинский пояс, прослеживающийся от центральных частей щита до его западной границы на расстояние не менее 450–500 км. Наиболее крупные массивы комплекса (Кодарский, Каларский, Кеменский) расположены в западной части пояса и сложены средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, сменяющимися к контактам биотит-роговообманковыми гранитами до гранодиоритов. Такие же гранодиориты слагают Икабьеканский массив; вблизи контактов и крупных включений вмещающих пород они сменяются кварцевыми диоритами. В восточной части пояса

массивы (Пуричиканский, ручья Туманного, Алтуальский) сложены гранодиоритами и гранитами примерно в равных количественных соотношениях, сменяющимися к периферии кварцевыми диоритами. Таким образом, здесь можно говорить о присутствии в составе одного комплекса трех парагенезисов – диорит-гранодиоритового, гранодиорит-гранитового и гранитового (см. табл. 3.2).

Подобные гранитовые массивы известны и на Украинском щите. Наиболее широко они проявлены в Среднем Приднепровье в пространственно-временной ассоциации с различными позднеархейскими зеленокаменными структурами. Наличие таких связей позволяет говорить о гомологичном, то есть одинаковом в геолого-структурном отношении положении этих массивов и принадлежности их к одному тектоно-магматическому этапу. Среди этих массивов Токовский отвечает гранитовому типу парагенезисов, а Мокромосковский и Щербаковский в значительной мере сложены лейкогранитами, содержащими больше 73% кремнезема, что позволяет отнести их к гранит-лейкогранитовому типу элементарных парагенезисов. В северо-западной части щита известен Федоровский массив порфировидных биотитовых гранитов, переходящих к приконтактовым частям в амфибол-биотитовые гранодиориты. По количественным соотношениям гранитов и гранодиоритов этот массив отвечает гранодиорит-гранитовому типу парагенезисов.

Существование гранитоидных массивов с различными количественными соотношениями отмечали и ранее. Например, авторы Карты магматических формаций СССР масштаба 1: 2 500 000 (1971 г.) выделяли два типа – гранодиорит-гранитовые и гранитовые формации. Позже они были объединены в один тип гранитовых формаций.

- На всех докембрийских щитах известны небольшие (от первых км² до первых сотен км²) массивы светло-серых мелко-среднезернистых равномернозернистых (иногда слабо порфировидных) биотит-мусковитовых до мусковит-биотитовых гранитов. Граниты постоянно содержат рассеянную

вкрапленность розового граната, часто кристаллы турмалина, апатита, в некоторых случаях андалузит. Присутствие этих минералов служит указателем повышенных содержаний глинозема (оксида Al_2O_3) в гранитах. Соответственно, в русскоязычной литературе их называют пересыщенными глиноземом или высокоглиноземистыми, а в зарубежной – пералюминиевыми. В эндо- и экзоконтактовых зонах массивы сопровождаются многочисленными разнонаправленными жилами двуслюдяных пегматитов, участками грейзенов. Подобные массивы в западной части Алданского щита образуют две субпараллельных полосы вдоль северной и южной границ раннепротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба, прослеживаясь в субширотном направлении в центральные части щита на расстояние несколько сотен км. В западной части щита они известны под наименованием второй фазы раннепротерозойского кодарского комплекса, в центральной – под наименованием ярогинского комплекса. При этом в восточном направлении в составе тел происходит ряд изменений: вначале в них почти исчезает биотит и появляются мусковитовые граниты, постепенно сменяющиеся мусковит-турмалиновыми и затем турмалинсодержащими лейкогранитами.

Группа однотипных массивов раннепротерозойского возраста образуют широкую полосу в северо-западной части Украинского щита вдоль южной границы раннепротерозойского Тетеревского прогиба. Массивы сходны между собой как по количественным соотношениям пород, так и по петрографическим характеристикам последних. Поэтому все исследователи объединяют их в один житомирский комплекс. Тем не менее, по содержаниям кремнезема эти массивы могут достаточно существенно различаться (рис. 3.7).

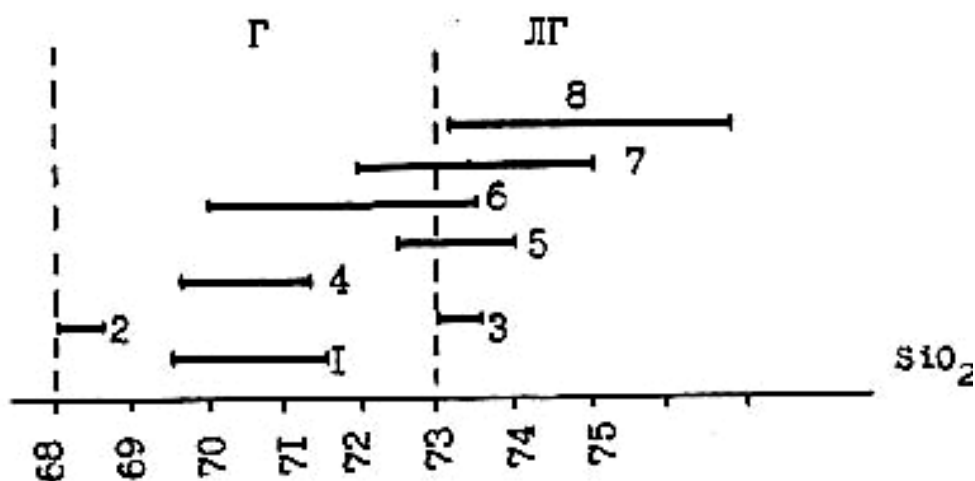


Рис.3.7. **Интервалы содержаний кремнезема в массивах двуслюдяных гранитов Украинского щита.**

Массивы: 1 – Курчицкий, 2 – Соколова Гора, 3 – Тесновский, 4 – Кочеровский, 5 – Чудинский, 6 – Городский, 7 – Раевский, 8 – Куприяновский (массивы 1-7 локализованы в северо-западной, 8 – в центральной части щита).

Поля состава: Г – гранитов, ЛГ – лейкогранитов.

Как видно из рисунка, массивы Курчицкий, Кочеровский отвечают парагенезису нормальных двуслюдяных гранитов, а, например, Тесновский и Куприяновский – парагенезису двуслюдяных лейкогранитов. Более лейкократовые представители формации в северо-западной части щита не проявлены, однако они известны в центральной части последнего и представлены штокообразными телами аляскитов с единичными зернами турмалина. Состав массива Соколова Гора отвечает гранитам с наиболее низкими содержаниями кремнезема, приближающимся по составу к гранодиоритам. Массивов двуслюдяных гранодиоритов на докембрийских щитах Восточносибирской и Восточноевропейской платформ не обнаружено, но они были описаны Э.П. Изохом во Вьетнаме.

- Хорошим примером латерального ряда щелочно-гранитоидных парагенезисов может служить комплекс щелочных гранитов Кольского полуострова. По описаниям И.Д. Батиевой (1980) и других исследователей в составе комплекса присутствуют массивы, сложенные преимущественно щелочными сиенитами (Сахарйокский, Кульйокский), щелочными

граносиенитами и гранитами (Канозерский и другие массивы), щелочными гранитами (Стрельнинский, Западнокейвский массивы). Отличия между массивами И.Д. Батиева объясняет различной глубиной эрозионного среза.

Латеральные ряды автохтонных парагенезисов. Тела автохтонных гранитоидов, как уже говорилось, замещают метаморфические толщи, причем последовательность «мigmatитовые поля – гранитогнейсовые тела – плутонические массивы» отвечает увеличению интенсивности процесса гранитизации. Это позволяет относить все такие тела к одному ряду.

Примером такого ряда может служить описанная Ю.А. Кузнецовым (1964) в Енисейском кряже архейская толща гранулитовой фации метаморфизма (канский метаморфический комплекс) совместно с ассоциирующими с ней гранитодами. Толща сложена гранатовыми гнейсами с гиперстеном, биотитом, кордиеритом. По ней развиваются поля мigmatитов того же состава, затем согласные пластообразные тела гранатовых гранитоидов, насыщенные включениями метаморфических пород (их выделяют в богунаевский комплекс), и, наконец, небольшие плутонические тела гранитов того же состава (кузеевский комплекс), имеющие кое-где секущие контакты с гранитоидами богунаевского комплекса, но не оказывающие на них контактового воздействия (Даценко, 1984). Эти данные позволяют выделить здесь три типа «привязанных» к одному стратиграфическому уровню парагенезисов, в которых участвуют гранатовые гранитоиды – мigmatитовый, плутонометаморфический (богунаевский комплекс) и плутонический (кузеевский комплекс).

В Западном и Центральном Приазовье широко распространены поля полосчатых мigmatитов, палеосома которых сложена биотитовыми плагиогнейсами, а неосома – плагиогранитами. На многих участках количество плагиогранитов существенно возрастает и возникают плутонометаморфические тела, содержащие до 30% включений плагиогнейсов. При дальнейшей гранитизации возникли пластообразные, согласные с полосчатостью мigmatитовых полей и плутонометаморфических

тел массивы однородных кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов площадью в десятки квадратных километров. Картирование показало, что все плутонические тела локализованы на одном стратиграфическом уровне – в верхней части разреза плагиогнейсовой толщи.

Существует принципиальное отличие характера латеральной изменчивости автохтонных и аллохтонных магматических тел.

➤ *Автохтонные тела* гранитоидов, ассоциирующие с одной и той же метаморфической толщей, *сохраняют практически одинаковый состав и отличаются между собой особенностями строения*. Они часто сближены в пространстве и нередко имеют секущие контакты как внутри плутонометаморфических тел, так и между плутонометаморфическими и плутоническими телами. Это указывает на то, что время формирования их не было строго синхронным; более того, радиологические исследования показывают, что интервал времени образования ультраметаморфических гранитоидов в некоторых случаях мог охватывать сотни миллионов лет. Тем не менее, все тела гранитоидов, ассоциирующих с одной толщей, обладают одинаковыми минеральными парагенезисами и одинаковым характером структурных соотношений с метаморфическими породами. Это позволяет говорить, что они возникли в одинаковых РТ-условиях в течение одного тектоно-магматического этапа и, соответственно, могут рассматриваться в качестве целостного латерального ряда тел ультраметаморфических гранитоидов.

➤ *Аллохтонные тела*, принадлежащие к одной возрастной генерации, *сохраняют практически одинаковые особенности строения и отличаются между собой составом* (последний определяется количественными соотношениями главных членов парагенезиса). Различные плутонические тела, принадлежащие к одному ряду, пространственно разобщены и контактовых соотношений между ними в принципе быть не может. Исходя из характера соотношений таких тел с вмещающими образованиями, принимают, что они принадлежат к одному тектоно-магматическому этапу,

однако, так же как автохтонные, аллохтонные тела одного ряда вовсе не обязательно будут строго синхронны между собой. Практически во всех случаях, когда магматические образования охарактеризованы достаточным количеством радиологических данных, последние показывают существование так называемого «возрастного скольжения» массивов одного латерального ряда или массивов, занимающих гомологичное положение в соседних структурах. Разница в возрасте таких массивов обычно составляет десятки миллионов лет, а в случае, если распространение массивов охватывает большие площади, возрастной интервал может достигать 100 млн. лет и более.

Отличия между телами одной возрастной генерации часто объясняют разной глубиной эрозионного среза. Несомненно, что такое явление имеет место, хотя роль изменчивости состава массивов по вертикали часто преувеличивают. Во многих случаях, когда плутонические массивы вскрыты эрозией в горных районах на глубину до 1–1,5 км, оказывается, что их вертикальная изменчивость не столь значительна (это подтверждается и при глубоком бурении). Изучение латеральной изменчивости групп магматических тел, принадлежащих к одному тектоно-магматическому этапу (одной возрастной генерации), является фундаментальной проблемой, без решения которой в магматической геологии «невозможно навести порядок». Из приведенных выше примеров видно, что такое изучение требует выделения более дробных подразделений, чем магматические комплексы или отдельные фазы последних. Этот вывод не нов – многие исследователи, проводя параллель с выделением в составе одной осадочной формации нескольких фаций, предлагали выделять в составе магматических формаций «геохимические типы массивов» (В.И. Коваленко), «конкретные ассоциации» (А.А. Конев) и другие.

Существование в природе латерально изменчивых рядов магматических тел, связанных с одним тектоно-магматическим процессом,

открывает новые возможности для выделения и систематики не отдельно взятых породных сочетаний, а целых групп последних независимо от причин их породивших. Исследование разнотипных парагенезисов показывает, что далеко не все они могут входить в состав одних и тех же возрастных генераций. *В природе существуют определенные группы парагенезисов магматических горных пород, способных взаимозаменяться в пределах такой группы (то есть образовывать латеральные ряды) и не способных к взаимозаменяемости с представителями других групп, отличающихся определенными особенностями состава или строения.* В рассмотренных выше примерах ясно, что габброидно-ультраосновные и гранитоидные парагенезисы не могут взаимозаменяться, поскольку первые являются мантийными, а вторые коровыми производными. Более важно, что гранитоидные парагенезисы нормальной щелочности (подобные кодарскому комплексу) и щелочногранитоидные (подобные известным на Балтийском щите) также не могут образовывать единые латеральные ряды. Существование в природе определенных обособленных породных групп (штаммов, родственных групп пород, естественных рядов и т.д.) постулировалось многими исследователями со времен Г. Тирреля и В. Гольдшмита. Необходимо, однако, подчеркнуть, что породы близкого петрографического состава могут присутствовать в разных группах парагенезисов, поэтому попытки выделения штаммов (естественных рядов и т.д.), предпринимавшиеся на породном уровне, без выделения главных и второстепенных членов парагенезисов заведомо не могли принести успеха.

Ряд исследователей вплотную подошли к выделению групп парагенезисов (массивов, формаций), способных взаимозаменяться, то есть, фактически, к рассмотрению латеральной изменчивости магматических образований. Так, Г.В. Поляков с соавторами показали, что габброидные массивы Алтае-Саянской области могут быть в систематизационном отношении расположены в ряд от тел с количественным преобладанием диоритов до тел, сложенных преимущественно основными и

ультраосновными породами. В таком ряду закономерно меняются не только количественные соотношения пород, но и состав породообразующих минералов. Ю.Б. Марин предложил выделять девять формационных типов, объединяющих конкретные формации, способные к изоморфному замещению друг друга. Б.К. Львов выделил четыре породных серии; представители каждой из которых, обладая сходной щелочностью, но разной кремнекислотностью, могут занимать подобное положение в разных структурно-формационных зонах и рассматриваться в качестве гомологов. Эти и подобные им работы создали фактическую базу и теоретические предпосылки для разработки нового подхода к систематике сочетаний магматических пород.

ГЛАВА 4. УСТОЙЧИВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

4.1. Систематика устойчивых ассоциаций

Систематика тех или иных явлений – необходимая часть человеческой деятельности. Главная цель систематики – выявление зависимости между классификационным положением и свойствами тел. Обнаружение такой зависимости дает возможность предсказать существование в природе неизвестных прежде объектов и их характерные признаки. Наибольшей предсказательной силой (эвристичностью) обладают классификации, построенные на основе выделения систематизационных подразделений, отвечающих рядам объектов с постепенно меняющимися свойствами (например, таблица химических элементов Менделеева, твердые растворы химических соединений, изоморфные ряды минералов). Выделение изоморфных рядов возможно и на уровне породных сочетаний. В частности, Н.С. Шатский, описывая латеральную изменчивость осадочных формаций, высказал мысль, что явление взаимозаменяемости членов одной формации по латерали принципиально подобно изоморфизму.

Для большей ясности обратимся к примеру изоморфного ряда плагиоклазов. Говоря об их систематике, в основу кладут не сами кристаллы, а лишь обобщенные образы последних. Изоморфный ряд от чистого альбита до анортита условно разделяют на 100 номеров, отличающихся количественными соотношениями компонентов; наряду с ними выделяют разновидности или типы плагиоклазов (олигоклаз, андезин), условно отвечающих в разных случаях 10-и или 20-и номерам плагиоклазового ряда, и, наконец, часто говорят о плагиоклазе как одном минерале. Таким образом, сам изоморфный ряд плагиоклазов объективно существует в природе, но расчленение его на номера и, тем более, разновидности плагиоклазов является условным.

Как было показано в разделе 3.5, магматические тела также нередко образуют ряды с постепенно меняющимися свойствами. Составляющие таких рядов – отдельные магматические тела или группы магматических тел фиксированного состава и строения отличаются от других членов того же ряда перечнем главных членов парагенезиса (в случае аллохтонных тел) или особенностями строения (в случае автохтонных тел). Представители одного латерального ряда имеют некоторые общие петрохимические и петрографические особенности, отличающие их от членов других рядов. Для каждого ряда характерны подобные в качественном отношении наборы пород, практически одинаковые ведущие (наиболее распространенные) минеральные парагенезисы и определенные постоянные соотношения порообразующих окислов, что в преобладающем большинстве случаев дает возможность уверенно отличать их от представителей других рядов. Другими словами, так же, как в природе существуют различные изоморфные ряды минералов, существуют и различные изоморфные ряды парагенезисов, образующих устойчивые магматические ассоциации.

Изучение латеральной изменчивости магматических тел, принадлежащих к одной возрастной генерации, открывает путь к выявлению количественных отличительных признаков между разными типами парагенезисов и построению на этой основе более строгой, по сравнению с существующими, систематики породных сочетаний.

Систематика устойчивых магматических ассоциаций может быть построена на тех же основаниях, что и классификация изоморфных рядов минералов. Систематике в данном случае подлежат обобщенные образы групп магматических тел, обладающих одинаковыми наборами главных членов парагенезиса и одинаковым характером строения (то есть тела, принадлежащие к одному типу парагенезисов). Главной задачей систематики является поиск объективных критериев принадлежности изучаемых ассоциаций к тому или иному систематизационному ряду, выведенному на

основе изучения рядов латеральной изменчивости конкретных магматических тел. Все устойчивые магматические ассоциации могут быть разделены на автохтонные, аллохтонные и параавтохтонные. Деление гранитоидов на автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные было предложено еще Ридом в 1949 г. Автохтонные ассоциации образуют латеральные ряды, отражающие последовательное усиление степени гранитизации; в систематизационном отношении такие ряды можно назвать *псевдоморфными* (по аналогии с псевдоморфозами одних минералов по другим). Аллохтонные магматические ассоциации образуют латеральные ряды переменного состава, которые по аналогии с минералами можно назвать *изоморфными*. Все такие ряды можно назвать *гомологичными*. Выделение гомологичных рядов возможно лишь полевыми методами. Для *параавтохтонных* устойчивых ассоциаций существование латеральных рядов не установлено. Предлагаемая систематика устойчивых магматических ассоциаций приведена в табл. 4.1.

Таблица 4.1.

Систематика устойчивых магматических ассоциаций

Структур- ные группы	Семей- ства	Гомологичные ряды устойчивых ассоциаций
Автохтон- ные		Кинцинитоидный псевдоморфный ряд
		Аляскитоидный псевдоморфный ряд
		Эндербитоидный псевдоморфный ряд
		Плагиигранитоидный псевдоморфный ряд
		Диоритоидный псевдоморфный ряд
		Лейкогранитоидный псевдоморфный ряд
		Гранититовый изоморфный ряд
Параавто- хтонные		Гранит-мигматитовые ассоциации
		Ассоциации рассеянных гранитовых тел
		Ассоциации порфировластических гранитоидов зонально-полосчатого строения

Аллохтонные	Ультрамафит-мафические устойчивые магматические ассоциации	Ортомагматические	Раздифференцированные по Fe	Толеитовый изоморфный ряд
				Известково-щелочной ряд
				Трахитбазальтовый (субщелочной базальтоидный) ряд
				Щелочнобазальтоидный ряд
			Раздифференцированные по Mg	Клинопироксенитовый ряд
				Коматиитовые, пикритовые, бонинитовые устойчивые магматические ассоциации
		Раздифференцированные по Ca	Габброноритовый изоморфный ряд	
			Анортозитовый изоморфный ряд	
		Ультраосновные ассоциации нормальной щелочности		Ортопироксенитовый ряд (дунит-перидотитовые, перидотит-пироксенитовые ассоциации)
		Геохимически обогащенные ультраосновные ассоциации		Мелилитсодержащий щелочноультраосновной ряд
				Фельдшпатоидносодержащий щелочноультраосновной ряд (лампроитовые ассоциации)
				Субщелочной ультраосновной ряд (кимберлитовые ассоциации)
	Мафическо-салические	Группа нормальных и субщелочных ассоциаций (диорит-сиенитовый изоморфный ряд, ортопироксенгранитоидные ассоциации)		
		Группа ассоциаций средней щелочности		
		Группа ассоциаций высокой щелочности		
	Салические	Двуслюдяной гранитоидный изоморфный ряд		
		Гранитовый изоморфный ряд		
		Граносиенитовый изоморфный ряд		
		Щелочногранитоидный изоморфный ряд		
		Плагиогранитоидный изоморфный ряд		

4.2. Автохтонные ассоциации

Автохтонные устойчивые магматические ассоциации сложены исключительно гранитоидами нормальной щелочности от кварцевых диоритов до лейкогранитов. Они широко распространены в областях раннего докембрия; в небольшом количестве, вероятно, могут возникать и среди метаморфизованных фанерозойских толщ. В разрезах метаморфических комплексов присутствуют довольно мощные (первые километры) толщи, каждая из которых характеризуется определенными особенностями состава, отображающимися и в составе развивающихся по ним гранитоидов.

В настоящее время псевдоморфные ряды автохтонных гранитоидных тел, описанных под наименованием формаций, наиболее полно изучены на территории Украинского щита (работы Е.М. Лазько, А.М. Лысака и др.) На примере этого региона можно говорить о существовании семи псевдоморфных рядов (см. табл. 4.1). Не исключено, что целенаправленные исследования в других регионах позволят это число увеличить.

В пределах Украинского щита наиболее низкое стратиграфическое положение занимает метаморфическая *кинцигитовая формация* – толща биотит-гранатовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов и гнейсов с силлиманитом, кордиеритом, графитом. По ним развиваются биотит-гранатовые гранитоиды, содержащие многочисленные скиалиты метаморфических пород и образующие в юго-западной части щита одно огромное плутонометаморфическое тело, описанное под наименованием *кинцигит-гранитовой формации* (Объяснительная записка., 1991 и др.). Мигматитовые поля такого состава на Украинском щите отсутствуют, но они известны в южной части Балтийского щита. Здесь широко распространена кинцигитовая метаморфическая формация, а ассоциирующие с ней гранатовые гранитоиды часто образуют мигматитовые поля, в пределах которых происходит чередование согласных пластов гнейсов и пластообразных тел гранитов мощностью до 10–15 м (Приладожье). По-

видимому, такие поля можно рассматривать как самостоятельную *мigmatит-кинцигитовую ассоциацию*. Эти наблюдения позволяют говорить о существовании в природе **кинцигитоидного ряда** автохтонных гранитоидов (от мигматитов до плутонических тел), наиболее полно проявленного в Енисейском кряже (см. раздел 3.5); на Украинском и Балтийском щитах проявлены лишь отдельные члены этого ряда.

Стратиграфически выше кинцигитовой на Украинском щите залегает *гиперстеновая гнейсо-кристаллосланцевая* метаморфическая формация, представленная гнейсами и кристаллическими сланцами с гиперстеном. С ней ассоциируют эндербиты, объединенные в *гнейсо-эндербитовую формацию*. В составе последней могут быть выделены тела двух типов – участки, образованные мигматитами, где эндербиты выступают в качестве неосомы, и плутонометаморфические тела эндербитов со скиалитами, количество которых на отдельных участках достигает 30% от общего объема пород. Плутонические тела эндербитов, практически лишенные скиалитов, встречаются в южной части Балтийского щита (район залива Меклахти Ладожского озера). Характер контактов таких тел с эндербитовыми мигматитами изменяется от постепенного до четкого. Эти данные позволяют выделить **эндербитоидный ряд** автохтонных гранитоидных тел, который также включает тела от мигматитовых до плутонических.

Стратиграфически выше гнейсо-кристаллосланцевой в разрезе Украинского щита залегает так называемая *лейкогранулитовая метаморфическая формация*, сложенная довольно пестрым набором пород, среди которых преобладают лейкократовые биотитовые и гранат-биотитовые двуполевошпатовые гнейсы. На значительной площади с гнейсами ассоциируют лейкократовые граниты до аляскитов, нередко гранатсодержащие. Лейкогранулитовая формация часто мигматизирована, количество гранитоидного материала колеблется от 5–10% до 30–40%, достигая на некоторых участках 50–60%. Это позволяет отнести такие участки к самостоятельной *мigmatит-лейкогранулитовой ассоциации*. Среди

мигматитов наблюдаются небольшие плутонометаморфические тела гранитов со скиалитами тех же метаморфических пород, выделяемые в самостоятельную *гнейсо-аляскитовую плутонометаморфическую формацию* (Объяснительная записка., 1991). В восточной части щита в ассоциации с этими образованиями встречаются тела аналогичных аляскитов с гранатом, полностью лишенные скиалитов. Такие тела могут рассматриваться как автохтонные плутонические. Эти наблюдения дают основания для выделения **аляскиитоидного ряда** автохтонных устойчивых ассоциаций, включающего так же, как и предыдущие, мигматитовые поля, плутонометаморфические и плутонические тела.

Три рассмотренных ряда связаны с метаморфическими толщами гранулитовой фации метаморфизма. С толщей биотитовых и роговообманковых плагиогнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов амфиболитовой фации метаморфизма в центральной части щита (Среднеприднепровский район) связаны плутонометаморфические тела *гнейсо-гранит-плагиогранитовой* ассоциации. В их составе преобладают плагиограниты и тоналиты с гнейсоподобными, изредка массивными текстурами, повсеместно содержащие линзовидные скиалиты вмещающих метаморфических пород (так называемый днепропетровский комплекс). С плутонометаморфическими телами связаны постепенными переходами крупные (не меньше 100 кв. км) массивы однородных плагиогранитов, содержащие лишь единичные скиалиты метаморфических пород (наиболее известен среди них Запорожский массив). На карте формаций Украинского щита (там же) эти массивы отнесены к самостоятельной плутонической *автохтонной плагиогранитовой формации*. Все эти образования могут быть объединены в **плагиогранитоидный ряд** устойчивых ассоциаций. Подобные плагиогранитоидные ассоциации широко проявлены и на Алданском щите (Олекминский район); в восточной части Украинского щита (Приазовье) они связаны с мигматит-плагиогнейсовой толщей диафторированного гранулитового комплекса.

С одной из толщ последнего в Приазовье связаны образования еще одного, **диоритоидного ряда**, пока что не известные в других регионах. Здесь среди однообразных биотит-роговообманковых, реже роговообманковых кристаллических сланцев содержатся небольшие выделения линзовидной и неправильной формы кварцевых диоритов до тоналитов. На определенных участках количество гранитоидов резко возрастает и они образуют плутонометаморфические тела размером в первые кв. км, содержащие от 15 до 40% скиалитов кристаллических сланцев. Состав плутонических пород при этом становится более разнообразным – здесь наблюдаются биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые тоналиты, кварцевые диориты, изредка плагиограниты. Переходы всех между всеми разностями и к вмещающим метаморфическим породам постепенные. Эти образования здесь относят к самостоятельной *кристаллосланцево-диорит-тоналитовой плутонометаморфической формации*. С кристаллосланцевой толщей ассоциируют также согласные плутонические массивы биотит-роговообманковых кварцевых диоритов и тоналитов размером в десятки кв. км (наибольшим среди них является Северообиточненский массив). Породы имеют гранобластовые структуры, массивные, гнейсоподобные или полосчатые текстуры. Скиалиты во внутренних частях массивов отсутствуют; контакты их с метаморфической толщей представляют собой зоны чередования согласных пластообразных тел гранитоидов и кристаллосланцев.

С метатерригенными толщами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации в отдельных случаях (раннепротерозойская ингуло-ингулецкая серия центральной части Украинского щита) могут быть связаны автохтонные гранитоиды **лейкогранитоидного ряда**. Метаморфические породы представлены толщей биотитовых гнейсов, подвергнутых на отдельных участках интенсивной мигматизации. Помимо тонкополосчатых мигматитов тут часто встречаются согласные пластообразные тела биотитовых лейкократовых гранитов, закономерно чередующиеся с

мигматитами. Мощность отдельных тел и промежутков между ними колеблется от десятков сантиметров до 15 метров, суммарное количество гранитоидного материала составляет от 10 до 90%. Здесь же встречаются относительно небольшие массивы, связанными постепенными переходами с мигматитами. Строение массивов имеет зональный характер - их внутренние части сложены чередованием массивных, гнейсоподобных и полосчатых биотитовых гранитов с линзовидными включениями гнейсов (Воссиятский массив), а внешние насыщены включениями глыбовой формы, придающими обнажениям облик макроагматитов. Такие массивы постепенно переходят в мигматиты и описаны в литературе под наименованием *гнейсо-лейкогранитовой плутонометаморфической формации*.

Несмотря на отличия минерального состава и РТ-условий появления гранитоидов в связи с толщами разных степеней метаморфизма, соотношения главных породообразующих окислов (щелочей, железа и магния) в автохтонных гранитоидах разных рядов, так же как и тел разной морфологии (мигматитовых полей, плутонических массивов) одного ряда подчиняются одному тренду и мало отличаются между собой (рис. 4.2).

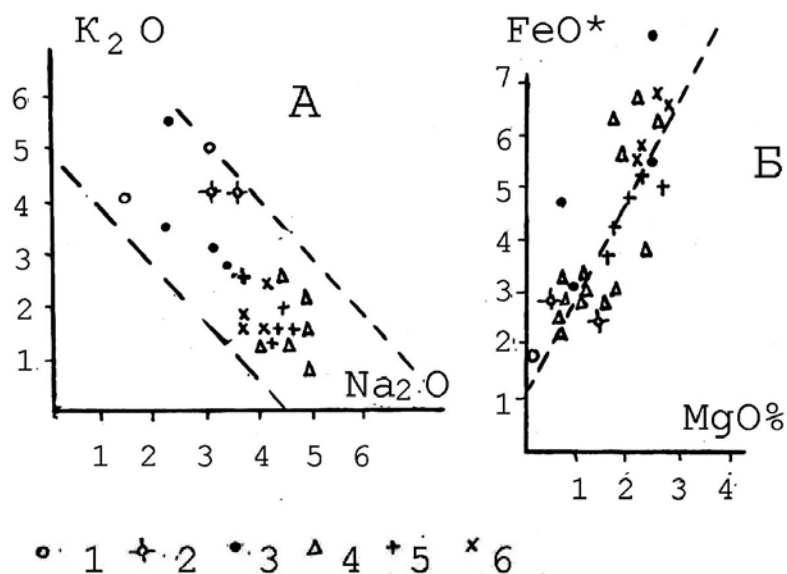


Рис. 4.1. **Соотношения щелочей (А), суммарного железа и магния (Б) в псевдоморфных рядах автохтонных гранитоидов.**

Гранитоиды: 1 – лейкогранитоидного, 2 – аляскитоидного, 3 – кинцигитоидного, 4 – плагиогранитоидного, 5 – диоритоидного, 6 – эндербитоидного рядов.

Таблица 4.2.

*Псевдоморфные ряды автохтонных гранитоидных формаций на
примере Украинского щита*

Метаморфические толщи и формации (Ф).	Псевдоморфные ряды	Ассоциации (А)			Минералы	Химизм
		Мигматитовые	Плутонометаморфические	Плутонические		
Ингуло-ингулецкая серия	Лейкогранитоидный	Мигматит-гнейсовая А	Гнейсо-лейко-Гранитовая А	Лейкогранитовая А	Би, Гр	Al ₂ O ₃
Лейкогранулитовая Ф.	Аляскитоидный	Мигматит-лейкогранулитовая А	Гнейсо-аляскитовая А	Аляскитовая А		
Кинцигитовая Ф.	Кинцигитоидный	Мигматит-кинцигитовая А	Кинцигит-гранитовая А	“Кузеевита” А	Би, Гр, Корд	
Кристаллосланцево-амфиболитовая Ф.	Плагиогранитоидный	Мигматит-плагиогнейсовая А	Гнейсо-плагиогранитовая А	Плагиогранитовая А	Би, Ро	
Кристаллосланцевая Ф.	Диоритоидный	Мигматит-диорит-кристаллосланцевая А	Кристаллосланцево-диорит-тоналитовая А	Диорит-тоналитовая А		
Гнейсо-кристаллосланцевая Ф.	Эндербитоидный	Мигматит-эндербит-кристаллосланцевая А	Гнейсо-эндербитовая А	Эндербитовая А	Пироксены	СаО

Отличия химического состава разных рядов наиболее отчетливо выражены в отношении кальция к глинозему, что позволяет расположить их в систематизационной последовательности, отвечающей постепенному изменению этого отношения (табл. 4.2).

К автохтонным следует также отнести псевдослоистые **массивы метасоматических гранитоидов**, возникшие в зонах разломов (см. раздел 2.4). Включения вмещающих пород в таких массивах в одних случаях присутствуют постоянно, придавая им облик плутонометаморфических тел, в других – практически полностью отсутствуют, и тогда такие тела воспринимаются как плутонические.

Массивы порфировластических гранитоидов встречаются в тектонических зонах, разделяющих крупные геологические комплексы. Состав субстрата, по которому они развиваются, может быть самым разным. Характерными примерами ассоциаций такого типа могут служить *Джялтуктинский массив*, возникший по олекминской амфиболито-гнейсовой серии западной части Алданского щита, и *Салликинский*, развитый в том же регионе по крупному массиву порфировидных биотитовых гранитов. Во всех подобных примерах тела порфировластических гранитоидов имеют линейную форму, переходы их к вмещающим породам происходят через зоны бластокатаклаза, и нет никаких оснований предполагать частичную перемещенность таких тел. От автохтонных гранитоидов, образующих псевдоморфные ряды, массивы порфировластических гранитоидов отличаются полным отсутствием связей с мигматитами, порфировидными структурами пород (не характерными для рассмотренных выше ассоциаций, плутоническим обликом массивов и вариациями состава в разных массивах от кварцевых диоритов до гранитов. По количественным соотношениям пород здесь могут быть выделены парагенезисы кварцдиорит-гранодиоритового, гранодиорит-гранитового, гранитового состава. Последнее сближает их с массивами аллохтонных гранитоидов, для которых также характерны парагенезисы такого же состава. Поэтому многие исследователи не различают массивы порфировластических и «нормальных» двуполевошпатовых гранитоидов, объединяя их в одни комплексы или устойчивые магматические ассоциации. Как будет показано в разделе «аллохтонные салические устойчивые магматические ассоциации»,

эти две группы массивов устойчиво различаются не только геологическими характеристиками, но и петрохимическими особенностями. На этом основании нами предложено выделять массивы порфировластических гранитоидов в отдельный *гомологичный ряд гранититовых формаций* (Свешников, 1985 и др.) или *ассоциаций*.

4.3. Параавтохтонные ассоциации

К параавтохтонным (частично перемещенным) отнесены устойчивые магматические ассоциации, тяготеющие к тектоническим границам двух геологических комплексов и имеющие с породами более древнего комплекса постепенные (или близкие к постепенным) контакты и достаточно резкие – с породами более молодого комплекса. По сравнению с другими эта группа наименее изучена, и говорить о систематике параавтохтонных формаций преждевременно. В пределах этой группы пока что можно выделить лишь три типа:

- Гранит-мigmatитовые ассоциации.
- Ассоциации рассеянных гранитовых тел.
- Ассоциации порфировластических гранитоидов зонально-полосчатого строения.

Гранит-мigmatитовые ассоциации как формационный тип были описаны Ф.П. Митрофановым (Магм формации раннего докембрия СССР, т.2, 1980). Многие авторы называют такие тела гранитогнейсовыми куполами. Представители этого типа образуют тела размером в десятки и сотни кв. км, сложенные гнейсовидными гранитами и локализованные чаще всего в зонах сочленения высокометаморфизованных (амфиболито-гнейсовых, диафторированных гранулитогнейсовых) и зонально метаморфизованных в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций (так называемых зеленосланцевых и метатерригенных) стратифицированных раннедокембрийских комплексов. Переходы гранитоидов к высокометаморфизованным толщам происходят через зоны мigmatитов.

Контакты тех же гранитоидных тел с зонально метаморфизованными толщами на одних участках могут иметь постепенный характер через маломощные зоны мигматитов, на других – резкий («рвущий») характер. По всей площади гранитоидных тел постоянно встречаются включения метаморфических пород, то есть в морфологическом отношении такие тела относятся к плутонометаморфическим. Ориентированные текстуры гранитоидов в целом погружаются в разные стороны от центральных частей к контактам массивов, что позволяет говорить об антиформном строении таких тел.

На основании изучения подобных тел возникла гипотеза гранитогнейсовых куполов, согласно которой в зонах сочленения разновозрастных метаморфических комплексов образуются тела ультраметаморфических (анатектических) гранитов, «всплывающих» вверх подобно соляным диапирам, но при этом не теряющих связей с субстратом, из которого они возникли. Полагают, что образование куполов происходило на послескладчатых стадиях в отличие от складчатых автохтонных, согласных со строением вмещающих толщ. Представители этого типа известны в фундаменте большинства древних платформ (Имплахтинский купол Южного Приладожья и Сауканский массив в западной части Алданского щита и др.).

Ассоциации рассеянных гранитовых тел слагают небольшие массивы (первые кв. км) и многочисленные жильные тела лейкократовых биотитовых гранитов и аляскитов, часто соединенные между собой и образующие как бы сетку, в ячейках которой сохраняются включения метаморфических пород глыбовой формы. Реже встречаются участки полосовидного строения с субпараллельным расположением жил гранитов. Строение массивов «зонально-глыбовое» – их центральные части образованы гранитами без включений, а эндоконтактовые содержат множество глыбовых включений, придающих обнажениям «макроагматитовое» строение. Можно сказать, что в морфологическом отношении такие тела имеют промежуточный характер

между плутонометаморфическими и плутоническими. Отличительные петрографические особенности гранитов – устойчивый розовый цвет и крайне изменчивые структурные особенности (от мелкозернистых до грубозернистых, от массивных до полосчатых, от аплитоподобных до пегматоидных, хотя настоящие пегматиты здесь встречаются редко). Специфической особенностью их являются частые дактилоскопические прорастания кварца в полевых шпатах.

Характерными представителями этого типа являются тела гранитов, проявленные в центральной части Украинского щита в зоне сочленения архейского амфиболито-гнейсового комплекса и раннепротерозойского метатерригенного комплекса (так называемой ингуло-ингулецкой серии) в бассейне р. Ингулец. Значительная часть таких тел локализована среди пород амфиболито-гнейсового комплекса на небольшом расстоянии от непосредственного контакта. При этом субпараллельные жилы розовых аплито-пегматоидных гранитов часто наложены на серые плагиомигматиты амфиболито-гнейсового комплекса, из-за чего такие участки описывают под названием полимигматитов (количество неосомы достигает 50% и больше от общего количества пород). В меньшем количестве, но все же достаточно часто такие тела встречаются и среди пород ингуло-ингулецкой серии.

Помимо рассмотренных, изредка встречаются *массивы порфиробластических гранитоидов*, центральные части которых обладают полосовидным строением, аналогичным строению гранититовых тел, а по периферии возникает зона различной мощности мелко-среднезернистых массивных однородных гранитов. Примером может служить *Коростышевский* массив в северо-западной части Украинского щита, имеющий четкие «рвущие» контакты с телом двуслюдяных (так называемых житомирских) гранитов и содержащий включения последних в приконтактной зоне. Подобное строение массива можно назвать зонально-псевдослоистым; наиболее вероятным объяснением особенностей строения и соотношений с вмещающими породами представляется предположение о

том, что процессы метасоматического гранитообразования завершились здесь частичным плавлением и перемещением массива, то есть такие массивы также можно считать параавтохтонными.

4.4. Аллохтонные ассоциации

По составу главных членов парагенезиса все аллохтонные устойчивые магматические ассоциации могут быть разделены на три *семейства*:

- ультрамафит-мафическое;
- мафическо-салическое;
- салическое.

4.4.1. Семейство ультрамафит-мафических ассоциаций

Ассоциации этого семейства могут быть разделены на группы:

- Ортомагматические ассоциации ультраосновного – основного состава,
- Реситовые ассоциации ультраосновного состава,
- Геохимически-обогащенные ассоциации ультраосновного состава.

К первой группе принадлежат вулканические и плутонические ассоциации различной щелочности ультраосновного до среднего состава, для которых характерна прямая корреляция величины отношения $(K_2O + Na_2O) / CaO$ и SiO_2 (или Ac по Л.С. Бородину) и повышенные содержания редкоземельных элементов сравнительно с хондритами. Считают, что такие породные сочетания являются производными мантийных, так называемых ортомагматических, расплавов.

Вторая группа представлена исключительно плутоническими ассоциациями ультраосновного состава нормальной щелочности, для которых характерно пониженное сравнительно с хондритами содержание редкоземельных элементов, а величина отношения $(K_2O + Na_2O) / CaO$ не коррелируется с количеством SiO_2 или же наблюдается обратная корреляция (рис 4.2). Можно полагать, что подобные породные сочетания отвечают реситам – мантийному веществу, обедненному некогерентными элементами

после выплавления из него ортомагматических расплавов. Реситы не были полностью расплавлены, они могли в пластическом состоянии выдавливаться по тектоническим зонам в верхние слои земной коры, но не могли изливаться на поверхность в виде расплавов.

К третьей группе принадлежат вулканические, вулканоплутонические и плутонические ассоциации субщелочного и щелочного ультраосновного состава, обогащенные некогерентными элементами сравнительно с хондритами. Вероятно, такие ассоциации возникли из участков обогащенной вследствие глубинного метасоматоза мантии.

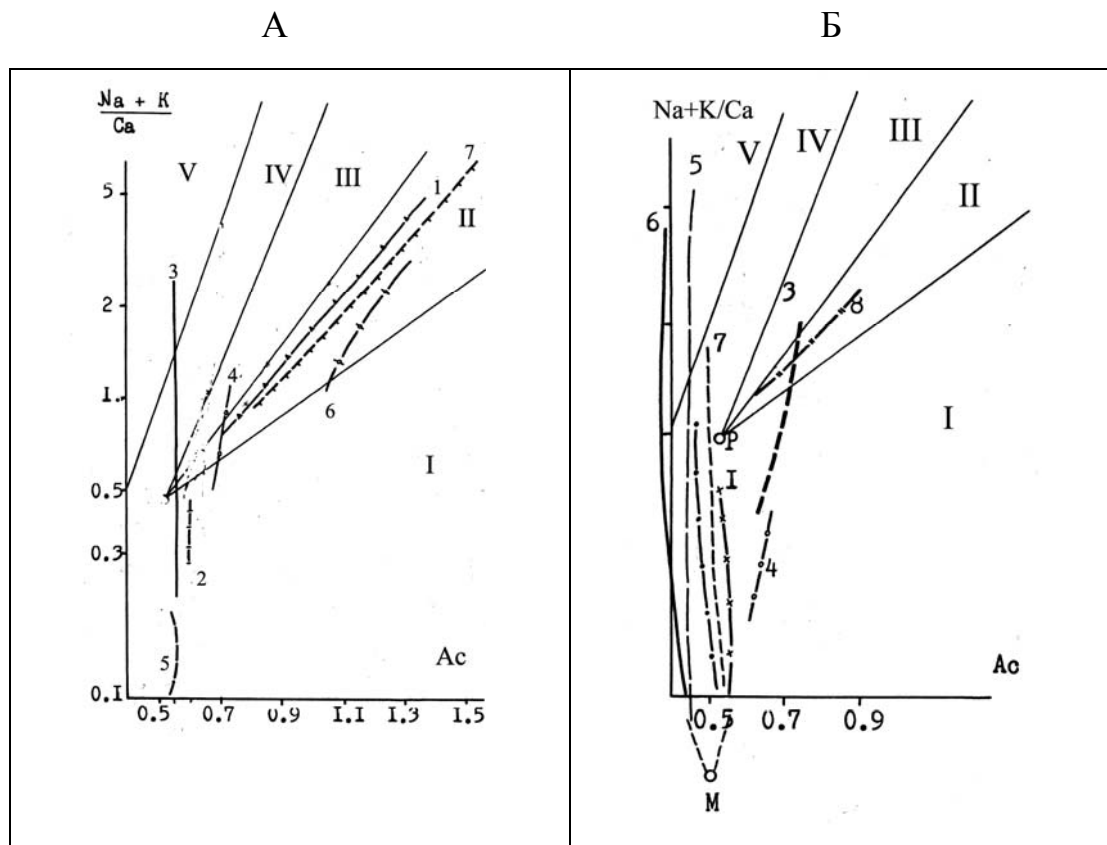


Рис. 4.2. **Примеры трендов раннедокембрийских вулканических (А) и плутонических (Б) ассоциаций на диаграмме Л.С. Бородина.** Поля: I – толеитовое, II – известково-щелочное, III – субщелочное, IV – щелочное, V – высокощелочное.

$$A_c = 4Si/\Sigma (1,5 Ti + 3 Al + 2 Fe^3 + 5 Fe^2 + 5 Mn + 5,5 Mg + 7,5 Ca + 8,5 Na + 9,5 K)$$

Вулканические ассоциации: 1 – эффузивы гранулитового кольско-беломорского комплекса Балтийского щита; 2 – эффузивы метакоматиитовой ассоциации Приднепровья; 3 –

метакоматиит-толеитовая ассоциация Приднепровья; 4 – метадацит-андезит-толеитовая ассоциация Приднепровья; 5 – метакоматииты и толеиты Карелии; 6 – метадацит-липаритовая ассоциация Карелии; 7 – эффузивы кейвского комплекса Балтийского щита. *Плутонические ассоциации*: 1 – пироксенит-перидотитовая Приазовья; 2 – пироксенит-перидотитовая Алданского щита; 3 – габбро-диабазовая Приднепровья; 4 – габбро-диабазовая Алданского щита; 5 – габбро-пироксенит-дунитовая Приднепровья; 6 – дунит-перидотитовая Приднепровья; 7 – дунит-перидотитовая Алданского щита; 8 – габброноритовая Алданского щита. Точки Р и М на диаграмме отвечают возможному исходному составу мантийного субстрата.

Группа ортомагматических ассоциаций

Устойчивые магматические ассоциации, принадлежащие к этой группе, по особенностям дифференциации могут быть разделены на подгруппы:

- ассоциации, раздифференцированные «по железу»,
- ассоциации, раздифференцированные «по магнию»,
- ассоциации, раздифференцированные «по кальцию».

Ассоциации каждой подгруппы образуют несколько изоморфных рядов.

Ассоциации, раздифференцированные «по железу»

В составе этой подгруппы могут быть выделены ассоциации:

- толеитового изоморфного ряда,
- известковощелочного ряда,
- трахибазальтового (субщелочного базальтоидного) ряда,
- щелочнобазальтоидного ряда.

Вулканические представители всех этих рядов известны в литературе под наименованием вулканических серий с соответствующими названиями. Плутонические ассоциации по петрогеохимическим признакам родственны вулканитам и нередко тесно связаны с ними в пространственном и возрастном отношении; поэтому, чтобы не множить без надобности количество терминов, названия вулканических серий распространены в данном случае на изоморфные ряды ассоциаций (поскольку изоморфные

ряды включают как вулканические, так и плутонические ассоциации, понятие ряда является более широким по сравнению с понятием одноименной вулканической серии).

К *толеитовому изоморфному ряду* принадлежат вулканические и плутонические тела, известные под названиями толеитовых вулканических серий, базальтов срединно-океанических хребтов, трапповых ассоциаций. В составе *вулканических толщ* преобладают базальты и андезито-базальты (> 60%). В наиболее кислых дифференциатах могут быть встречены кварц и калиевый полевой шпат, образующие взаимные прорастания – гранофиры. Ведущими минералами являются плагиоклаз и клинопироксен, оливин присутствует лишь в некоторых регионах, а ортопироксен встречается в небольших количествах (от 0 до 10%), т.е. присутствие его не является обязательным.

По соотношениям породообразующих окислов вулканические устойчивые ассоциации разных структур несколько различны между собой, в целом наиболее обогащены более высокотемпературными элементами (магнием) толеиты срединно-океанических хребтов (COX), а низкотемпературными (кремнеземом, щелочами) – толеиты молодых платформ и складчатых поясов. Интересной особенностью толеитовых трапповых ассоциаций является антидромная последовательность их образования в северном полушарии (что выражается, в частности, в уменьшении количества кремнезема и щелочей вверх по разрезу), и гомодромная – в южном полушарии (Магматические породы...Основные породы, 1985).

Плутонические устойчивые ассоциации могут быть как непосредственными комагматами вулканитов, так и встречаться независимо от последних. Их состав может колебаться от троктолитов через габбро до диоритов; ультраосновные породы и анортозиты не характерны. Форма тел преимущественно пластообразная (такие тела часто называют силлами),

широко распространены пояса даек, иногда встречаются плутонические массивы площадью в сотни кв. км. Состав ведущих членов парагенезиса в разных условиях несколько различается:

✓ Силлы, связанные с базальтами СОХ, имеют незначительную мощность (до 7 м) и сложены *оливиновыми долеритами*, сменяющимися вверх по разрезу долеритами и микродолеритами в апикальных частях тел.

✓ На островах, связанных с деятельностью плюмов (остров Исландия) мощность силлов достигает 20 м, а длина – сотен метров; их состав отвечает *долериту*.

✓ Мощность силлов, связанных с трапповыми ассоциациями, достигает 500 м, а длина даек – десятков километров. Временами наблюдаются многоэтажные силлы, соединенные между собой дайкоподобными ответвлениями. В связи с большими размерами тел, процессы дифференциации происходили в них в более широком интервале, что обусловило возникновение серий петрографических разновидностей от меланократовых высокомагнезиальных пикродолеритов до пегматоидных долеритов и лейкократовых долерит-гранофиров. Наиболее распространенные разновидности – *оливинсодержащие* и *безоливиновые долериты* с минеральными парагенезисами оливин – оливин + клинопироксен + плагиоклаз – клинопироксен + плагиоклаз. В большинстве тел расслоенность отсутствует, но в случае появления ортопироксена, даже в небольших количествах, особенно в случае ассоциации его с оливином, в силлах возникает расслоение. Зависимость между присутствием этих минералов и степенью расслоенности хорошо прослеживается на примерах массивов габбродолеритов, сопровождающих трапповые вулканиты Сибирской платформы (массивы Норильск, Талнах, Аламджахский и др.). В существующих классификациях такие устойчивые магматические ассоциации называют *габбродолеритовыми*.

✓ Некоторые массивы (массив горы Моронго в составе трапповой ассоциации Сибирской платформы, массив Киглапейт в Канаде) имеют

более основной состав, из-за чего их можно называть *оливингаббровыми* и *троктолит-оливингаббровыми*.

✓ Кроме габбродолеритовых, исследователи выделяют *габбро-диорит-диабазовые* ассоциации и подчеркивают, что ассоциации (формации) обоих типов могут взаимозаменяться в одних и тех же тектонических структурах и границы между ними могут быть проведены лишь условно (Магматические формации СССР, т. 1, 1979) по наличию оливина, всегда присутствующего в том или ином количестве в габбродолеритовых и полностью отсутствующего в габбро-диорит-диабазовых ассоциациях (среди последних могут быть выделены габбро-диабазовые и габбро-диоритовые парагенезисы). Строение тел, сложенных безоливиновыми разновидностями, зональное – по направлению к контактам уменьшается размер зерен, реже появляются относительно кислые разновидности. Характерно, что даже крупные массивы габбро-диабазов и габбро-диоритов не расслоены.

✓ Массивы *габбро-диоритового* состава описаны в Кузнецком Алатау (Ильенок, 1965), Приазовье (Еленовский и др. массивы). По строению они не отличаются от габбро-диабазовых и единственное отличие их – средний (т.е., более кислый, № 35–40) состав плагиоклаза. В качестве второстепенных разновидностей в габбро-диабазовых и габбро-диоритовых формациях могут присутствовать клинопироксениты, горнблендиты, кварцевые диориты.

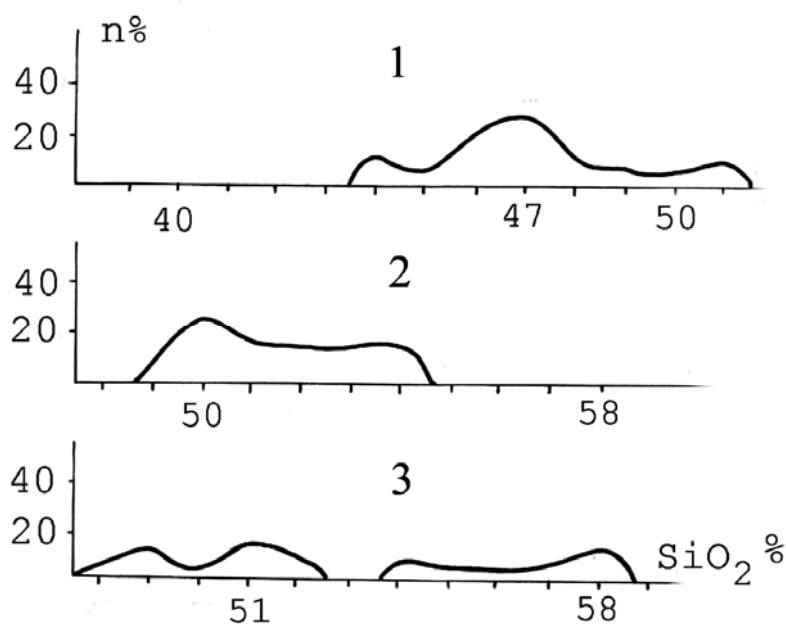


Рис. 4.3. **Частота встречаемости (n%) породных разновидностей с различным содержанием кремнезема в ассоциациях толеитового изоморфного ряда.** 1 – Габбро-диабазовый муйский комплекс Восточной Сибири; 2 – габбро-диабазовый доросский комплекс Восточной Сибири; 3 – габбро-диоритовый комплекс Кузнецкого Алатау.

Отличия в составе толеитовых плутонических ассоциаций наглядно видны на гистограммах частоты встречаемости кремнезема (рис 4.3). В систематизационном отношении все толеитовые ассоциации могут быть расположены в последовательности от более основных (троктолит-оливингаббровых) к более кислым (габбро-диоритовым), что отвечает последовательности от более высокотемпературных к относительно низкотемпературным минеральным парагенезисам. Параллельно с уменьшением количества оливина уменьшается его магнезиальность и основность плагиоклазов. По крайней мере, для части парагенезисов доказана способность к латеральной взаимозаменяемости. Все это позволяет относить такие ассоциации к одному изоморфному толеитовому ряду (табл. 4.3).

Таблица 4.3

*Систематизационная последовательность парагенезисов
толеитового ряда (Свешников, 2006)*

Породные парагенезисы	Минеральные парагенезисы	Примеры
Троктолит- габбровый	Ол + Пл	Массив Киглапейт, Аляска
Оливингаббровый	Ол + [КлПирокс + Пл]	Массив Хаактыг-Ой Восточного Саяна
Габбродолеритовый	± Ол + [КлПирокс + Пл]	Прутовский массив Волыни
Габбродиабазовый	[КлПирокс + Пл]	Сурский массив Приднепровья
Габбро-диоритовый	[КлПирокс + Пл] + Ро	Центрально- обиточненский массив Приазовья

Характерные особенности толеитового ряда:

1. В составе ряда широко распространены как вулканические, так и плутонические ассоциации, нередко они тесно ассоциируют между собой и образуют вулканоплутонические ассоциации.
2. Ведущий минеральный парагенезис всего изоморфного ряда в целом – клинопироксен (авгит, ферроавгит, пижонитавгит, пижонит) + плагиоклаз (преимущественно лабрадор). В высокотемпературной части ряда в подчиненном количестве присутствует оливин. В низкотемпературной части ряда развита роговая обманка (во многих случаях она замещает первичномагматический клинопироксен). Как второстепенные минералы могут присутствовать ортопироксен, кварц или анальцит, калиевый полевой шпат, биотит. Это предопределяет принципиальную возможность (которая

далеко не всегда реализуется) возникновения широкого спектра второстепенных породных разновидностей – пироксенитов, феррогаббро, габбросиенитов, сиенитодиоритов, диоритов, монцонитов, анальцитсодержащих пород, гранофилов. Такие разновидности преимущественно возникают в plutonic телах, т.е. в условиях более полной дифференциации магматических расплавов.

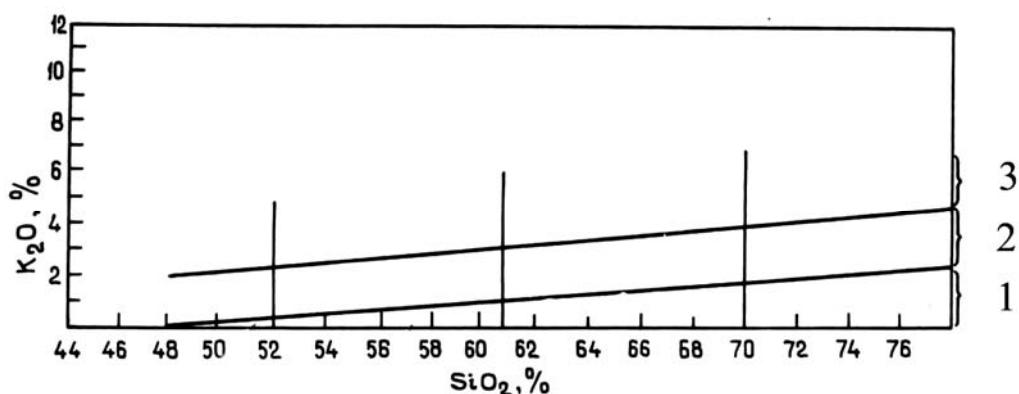


Рис. 4.4.. **Соотношения калия и кремнезема в породах толеитовых (1), известковощелочных (2) и щелочных базальтоидных (3) серий** (Структурная геология и тектоника плит, т. 3. М., Мир, 1991).

3. В петрохимическом отношении характерной особенностью толеитовых вулканитов считают наиболее низкое содержание щелочей сравнительно с базальтами других типов (рис. 4.4, см. рис. 4.2).

Качественные отличия между разными изоморфными рядами наглядно иллюстрирует диаграмма «FeO + Fe₂O₃ – MgO – CaO» (рис. 4.5). Толеитовые вулканические серии отвечают изометричному полю в центральной части диаграммы, что указывает на слабое развитие процессов дифференциации. Плутонические ассоциации образуют четко выраженные тренды, протягивающиеся вдоль линии состава авгитов. Непосредственно на продолжении этого направления расположена точка состава биотита. Можно предположить, что маложелезистый авгит и биотит выступают в качестве естественных ограничений данного тренда дифференциации. В ходе

дифференциации соотношения кальция и магния оставались относительно стабильными, в то время как относительное содержание железа существенно изменялось. Можно сказать, что толеитовый ряд раздифференцирован «по железу».

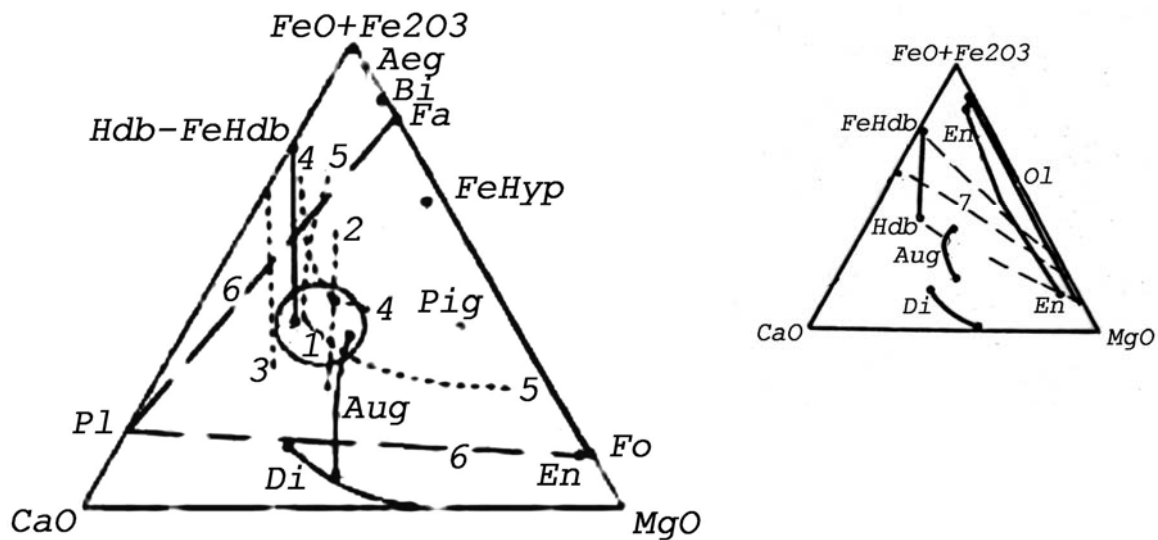


Рис. 4.5. Тренды изоморфных рядов ортомагматических ассоциаций на диаграмме " $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{CaO}$ "

Тренды ассоциаций, раздифференцированных по железу: 1 — поле толеитовых вулканитов, 2 — тренд плутонических представителей толеитового ряда, 3 — тренд известково-щелочного ряда, 4 — тренд субщелочного базальтоидного ряда, 5 — тренд щелочнобазальтоидного ряда. Тренды ассоциаций, раздифференцированных по кальцию: 6 — тренды, отвечающие наиболее магниальным и наиболее железистым представителям габброноритового и анортозитового изоморфных рядов. Тренды ассоциаций, раздифференцированных по магнию: 7 — тренды клинопироксенитового изоморфного ряда. Fa — фаялит (fayalite), Fo — форстерит (forsterite), En — энстатит (enstatite), FeHyp — феррогиперстен (ferrohypersthene), Aug — авгит (augite), Di — диопсид (diopside), Hdb — геденбергит (hedenbergite), FeHdb — феррогеденбергит (ferrohedenbergite), Pig — пижонит (pigeonite), Aeg — эгирин (aegirine), Hb — роговая обманка (hornblende), Bi — биотит (biotite), Pl — плагиоклаз (plagioclase).

В зависимости от тектонического положения ассоциации отличаются рядом второстепенных признаков. Так, по (Магматические

породы...Основные породы., 1985), толеитовые серии океанических структур разделяют на три подтипа: 1) толеиты COX (подтип N – normal), представленные оливиновыми гиперстеннормативными базальтами; 2) толеиты океанических островов и подводных плато (подтип E – enriched), среди которых преобладают пикритобазальты; 3) толеиты островных дуг, сложенные сравнительно лейкократовыми кварцнормативными оливинсодержащими и безоливиновыми базальтами (табл. 4.4).

Таблица 4.4

Подтипы толеитовых серий (Магматические...Основные породы., 1985)

	Толеиты океанических островов и подводных плато (тип E – enriched), континентальных рифтов и трапповых ассоциаций	Толеиты срединно–океанических хребтов (тип N – normal)	Толеиты островных дуг
Характерные породы	Пикрито-базальты	Оливиновые гиперстен–нормативные базальты	Лейкократовые кварцнормативные оливинсодержащие и безоливиновые базальты
РЗЭ	Базальты, обогащенные легкими РЗЭ в 20–60 раз по сравнению с хондритовой нормой и в 6–10 раз тяжелыми РЗЭ (по сравнению с базальтами COX они существенно обогащены легкими)	Базальты, равномерно обогащенные всеми РЗЭ в 13–15 раз по сравнению с хондритами (линии РЗЭ на графиках близки к горизонтальным прямолинейным)	Базальты, обогащенные легкими РЗЭ в 2–4 раза и в 4–10 раз тяжелыми по сравнению с хондритовой нормой (по сравнению с базальтами COX они обеднены всеми элементами)
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7030 – 0.7050	0.7024 – 0.7035	0.7028– 0.7038
Sc	27–35	35–50	
Ba	70–200	5–50	97

Sr	150–400	40– 200	198
Th	0.3–1.2	0.1–0.7	0.5
U	0.1–0.3	0.05–0.3	0.15
	По геохимическим особенностям приближаются к субщелочным сериям		По геохимическим особенностям приближаются к известковощелочным сериям

К *известковощелочному изоморфному ряду* принадлежат вулканические толщи, сложенные лавами и пирокластами, среди которых в разных ассоциациях преобладают гиперстенсодержащие базальты и андезитобазальты. В качестве второстепенных членов присутствуют андезиты, пикробазальты и кислые вулканиды. Термин «известково-щелочные серии» приобрел широкое распространение. Как показал Л.С. Бородин (1987), вулканические толщи, к которым применяют это название, можно разделить по крайней мере на две группы, различающиеся наборами петрографических разновидностей и петрохимическими трендами. Поэтому ниже будем применять этот термин лишь к вулканидам, отвечающим «островодужному известковощелочному тренду», по Л.С. Бородину. Их также предлагали называть гиперстеновой или высокоглиноземистой серией (Х. Куно). Типичными представителями этой группы считают известково-щелочные серии островных дуг (Японские, Алеутские, Липарские острова и т.п.). Примером таких ассоциаций на континенте считают бодракскую среднеюрскую вулканическую толщу, развитую во внутренних частях Горного Крыма, и вулканиды средней части разреза хребта Карадаг на побережье Черного моря. Вулканиды формируются в субаэральных условиях. Они имеют высокую степень эксплозивности. Вулканический пепел рассеивается в близлежащих водных бассейнах, поэтому оценить количество изверженного материала и количественные соотношения петрографических разновидностей довольно сложно. Комагматичные вулканидам

плутонические тела или не известны или изучены недостаточно. Допускают, что во многих случаях такие тела еще не вскрыты эрозией. Петрографические особенности разных толщ несколько отличаются между собой. Преобладают толщи, сложенные двупироксеновыми базальтами с гиперстеном, авгитом, диопсид-авгитом, содержащие реликты оливина, а в более кислых породах – роговую обманку. Характерная особенность их – значительное (5–15%) количество порфировых вкрапленников. Однако в Японском море вулканы известково-щелочной серии сложены лишь плагиоклазом и ортопироксеном, образующими как порфировые вкрапленники, так и основную массу. Вместе с тем на Алеутских островах и Аляске преобладают андезиты, состоящие из плагиоклаза и высококальциевого клинопироксена. В относительно основных разновидностях к ним прибавляется оливин, а в более кислых – последний заменяется гиперстеном. В связи с такой изменчивостью ведущий минеральный парагенезис целесообразно обозначить как: плагиоклаз + пироксен (клинопироксен $\pm$ ортопироксен).

Характерными особенностями известковощелочных серий по сравнению с толеитовыми является высокое количество плагиоклаза и высококальциевый состав последнего (№ 70–90 во вкрапленниках), повышенное количество глинозема (до 20%), рассеянных элементов и, главное, щелочей (см. рис. 4.4). Л. Уэйджер и В. Дир в 1939 г. показали, что в известковощелочных сериях, в отличие от толеитовых, отсутствует тенденция к накоплению железа. На диаграмме «железо – магний – кальций» представители известковощелочного изоморфного ряда образуют тренды, прослеживающиеся вдоль линии «феррогеденбергит – геденбергит». Непосредственно на продолжении трендов находится точка кальциевого диопсида. Это позволяет предположить, что составы кальциевого диопсида и феррогеденбергита являются конечными точками трендов этого изоморфного ряда (см. рис. 4.5). Сравнительно со всеми другими рядами, отображенными на диаграмме, известково-щелочной имеет наиболее высокое относительное

количество кальция и это объясняет такие его особенности как высококальциевый состав клинопироксена и плагиоклаза, отсутствие высокожелезистых разновидностей.

К трахибазальтовому (субщелочному базальтоидному) изоформному ряду принадлежат вулканические, вулкано-плутонические и плутонические ассоциации, известные под наименованиями калиево-натриевых и натриево-калиевых субщелочных базальтовых, трахибазальтовых, шошонитовых серий или формаций натриево-калиевых базальтов – трахитов. Они представлены толщами вулканитов мощностью до первых километров, с которыми постоянно ассоциируют многочисленные дайки и небольшие субвулканические тела – некки, трещинные интрузии, силлы. Иногда можно наблюдать все переходы от вулканических толщ к плутоническим телам. Реже встречаются самостоятельные дайковые комплексы, в отдельных случаях комплексы небольших, но многочисленных штоков и сопутствующих им даек. Породы, слагающие такие тела, несут признаки образования на незначительных глубинах, в приконтактных участках тел они приобретают субэффузивный облик (здесь возникают очень мелкозернистые до стекловатых разновидности). Это дает основания предположить, что с такими телами первоначально были связаны вулканические толщи, уничтоженные позднее эрозией.

Субщелочные калиево-натриевые ассоциации широко распространены на океанических островах, на островных дугах поблизости от континентов; на континентах они встречаются в зонах прогибов в складчатых поясах, в связи с рифтовыми структурами и в составе трапповых магматических серий. Субщелочные базальтоидные ассоциации отвечают рядам дифференциатов от субщелочных пикритов (анкарамитов) и субщелочных оливиновых базальтов до трахибазальтов и трахиандезитов. В подчиненном количестве могут присутствовать трахиты, трахидациты, трахириолиты. Последовательность образования основных и кислых пород может быть различной, нередко они повторяются в разрезе одной вулканической толщи.

Структуры базальтоидов варьируют от стекловатых до резко выраженных порфировых, количество вкрапленников может достигать 30%, в отдельных породных разновидностях – 50%. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, кроме него могут присутствовать оливин, клинопироксен, титаномagnetит. В основной массе, кроме плагиоклаза и пироксена, присутствуют ортоклаз, временами керсутит, биотит. В наиболее поздних дифференциатах могут присутствовать нефелин или лейцит. Состав плагиоклаза колеблется в широких пределах, в качестве второстепенных членов парагенезисов могут присутствовать базальты с непривычно кислым плагиоклазом – андезином (так называемые гавайты) и олигоклазом (муджиериты). Клинопироксен отвечают титанавгиту или эгирин-авгиту.

Характерными особенностями этой группы ассоциаций является повышенная щелочность, постоянное преобладание натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$), повышенное количество титана (в среднем больше 2%). На диаграмме Л.С. Бородина они образуют тренды, которые этот исследователь называет щелочно-базальтовыми (см. рис. 4.2). По его представлениям, они образуют ряды дифференциатов от оливиновых меланократовых базальтов через трахибазальты (Л.С. Бородин считает трахибазальты щелочными породами) до пород среднего состава – трахитов. На диаграмме «железо – магний – кальций» они образуют дугообразные тренды, прослеживающиеся от пижонита до феррогеденбергита. Ведущий минеральный парагенезис этой группы ассоциаций: плагиоклаз + клинопироксен + калиевый полевой шпат.

Субщелочные натриево-калиевые ассоциации распространены в островных дугах и складчатых поясах. Они отвечают рядам дифференциатов от шошонитов (калиевополевошпатсодержащих субщелочных базальтов) и абсарокитов (меланократовых шошонитов, в которых вкрапленники представлены исключительно фемическими минералами) до риолитов. Вследствие этого такие ассоциации чаще называют шошонитовыми сериями. Базальты в них слагают до 50%, средние породы – до 40%, приблизительно

10% приходится на долю кислых пород – дацитов, латитов, калиевых риолитов. Количественные соотношения основных и кислых пород могут существенно различаться. Описаны случаи, когда толщи с незначительным количеством кислых членов (короткие серии) по простирацию заменяются толщами с полным набором кислых породных разновидностей (длинными сериями). Последовательность извержений также может быть различной, например, трахибазальты могут возникать как в середине разреза толщ, так и в конце, после образования трахитов.

Породы имеют порфировую структуру и содержат вкрапленники оливина, плагиоклаза, биотита, щелочной роговой обманки. Количество их может достигать 50% объема породы. Основная масса сложена плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и клинопироксеном. Могут присутствовать лейцит, анальцит, изредка нефелин. Состав плагиоклаза колеблется в тех же пределах, что и в калиево-натриевых субщелочных ассоциациях (чаще всего это лабрадор), Калиевый полевой шпат – санидин, временами возникают овоиды – санидин образует каемки вокруг кристаллов плагиоклаза, клинопироксен представлен авгитом.

В тесной ассоциации с вулканитами описывают плутонические тела габбросиенитов, сиенитодиоритов, сиенитов.

Главное отличие шошонитовых серий от калиево-натриевых субщелочных базальтоидных состоит в соотношениях щелочей: для первых характерно преобладание калия, для вторых – натрия. Шошонитовые серии имеют более низкое содержание титана, из-за чего в них вместо титаномagnetита возникает магнетит, а вместо титанавгита (характерного для калиево-натриевых серий) – авгит. Однако, ведущий минеральный парагенезис в них одинаков: плагиоклаз + клинопироксен + калиевый полевой шпат. Так же, как и в предыдущем случае, в основных породных разновидностях к парагенезису добавляется оливин, в кислых – фельдшпатоиды. Среди последних чаще встречается лейцит, но такие же по

составу серии известны и среди калиево-натриевых серий. Эти данные позволяют считать, что рассмотренные ассоциации принадлежат к одному изоморфному ряду и могут взаимозаменяться между собой.

К *щелочно-базальтоидному изоморфному ряду* принадлежат ассоциации, содержащие в своем составе базальтоиды с фельдшпатоидами. В зависимости от состава последних (нефелина или лейцита) можно говорить о существовании ассоциаций натриевой и калиевой линий. Ю.А. Кузнецов подчеркивал, что для щелочно-базальтоидных формаций характерна значительная изменчивость и пестрота состава, что обуславливает необходимость выделения в пределах формационного типа более дробных систематизационных подразделений. В частности, этот исследователь выделял здесь две устойчивые ассоциации: калиево-натриевую нефелин-базальтовую и натриево-калиевую лейцит-базальтовую.

К *калиево-натриевым щелочно-базальтоидным* принадлежат ассоциации, известные под названиями меланефелинит-базанитовых серий (Бородин, 1987), серий щелочных базальтов и базанитов, щелочно-базальтоидных, нефелинбазальтовых, для которых характерен ведущий минеральный парагенезис нефелин + плагиоклаз + клинопироксен $\pm$ оливин (подчеркнем, что в породах этого ряда не может присутствовать не только кварц, что общеизвестно, но и ортопироксен; все щелочные и субщелочные основные и ультраосновные породы содержат лишь клинопироксен). Устойчивые ассоциации этой группы отвечают ряду дифференциатов от щелочных пикритов или оливиновых меланефелинитов до фонолитов (вулканитов среднего состава с фельдшпатоидами).

Нефелин-базальтовые ассоциации распространены на океанических островах, в континентальных рифтах, на платформах в составе трапповых магматических серий. По Л.С. Бородину, типичным представителем ассоциаций этого типа служит позднемеловая толща вулканитов Балконес и сопутствующие ей субвулканические плутонические тела, описанные

А. Спенсером в штате Техас. Около 80% площади здесь занимают оливиновые и мелилит-оливиновые маланефелиниты; 10% фонолиты и столько же базаниты и оливиновые базальты. В других случаях, например, на острове Росс вблизи Антарктиды, наиболее распространены базаниты (щелочные базальтоиды с нефелином). Такие же толщи вулканитов известны в Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы и в Кении в Восточном рифте Южной Африки. Наиболее основные члены ряда дифференциатов – нефелиниты – содержат вкрапленники оливина и титанавгита, погруженные в мелкозернистую основную массу, сложенную титанавгитом и нефелином. В некоторых разновидностях нефелинитов присутствует мелилит, но он не может сосуществовать с плагиоклазом и при переходе к базанитам, т.е. при появлении плагиоклаза, исчезает. Базаниты – порфировые породы, содержащие во вкрапленниках оливин, клинопироксен, основной плагиоклаз. В основной массе, кроме перечисленных минералов, добавляется нефелин. Фонолиты сложены калиевым полевым шпатом, нефелином, эгиринавгитом, керсутитом.

Вероятно, к этой же группе следует отнести *щелочно-габброидные плутонические* тела. Типичные щелочногабброидные массивы (Елетьозерский, Гремяха-Вырмес на Балтийском щите) имеют зональное строение, образовались в несколько возрастных генераций, сложенных расслоенными последовательно образованными сериями дифференциатов: а) перидотитами и пироксенитами, б) габброидами (габбро, оливиновыми габбро, ортоклазовыми габбро, плагиоклазитами), в) фойдолитами (ийолитами, уртитам), г) нефелиновыми и щелочными сиенитами. Принадлежность всех перечисленных породных разновидностей к одной устойчивой магматической ассоциации подтверждается случаями переслаивания ийолит-уртитов, с одной стороны, с пироксенитами, а с другой – с сиенитами. Главным отличием их от рассмотренных выше вулканических формаций является присутствие в значительных количествах ультраосновных пород.

Лейцитбазальтовые ассоциации встречаются значительно реже. Представители их известны на Дальнем Востоке в Приморье и в Западноафриканском рифте в Уганде (Кузнецов, 1964). Они образованы толщами лейцитовых базальтов (оливин + лейцит + авгит), лейцитовых базанитов (оливин + лейцит + авгит + плагиоклаз) и калиевых трахибазальтов (оливин + авгит + плагиоклаз + калиевый полевой шпат).

На диаграмме «железо – магний – кальций» тренд щелочно-базальтоидных ассоциаций начинается от оливина, далее проходит параллельно линии составов «геденбергит – феррогеденбергит» и затем отклоняется в сторону состава эгирина. Как видно из рисунка 4.5, на большей своей части тренд также отражает раздифференцированность формаций по железу. Подчеркнем, что щелочные устойчивые магматические ассоциации основного состава очень разнообразны и, возможно, не все из них принадлежат к рассмотренному изоморфному ряду. Например, Ч. Хьюджес (1988) допускает возможность существования следующих типов щелочных серий: щелочно-базальтоидного, базанитового, нефелинитового и мелилитового.

Устойчивые магматические ассоциации рассмотренных изоморфных рядов довольно уверенно отличаются по содержаниям редких и редкоземельных элементов. Наиболее информативными из них оказываются содержания *Rb* и *K*. Нормированные по хондриту содержания каждого из названных элементов в отдельности составляет до 40 единиц в толеитовых сериях, 40–100 – в известково-щелочных, 100–200 – в субщелочных и 200–1000 – в щелочно-базальтоидных сериях.

Ассоциации, раздифференцированные «по магнию»

К этой подгруппе принадлежат многие устойчивые магматические ассоциации, но принципиальная возможность взаимозаменяемости в единых латеральных рядах для большей части из них не доказана. Соответственно,

нет оснований для объединения таких формаций в изоморфные ряды. Поэтому в данной подгруппе могут быть выделены:

- клинопироксенитовый изоморфный ряд плутонических ассоциаций,
- коматиитовые ассоциации,
- пикритовые ассоциации,
- бонинитовые ассоциации.

Клинопироксенитовый изоморфный ряд включает платиноносные массивы Урала (габбро-пироксенит-дунитовая формация, по Ю.А. Кузнецову), габбро-верлитовые и диабаз-пикритовые устойчивые ассоциации Балтийского щита, Казахстана, Кавказа.

В составе габбро-пироксенит-дунитовых массивов принимают участие дуниты, верлиты, клинопироксениты и разнообразные габброиды: троктолиты, эвкритовые габбро, оливиновые эвкриты (тылаиты), оливиновые габбро, роговообманковые габбро, кварцевые габбро, габбронориты, габбро-диориты и др. Широко развиты вторичные образования – серпентиниты и горнблендиты. Все эти массивы относят к одной ассоциации, однако они существенно отличаются между собой количественными соотношениями главных породных разновидностей. В отдельных массивах те или другие породные разновидности могут отсутствовать. Соответственно, встречаются массивы, сложенные дунитами до пироксенитов, или только пироксенитами до габброидов. Среди наибольших по размерам массивов известны сложенные преимущественно дунитами и верлитами (Акермановский), верлитами и клинопироксенитами (Кытлымский), дунитами и клинопироксенитами (Хабарнинский массив).

Ведущий минеральный парагенезис – [$\pm$ оливин + клинопироксен $\pm$ плагиоклаз]. Клинопироксены отвечают авгитам и диопсид-авгитам, плагиоклазы – лабрадору, битовниту до анортита. В дифференцированных телах наблюдается скрытая расслоенность – вверх по разрезу пироксены становятся более железистыми, а плагиоклазы – более кислыми. В некоторых массивах в верлитах и пикритах в небольшом количестве присутствует

ортопироксен. С дунитами могут быть связаны рудопроявления платиноидов и хромита, с пироксенитами – титаномагнетита.

На диаграмме «железо-магний-кальций» (рис. 4.6, см. рис. 4.5) точки составов пород рассмотренных массивов образуют тренды, протягивающиеся от точки состава магнезиального оливина до железистого авгита и геденбергита. Можно сказать, что такие ассоциации раздифференцированы по магнию при приблизительно постоянных соотношениях кальция и железа. При этом тренды, отклоняющиеся в сторону повышения количества железа, пересекают линии состава ортопироксенов. Это, вероятно, объясняет появление последних лишь в некоторых массивах.

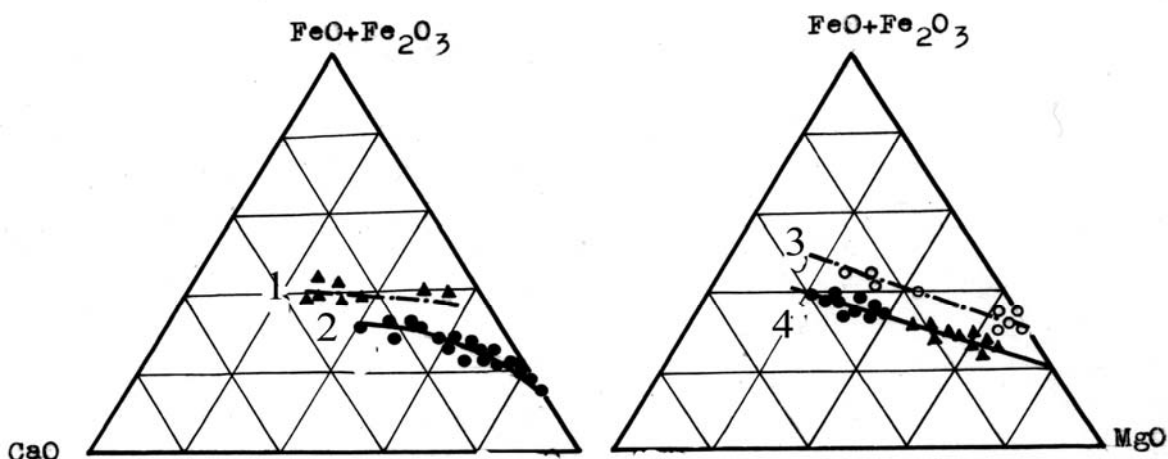


Рис. 4.6. **Тренды ассоциаций клинопироксенитового ряда на диаграмме «железо – магний – кальций».**

1 – Петровский и Павловский массивы в составе зеленокаменного комплекса

Приднепровья (серпентинизированная габбро-пироксенит-дунитовая формация); 2 –

габбро-пироксенитовые тела в составе зеленокаменного комплекса Алданского щита; 3 –

коматииты Алданского щита; 4 – коматииты Африки.

В каждом из перечисленных плутонических массивов можно выделить по два главных члена парагенезиса (один относительно высокотемпературный и второй низкотемпературный), по изменениям состава которых парагенезисы можно расположить в последовательности от более высокотемпературных к относительно низкотемпературным (табл. 4.5).

Парагенезисы клинопироксенитового изоморфного ряда

Парагенезисы	Минеральный состав главных членов парагенезиса		Примеры
	Высокотемпературного	Низкотемпературного	
Дунит-верлитовый	Ол	Ол + Срх	Акермановский массив Урала
Дунит-клинопироксенитовый	Ол	Срх	Хабарнинский массив Урала
Верлит-клинопироксенитовый	Ол + Срх	Срх	Кытлымский массив Урала
Габбро-верлитовый, Диабаз-пикритовый	Ол + Срх	Срх + Пл	Пилгуярвинский комплекс Кольского полуострова, Каратургайский комплекс Казахстана
Габбро-пироксенитовый	Срх	Срх + Пл	Габбро-пироксенитовые тела в составе зеленокаменного комплекса Алданского щита

Коматиитовые и пикритовые устойчивые ассоциации сложены вулканитами ультраосновного, в меньшей степени – основного состава. Ведущий минеральный парагенезис в них одинаков – [оливин + клинопироксен] ± плагиоклаз, на диаграмме «железо – магний – кальций» тренды их имеют одинаковый характер, но по соотношениям двуокиси титана и глинозема они несколько различаются (рис. 4.7). Пикритовые серии более титанистые; во вкрапленниках они содержат только оливин, а коматиитовые – оливин и пироксен. Коматиитовые ассоциации широко распространены в зеленокаменных метавулканогенных комплексах раннего докембрия. С последними постоянно ассоциируют плутонические тела клинопироксенитового изоморфного ряда; не исключено поэтому, что эти образования комагматичны между собой и коматиитовые ассоциации представляют собой вулканическую ветвь того же изоморфного ряда.

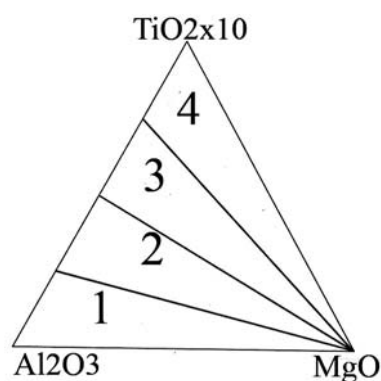


Рис. 4.7. **Диаграмма АТМ** (алюминий, титан, магний)

Поля вулканических серий: 1 – бонинитовой, 2 – коматиитовой, 3 – пикритовой, 4 – щелочно-ультраосновной (Формационный анализ..., 2006)

Бонинитовые (бонинит-марианитовые) серии объединяют вулканиты от ультраосновного до среднего состава (эффузивные аналоги верлитов и пироксенитов, базальты, андезитобазальты, андезиты). Характерными признаками собственно бонинитов является высокое содержание магния (14%) при количестве кремнезема, отвечающем породам среднего состава, и отсутствие полевых шпатов. Вкрапленники в них представлены орто- и клинопироксенами, иногда высокомагнезиальным оливином, в то время как состав основной ткани (стекла) имеет средний и даже кислый характер. Всем породам присуща низкая калиевоcть (меньше 1%). Некоторые исследователи рассматривают их как низкотитанистую разновидность толеитовых серий (Kerrick, 1998), другие – как высокомагнезиальную разновидность известковощелочных серий и называют их высокомагнезиальными андезитами (Магматические горные породы...Эволюция магматизма в истории Земли, 1987). На диаграмме «железо – магний – кальций» точки составов пород серии образуют тренд, однотипный трендам других формаций раздифференцированных по магнию (рис. 4.8). Поэтому, хотя на породном уровне по составу бониниты и марианиты сопоставимы с теми или иными петрографическими разновидностями, на уровне породных сочетаний бонинитовые серии отличаются от толеитовых и известково-щелочных по

характеру трендов, а от коматиитовых и пикритовых – дупироксеновым характером.

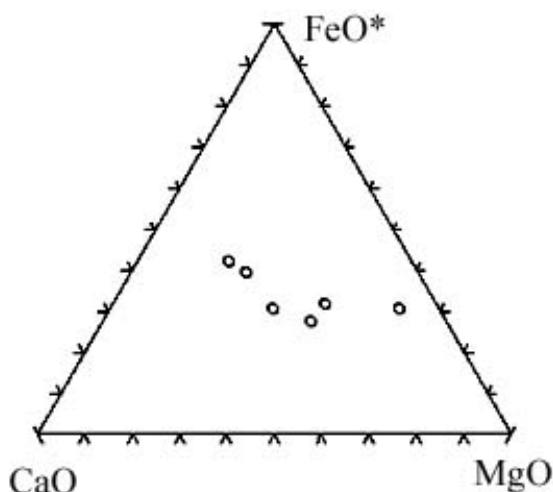


Рис. 4.8. **Тренд бонинитовой серии**

Наряду с бонинитовыми в последнее время стали выделять *адакитовые серии*. Последние представлены средними до кислых вулканитами, содержащими высокое количество магния в начальных членах серий. Это позволяет исследователям рассматривать такие серии в одной группе с бонинитовыми (Martin, 1999).

По породному составу и петрогеохимическим признакам бонинитовым сериям подобны Великая Дайка Зимбабве и комплексы крупных даек такого же типа, известные в других регионах (например, девладовский комплекс центральной части Украинского щита). По своим размерам (длина 480 км) Великая Дайка – явление уникальное, но и размеры тел девладовского комплекса (длина до 15 км и ширина до 400 м) также далеко превосходят параметры обычных даек. Тела имеют довольно однородное внутреннее строение, 90% их объема составляют плагиоклазсодержащие перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты), 10% – оливиновые габбронориты, пироксениты, дуниты. При этом гарцбургиты тяготеют к нижним, а лерцолиты – к верхним частям тел. Перидотиты часто содержат определенное количество плагиоклаза; в приконтактовых частях количество последнего возрастает и перидотиты заменяются норитами и габброноритами. Отдельные дайки

сложены только габброидами. Ведущий минеральный парагенезис – оливин + ортопироксен + клинопироксен ± плагиоклаз. Характерная особенность пород – постоянное присутствие амфибола, промежуточного между бурой роговой обманкой и баркевикитом (до 30–40%), и 1–5% первичномагматического флогопита. Ультраосновные породы содержат до 0,52% TiO_2 (что в 10 раз превышает средние значения этого окисла в ультрабазитах по Р. Дели), а суммарное количество щелочей в них больше 1%, в то время как содержание этих компонентов в перидотитах обычно не превышает десятых долей процента.

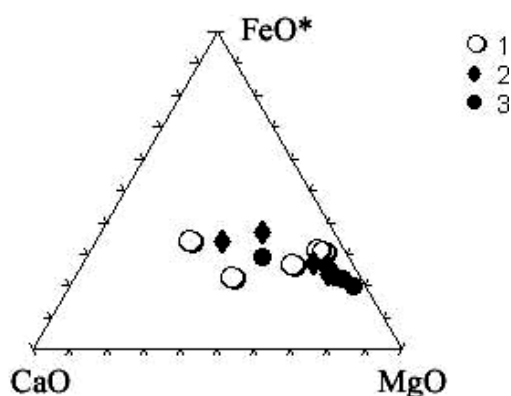


Рис. 4.9.. **Тренды пород Александровского массива (1), девладовского комплекса (2) Среднего Приднепровья и Великой дайки Зимбабве (3)**

Великую Дайку обычно рассматривают как однотипную Бушвельдскому и подобным ему массивам (формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, по Ю.А. Кузнецову), но первая дифференцирована «по магнию» (рис. 4.9), а вторые – «по кальцию» (см. ниже). С бонинитовыми ассоциациями Великую Дайку сближает, помимо сходства трендов дифференциации, двупироксеновый состав пород, в то время как все прочие раздифференцированные по магнию устойчивые ассоциации являются клинопироксенсодержащими.

Раздифференцированные по магнию ассоциации отличаются от раздифференцированных по железу более высокими содержаниями пород ультраосновного состава. Как говорилось в разделе «Зарождение

магматических расплавов», появление расплавов с повышенным сравнительно с базальтами содержанием магния требует более полного плавления мантийного субстрата (в частности, для коматиитов допускают 60%-ное плавление). В этом отношении интересную информацию дает рассмотрение положения трендов на диаграмме Л.С. Бородина (см. рис. 4.2). На последней ортомагматические ассоциации образуют тренды с наклоном вправо, а реститовые – с наклоном влево. Тренды коматиитовых ассоциаций образуют субвертикальные тренды, слегка отклоняющиеся вправо. В то же время количество редкоземельных элементов в них не намного больше, чем в хондритах (рис. 4.10) и значительно меньше, чем в базальтах разных типов.

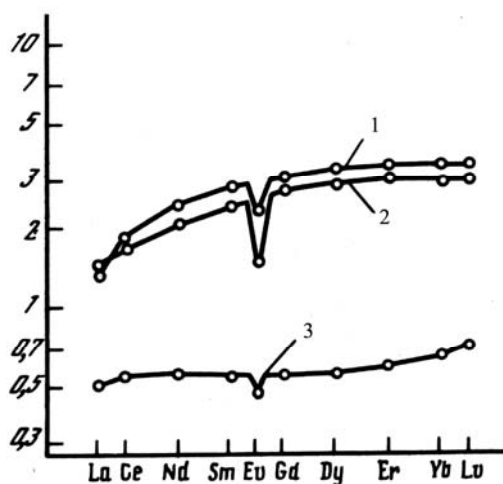


Рис. 4.10. **Содержания редкоземельных элементов в породах**

зеленокаменного комплекса Алданского щита. 1,2 – Коматииты, 3 –

ультраосновная интрузивная порода (Магматические... Ультраосновные породы., 1988)

Приведенные данные позволяют считать, что коматииты (и, возможно, другие представители этой подгруппы) среди всех производных ортомагматических расплавов являются ближайшими по составу к исходному мантийному субстрату.

Ассоциации, раздифференцированные «по кальцию»

В составе этой подгруппы можно выделить два изоморфных ряда:

- габброноритовый ряд,

- анортозитовый ряд.

К *габброноритовому изоморфному ряду* принадлежат плутонические ассоциации, в которых хотя бы один главный член парагенезиса представлен габброноритами. Вулканических представителей этот ряд не имеет. Тела такого состава постоянно в большей или меньшей степени расслоены. Взгляды исследователей на происхождение расслоенных плутонических тел были заложены фундаментальными работами Л. Уэйджера, В. Дира и Г. Брауна. Эти исследователи считали, что все такие массивы принадлежат к толеитовому сериальному типу, а отличия между ними и зональными (нерасслоенными) массивами обусловлены глубиной и тектоническими условиями при застывании расплавов (предполагалось, что расслоенные массивы возникали в спокойных условиях, а тектонические движения приводили к перемешиванию расплавов в камере, что делало невозможным их расслоение). Показательно, что в одном из последних обобщений по петрологии изверженных пород (Хьюджес, 1988) расслоенные основные массивы как самостоятельный тип вообще не рассмотрены. Ю. А. Кузнецов (1964) отнес такие массивы к формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий. Он считал, что по составу и тектоническому положению они подобны массивам трапповой ассоциации и отличаются лишь размерами и степенью расслоенности. Авторы обобщения (Магм форм СССР, т. 1, 1979) отнесли такие массивы к перидотит-пироксенит-норитовой формации и подчеркнули, что объем и содержание формационного типа нуждаются в уточнении.

Характерная особенность тел габброноритового ряда – тонкое, часто ритмичное чередование выдержанных по простирацию слоев и прослоек мощностью от миллиметров до первых десятков метров. Ритмичность обусловлена неоднократным повторением высокотемпературных и относительно низкотемпературных минеральных ассоциаций в разрезах массивов. Например, в пределах одного ритма снизу вверх может происходить изменение минеральных парагенезисов: плагиоклаз + оливин +

пироксен → плагиоклаз + пироксен → плагиоклаз. Внешне такое чередование подобно переслаиванию в осадочных толщах, поэтому такие массивы называют псевдостратифицированными. Известно много примеров сингенетических (то есть, происходивших во время застывания расплава) нарушений расслоенности, что указывает на формирование массивов в активных тектонических условиях, и не меньше примеров, когда массивы толеитового изоморфного ряда возникали в спокойных тектонических условиях и не подвергались расслоению. Для массивов габброноритового ряда характерны лополитообразные формы, размеры их колеблются от десятков до сотен и тысяч км. Массивы встречаются как по одиночке, так и целыми группами. Иногда с ними связаны многочисленные дайки габброидов и ультраосновных пород разного состава (характерные разности – шприсгеймиты и кортландиты), образующие дайковые пояса. Такие пояса могут встречаться и на большом расстоянии от массивов без видимой пространственной и структурной связи с последними. В других случаях расслоенные массивы практически лишены жильных образований.

Известнейшим, наибольшим по размерам и лучше всего исследованным представителем габброноритового ряда служит Бушвельдский массив Южной Африки. Он занимает площадь 29 000 кв. км и изучается на протяжении почти 100 лет. Массив состоит из четырех расслоенных серий общей мощностью 8–9 км. В разрезе массива снизу вверх выделяют:

1. Базальную серию, сложенную ритмичным чередованием дунитов, гарцбургитов и пироксенитов – бронзититов. Среди них постоянно встречаются маломощные прослойки хромититов.

2. Критическую серию, представленную тонким ритмичным переслаиванием гарцбургитов, бронзититов, норитов, габброноритов и хромититов. В подошве ее залегает так называемый «главный хромититовый пласт», а в кровле – так называемый «риф Меренского», пласт мощностью лишь от 1 до 5 м, который, тем не менее, является наибольшим в мире месторождением платины.

3. Главную зону, сложенную переслаиванием габброноритов и анортозитов. Главная зона является наиболее мощной и занимает основной объем массива. Породы ее залегают на критической серии в одних местах согласно, в других – «трансгрессивно». Азимут простирания расслоенных серий в таких случаях может отличаться на 90^0 от простирания нижележащих, они частично уничтожают породы критической серии и содержат их ксенолиты.

4. Верхнюю зону, сложенную, главным образом, феррогаббро. Здесь появляются кварц (до 10%) и микропегматитовые сростки его с калиевым полевым шпатом (до 5%), а ромбический пироксен полностью исчезает. Плагиоклаз здесь по составу отвечает андезину, т.е. эти породы имеют уже не габброидный, а диоритоидный состав.

Бушвельдский массив может считаться эталонным – он объединяет в себе черты всех других расслоенных массивов, имеющих меньшие размеры и сложенных наборами пород, чаще всего отвечающих какой-то одной из серий Бушвельдского массива. Следует обратить внимание, что в каждой серии последнего процессы дифференциации проходили независимо от других серий, о чем свидетельствуют различия в наборах пород. Такие наборы частично перекрываются, но в каждой следующей серии набор дифференциатов несколько сдвинут в сторону более низкотемпературных и более лейкократовых разностей. Так, в нижней, базальной, серии крайние, наиболее высокотемпературные дифференциаты – дуниты, в следующей (критической) – лерцолиты, в главной – габбронориты. Соответственно смещается и набор наиболее низкотемпературных дифференциатов каждой серии в сторону их приближения к составу анортозитов. Характерно также увеличение количества железа в верхах массивов и появление микропегматитового агрегата. В некоторых массивах встречаются феррогаббро, в которых титаномagnetит вообще является единственным темноцветным минералом, а пласты чистого титаномagnetита достигают мощности более 5 м (Чинейский массив Восточной Сибири). Помимо железа,

с подобными массивами часто встречаются медно-никелевые руды, поэтому каждая новая находка расслоенного массива всегда вызывает у геологов большой интерес. Наиболее известные примеры массивов габброноритового ряда сосредоточены в областях развития докембрия: массивы Кивакка, Бураковский, Мончегорский и другие Балтийского щита, мамонский комплекс Воронежского кристаллического массива, довыренский, таллаинский комплексы Восточной Сибири.

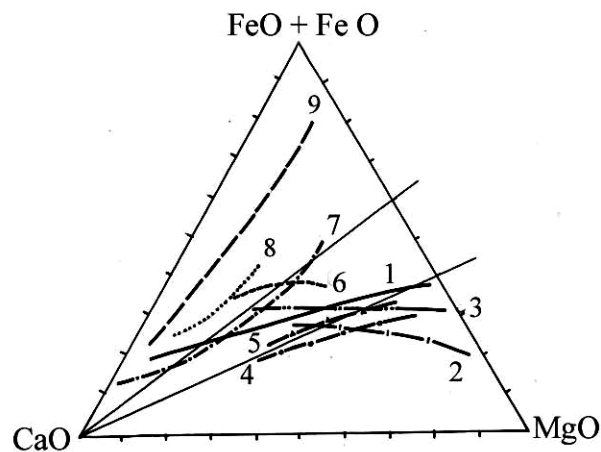


Рис. 4.11. **Тренды массивов габброноритового изоморфного ряда.**

Массивы: 1 — таллаинского комплекса бассейна р. Витим; 2 — массив Кивакка (Карелия); 3 — Липовый Куст (Воронежский кристаллический массив); 4 — массивы Брунган и Калбак-Даг (Тува); 5 — массив г. Ханга (Тува); 6 — Рыбинский массив (Кузнецкий Алатау); 7 — массив Булкийский (Алтае-Саянская область); 8 — Якутский массив бассейна р. Витим; 9 — Чинейский массив Восточной Сибири.

На диаграмме «железо — магний — кальций» тренды массивов, в которых габбронориты являются одним из главных членов парагенезиса, протягиваются от разных точек на стороне треугольника «магний — железо» (что отвечает оливинам или ортопироксенам с разной величиной железистости) к точке плагиоклаза, расположенной вблизи вершины треугольника «кальций» (последнее предопределяет появление анортозитов или лейкократовых габброидов в разных массивах). На своем пути тренды пересекают кривые, отвечающие составу всех моноклинных пироксенов, из чего можно сделать вывод, что ни один из феррических минералов не контролирует процессы кристаллизационной дифференциации в массивах

этой группы (рис. 4.11). Для пород каждого массива соотношение железа и магния изменяется в относительно небольших пределах сравнительно с изменением относительного количества кальция. Можно сказать, что магматические ассоциации габброноритового изоморфного ряда раздифференцированы по кальцию. Соотношение суммарного железа и магния в начальных, наиболее основных дифференциатах разных массивов, колеблется в пределах от 1:4 до 4:1. Это позволяет выделить в пределах изоморфного ряда различные типы парагенезисов и расположить последние в систематизационной последовательности от магнезиальных (относительно высокотемпературных) к железистым (табл. 4.6).

Таблица 4.6

Типы парагенезисов габброноритового и анортозитового изоморфных рядов

Ряды	Парагенезисы					
Габбро-норитовый	Перидотит-габбро-норитовый	Троктолит-габбро-норитовый	Оливин-габброно-ритовый	Габбро-норитовый	Габбронорит-габбровый	Габбронорит-диоритовый
Анортозитовый	Битовнититовый			Лабрадоритовый		Лабрадорит-андезинитовый

Кроме того наборы дифференциатов в разных массивах могут быть в различной степени «сдвинуты» вдоль трендов. Так, Мончегорский массив сложен набором от перидотитов до норитов, Бураковский – от ультраосновных пород до габбнорит-диоритов, Массив Главного хребта (Кольский полуостров) – от лерцолитов до габбро-анортозитов (Шарков, 2006). Наиболее широким набором дифференциатов обладают массивы таллаинского комплекса – от оливинитов до анортозитов и диоритов (Свешников, 1982).

Анортозитовый изоморфный формационный ряд включает так называемые анортозитовые или габбро-анортозитовые массивы, главной петрографической разновидностью которых являются плагиоклазиты или анортозиты (т.е. породы, содержащие свыше 90% плагиоклаза) и габбро-анортозиты, содержащие 70–90% плагиоклаза. Породы такого состава часто возникают как второстепенные в количественном отношении дифференциаты основных расплавов в составе расслоенных массивов габброноритового ряда. Появление анортозитов в таких случаях объясняют кристаллизационной дифференциацией согласно схеме Боуена, и каких-то особых вопросов относительно их генезиса не возникает. Помимо этого, в раннем докембрии возникли огромные массивы, сложенные почти полностью анортозитами. Габброиды в них содержатся лишь в небольшом количестве, и объяснить возникновение таких массивов процессами кристаллизационной дифференциации обычных основных расплавов без действия дополнительных факторов не удастся. Поэтому анортозитовые массивы этого типа называют автономными. Известнейшие среди них - Адирондакский Канадского и Джугджурский Алданского щитов. Кроме этого, габбро-анортозитовые массивы известны в составе анортозит-рапакивигранитовых плутонов.

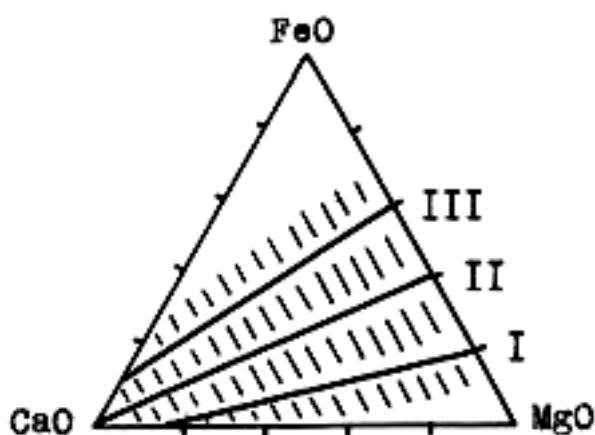


Рис. 4.12. **Тренды массивов анортозитового изоморфного ряда.**

I — Битовнититовый тип парагенезисов, $Fe/Mg=1:4$ (представители - анортозитовые массивы Кольского полуострова, Центральный массив Анабарского щита, анортозиты Луны); II — лабрадоритовый тип, $Fe/Mg=2:3$ (представители — другие массивы

Анабарского щита, массивы Западной Латвии, Лантарский массив хребта Джугджур); III – лабрадорит-андезинитовый тип, $Fe/Mg=3:2$ (представители – массивы Украинского щита, Геранский массив хребта Джугджур, Каларский массив Алданского щита).

Анортозитовые массивы обеих групп построены приблизительно одинаково. Ведущий минеральный парагенезис в них сложен одним плагиоклазом, состав которого чаще всего отвечает № 45–55, т.е. андезин-лабрадору, причем плагиоклаз обычно содержит антипертитовые вросстки калиевого полевого шпата. Обязательными (хотя и второстепенными) членами парагенезиса являются породы с ортопироксеном и клинопироксеном, причем первый преобладает. В небольшом количестве могут присутствовать оливинсодержащие породы. С анортозитовыми массивами обычно связаны довольно богатые проявления титаномагнетит-апатит-ильменитовых руд. В систематизационном отношении все габбро-анортозитовые ассоциации можно расположить в один ряд, в пределах которого последовательно изменяется соотношение железа и магния, а также состав плагиоклазов (рис 4.12). В пределах этого ряда могут быть обособлены три типа парагенезисов (см.табл. 4.6).

Периодически возникает вопрос, могут ли плутонические устойчивые магматические ассоциации габброноритового и анортозитового рядов иметь вулканические аналоги. В частности, большой интерес вызвала находка эффузивов габбро-анортозитового состава на Камчатке (Ермаков и др., 1975). Насколько возможно судить по литературным данным, плутонические устойчивые ассоциации габброноритового ряда никогда не имеют вулканических комагматов. Эффузивы Камчатки, скорее, представляют собой наиболее лейкократовую разновидность базальтов и связаны с телами габброидов толеитового ряда. Кроме того, в Туве известна группа массивов зонального строения – Ханчарский, Харанурский, массив г. Одинокой, сложенные троктолитами и лейкократовыми габбро. Изучавшие их исследователи (Лисицын и др., 1979) отнесли эти массивы к троктолит-

лейкогаббровой ассоциации. Отличительной особенностью всех этих образований, включая эффузивы Камчатки, является отсутствие ортопироксена, в то время как в мезо-меланократовых породах, слагающих второстепенные члены типичных анортозитовых ассоциаций, ортопироксен присутствует постоянно. Это позволяет думать, что ассоциации анортозитового ряда так же, как и габброноритового, никогда не встречаются в эффузивном залегании.

Группа реститовых ассоциаций

К данной группе принадлежат:

- дунит-перидотитовые устойчивые магматические ассоциации,
- пироксенит-перидотитовые устойчивые магматические ассоциации.

Типичными представителями реститовых ассоциаций, возникших из обедненного легкоплавкими компонентами субстрата, считают дунит-гарцбургитовые тела, известные в литературе под названием альпинотипных гипербазитов или ***дунит-перидотитовой формации*** (Магм Форм СССР, 1979). Размеры массивов обычно составляют первые сотни кв. км, форма преимущественно линзовидная. Ведущими петрографическими разновидностями в таких телах являются дуниты и гарцбургиты, находящиеся в переменных количественных соотношениях; в подчиненном количестве могут присутствовать лерцолиты, верлиты, пироксениты, кое-где оливиновые габбро. Все тела, как правило, интенсивно серпентинизированы, что сильно усложняет их исследование. В тех случаях, когда сохраняются первичные особенности пород, устанавливают псевдослоистое строение массивов, обусловленное чередованием «слоев» дунитов и гарцбургитов мощностью от нескольких сантиметров до 5 м. Известнейшие представители этого типа – пояс ультраосновных массивов Урала, с которыми связано хромитовое оруденение (массивы Рай-Из, Кемпирсайский и др.). Согласно современным взглядам, такие массивы возникают в океанических условиях и появление их на континентах свидетельствует о том, что здесь сохранились реликтовые участки океанической земной коры (так называемые

офиолитовые тектоно-магматические ассоциации). Подобные массивы могут присутствовать и в других геолого-тектонических условиях. В частности, на докембрийских щитах они встречаются в ассоциации с зеленокаменными комплексами. Например, в Среднем Приднепровье к этому типу принадлежат упоминавшиеся в разделе 3.5. Правдинский и Южнобелозерский массивы.

Состав породообразующих минералов в разных полосах остается приблизительно одинаковым. Это рассматривают как признак отсутствия скрытой расслоенности (последовательного изменения состава минералов вверх по разрезу), характерной для ортомагматических массивов. Вместе с тем отмечают признаки дробления минералов еще до полного застывания пород. Массивы всегда имеют тектонические контакты с вмещающими породами и не оказывают термического влияния на последние. Это свидетельствует о том, что псевдослоистое строение дунит-гарцбургитовых массивов обусловлено не кристаллизационной дифференциацией, как в габброидных телах, а тектоническими причинами. Характерным признаком подобных массивов является также пониженное, сравнительно с хондритами, количество редкоземельных элементов (рис. 4.13).

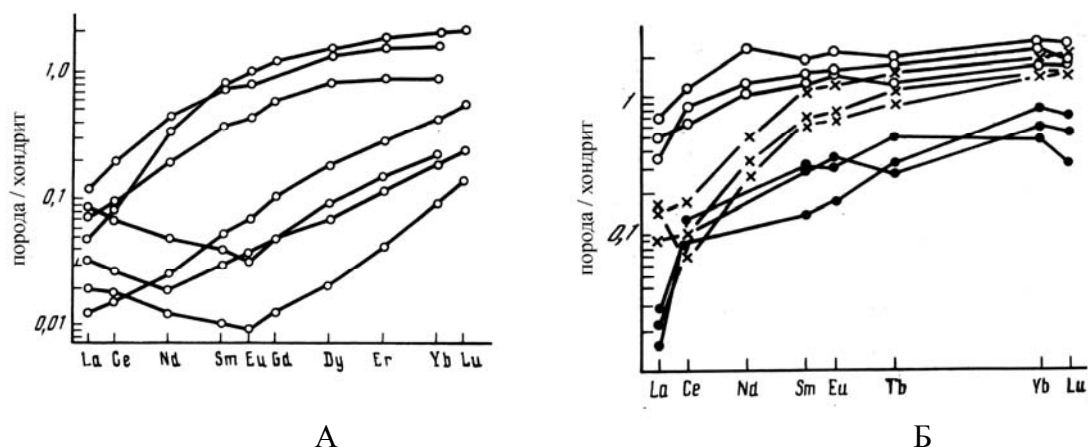


Рис. 4.13. **Содержание редкоземельных элементов в реститовых ассоциациях:**

А – в дунит-перидотитовых массивах Урала; *Б* – в перидотитовых телах западной части Средиземноморского пояса (Магматические...Ультраосновные породы, 1988).

Уже после внедрения тел, в них происходили активные проявления высокотемпературного метасоматоза. По серпентину образовывались вторичные жилы или тела неправильной формы оливинитов и пироксенитов, имеющие активные контакты с дунитами и серпентинитами. В некоторых массивах находят трубообразные тела, сложенные обломками серпентинитов и вмещающих пород, сцементированных серпентинитами же. На диаграмме «железо–магний–кальций» точки составов пород дунит-гарцбургитовых тел образуют компактные поля вблизи точки состава магнезиального оливина (рис. 4.14), т.е. дифференциация в них отсутствовала. Это позволяет надежно отличать такие тела от серпентинизированных тел ортомагматических ассоциаций.

Для *пироксенит-перидотитовых* ассоциаций характерен тот же набор пород (Магм. Форм. СССР, 1979), но ведущими петрографическими разностями служат лерцолиты и пироксениты. Они также подвергаются интенсивной серпентинизации; в наименее измененных разностях лерцолиты содержат определенное количество шпинели, а среди пироксенитов присутствуют как орто-, так и клинопироксениты.

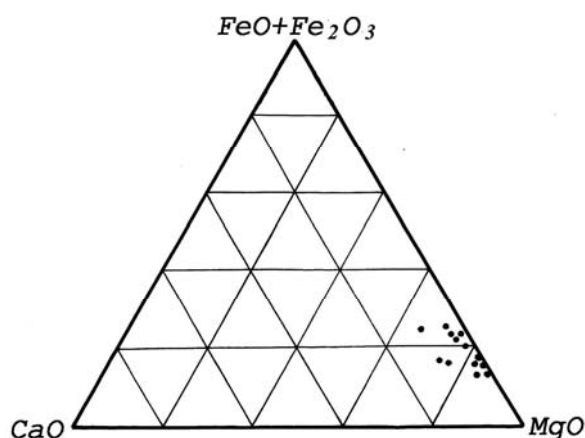


Рис. 4.14. **Положение фигуративных точек составов пород дунит-гарцбургитовых массивов на диаграмме «железо–магний–кальций».**

Устойчивые магматические ассоциации этого типа распространены на всех докембрийских щитах, где обычно образуют пояса относительно небольших, преимущественно пластообразных тел среди гранулитов-

гнейсовых, реже амфиболито-гнейсовых метаморфических толщ (новопавловский комплекс Украинского щита, тела Западного Беломорья Балтийского щита, девочандинский комплекс правого берега р. Витим Алданского щита и др.).

Характерным примером может служить архейский девочандинский комплекс, на примере которого в разделе 3.5 была рассмотрена латеральная изменчивость паргенезисов ультраосновного – основного состава. Обобщенная схема последовательности формирования пород: дуниты → гарцбургиты + лерцолиты → пироксениты + габбро → горнблендиты → серпентиниты → кальцифиры → тальк- и флогопитсодержащие породы. Характерная петрографическая особенность лерцолитов – широкое развитие в наименее измененных разностях светло-голубой шпинели, образующей самостоятельные зерна в породе. В измененных лерцолитах шпинель зеленая, имеет постепенные переходы к хромиту и образует каемки вокруг оливина. В наиболее измененных разностях шпинель исчезает.

Вероятно, к этой же группе принадлежит комплекс лерцолитов и оливиновых габброноритов Балтийского щита, известный в литературе под названием комплекса друзитов (Магматические горные породы... Ультраосновные породы, 1988). Интересным представителем формаций этого типа является Джелтулинский массив центральной части Алданского щита. Массив имеет мощность около 10 м при длине около 1 км и сложен гранат-шпинелевыми лерцолитами и оливин-шпинелевыми породами, содержащими до 30% шпинели.

В отдельных случаях (западная часть Средиземноморско-Гималайского пояса) тела пироксенит-лерцолитового состава присутствуют среди офиолитовых породных сочетаний, где они как бы заменяют дунит-гарцбургитовые массивы (там же). Содержание редкоземельных элементов в них несколько ниже по сравнению с хондритовым (см. рис. 4.13). На диаграмме «железо–магний–кальций» (рис. 4.15) точки составов пород пироксенит-перидотитовых ассоциаций образуют короткие тренды,

протягивающиеся от состава магнезиального оливина до состава диопсида или маложелезистого авгита. Для этих ассоциаций характерно наиболее низкое и вместе с тем постоянное относительное количество железа при переменных количественных соотношениях магния и кальция, что отличает их от всех других ассоциаций основного – ультраосновного состава за исключением кимберлитовых. Наиболее магнезиальная часть тренда совпадает с полем точек, соответствующих дунит-перидотитовым ассоциациям. В разделе 3.5 было показано, что конкретные перидотит-пироксенитовые ассоциации, так же как и дунит-перидотитовые, могут отвечать нескольким типам породных парагенезисов, заменяющих друг друга по латерали (см. табл. 3.2). Присутствие однотипных (гарцбургит-лерцолитовых) парагенезисов в ассоциациях обоих типов позволяет рассматривать все такие ассоциации в качестве представителей одного изоморфного *ортонироксенитового* ряда. Тренд ряда, по-видимому, ограничен точками составов оливина и диопсида.

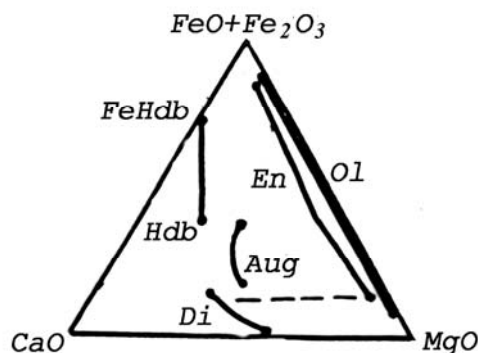


Рис. 4.15. **Тренд пироксенит-перидотитовых ассоциаций на диаграмме «железо–магний–кальций»**

На диаграмме Л.С. Бородина (см. рис. 4.2) тренды пироксенит-перидотитовых ассоциаций слегка отклоняются влево от вертикальной линии, что отображает меньшую степень обедненности мантийного субстрата легкоплавкими компонентами сравнительно с дунит-гарцбургитовыми. Соответственно, на диаграмме можно провести

вертикальную линию, разделяющую поля ортомагматических и реститовых формаций и условно соответствующую недеплетированной мантии.

В группе реститовых ассоциаций к составу исходного мантийного вещества наиболее близки ассоциации, наименее обогащенные магнием (и, соответственно, оливином), в то время как среди ортомагматических – наиболее обогащенные этим элементом (и оливином).

Группа геохимически-обогащенных ультраосновных ассоциаций (производных обогащенной мантии)

В этой группе могут быть выделены три изоморфных ряда:

- мелилитсодержащий щелочноультраосновной,
- фельдшпатоидносодержащий щелочноультраосновной (лампроитовые ассоциации),
- субщелочной ультраосновной (кимберлитовые ассоциации).

В отличие от реститовых рассматриваемые ассоциации содержат повышенное, сравнительно с хондритами, количество рассеянных как когерентных, так и некогерентных элементов (рис. 4.16), из-за чего все исследователи считают их производными обогащенной за счет глубинного метасоматоза мантии («Магматические горные породы. Щелочные породы», 1984, Фролов с соавт., 2005, и др). По характеру ведущих минеральных парагенезисов устойчивые магматические ассоциации этой группы можно разделить на мелилитсодержащие, фельдшпатоидные и субщелочные (флогопитсодержащие).

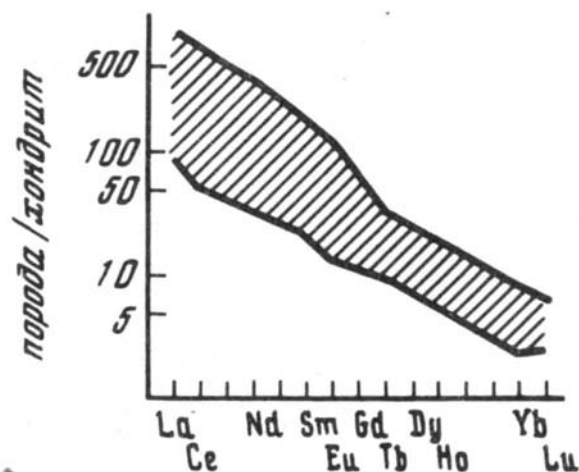


Рис. 4.16. **Содержания редкоземельных элементов в кимберлитах**
(Магматические...Ультраосновные породы, 1988).

Мелилитсодержащие щелочно-ультраосновные устойчивые ассоциации могут быть разделены на ассоциации натриевой (с нефелином) и калиевой (с лейцитом) линий. Первые могут быть плутоническими и вулканическими, для калиевых известны лишь вулканические представители. Все эти ассоциации сложены довольно пестрым перечнем пород, главные представители и минеральные парагенезисы которых приведены в табл. 4.7.

Таблица 4.7

Ведущие минеральные парагенезисы в породах мелилитсодержащих щелочно-ультраосновных ассоциаций

Ассоциации натриевой линии (щелочно-ультраосновные массивы с карбонатитами, мелилитит- нефелинитовые вулканические толщи)	Ассоциации калиевой линии (вулканические толщи)
<i>Ol</i> (оливиниты)	<i>Ol</i> + <i>Cpx</i> + <i>Phl</i> (слюдавые перидотиты) <i>Ol</i> + <i>Cpx</i> + <i>Phl</i> + <i>Lc</i> (лейцитовые пикриты)
<i>Cpx</i> (пироксениты)	<i>Cpx</i> + <i>Phl</i> (слюдавые пироксениты)
<i>Ol</i> + <i>Mel</i> (кугдиты)	<i>Ol</i> + <i>Mel</i> + <i>Lc</i> (катунгиты)
<i>Mel</i> + <i>Cpx</i> (ункомпагриты)	<i>Mel</i> + <i>Cpx</i> + <i>Lc</i> (К мелилититы)
<i>Mel</i> + <i>Cpx</i> + <i>Ne</i> (турьяиты)	

Срх + Ne (мельтейгиты, ийолиты)	Срх + Lc (меланолейцититы)
Срх + Ne + Fsp (Неф сиениты)	
Срх + Fsp (щелочные сиениты)	Срх + Fsp (трахиты)

Известнейшими представителями мелилитсодержащих ассоциаций *натриевой линии* являются так называемые центральные плутонические массивы щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (Кузнецов, 1954). В наиболее типичном виде такие массивы представляют собой тела цилиндрической, реже воронкообразной формы с зональным внутренним строением. Центральные части их сложены оливинитами и дунитами, сменяющимися к внешним частям верлитами и клинопироксенитами. Переходы от дунитов к клинопироксенитам постепенные. Во многих случаях свежие крупнозернистые до гигантозернистых оливиниты возникали за счет перекристаллизации (оливинизации) серпентинизированных дунитов, сохраняющихся среди оливинитов в виде отдельных блоков с нечеткими ограничениями. Клинопироксениты, кроме внешних зон массивов, обычно образуют многочисленные дайки. Если последние расположены внутри массива, они обычно имеют дугообразную форму и наклонно погружаются к центру массива. За пределами массивов среди пород рамы дайки ориентированы радиально, а сами вмещающие породы изменяют элементы залегания; нередко пласты осадочных пород поставлены вертикально, «на голову». Эти особенности свидетельствуют о том, что образование таких массивов происходило путем активного механического внедрения расплава, сопровождавшегося поднятием и раздвиганием вмещающих пород.

Ультраосновные породы нормальной щелочности образуют «ядра» массивов, вокруг которых расположены зоны мелилитолитов, прорывающих оливиниты и верлиты. Такие зоны могут быть полными, т.е. образовывать кольцо вокруг «ядра», или неполными – серпообразной формы. В следующую фазу интрузивной деятельности возникали породы якупирангит-

уртитовой серии, образующие следующее кольцо вокруг мелилитолитов. Для них очень характерна псевдостратификация, подчеркивающая общую концентрическую форму тел. Кроме внешней зоны, породы якупирангит-уртитовой серии образуют многочисленные дайки и штоки как среди вмещающих пород, так и среди пород ультраосновного «ядра» массивов. В последних под действием якупирангит-уртитов происходят активные минеральные преобразования – развиваются пироксен, нефелин, флогопит. Формирование массивов заканчивается образованием штоко- и дайкообразных тел карбонатитов. Часть из них возникала на постмагматической стадии, но здесь существуют и безусловно магматические карбонатиты. Доказательством этого является существование эффузивных карбонатитов, которые могут образовывать лавовые потоки, вулканические конусы, трубки взрыва и даже вулканический пепел. В щелочно-ультраосновных комплексах преобладают интрузивные карбонатиты. В экзоконтактах карбонатитовых тел вмещающие породы, в частности, ультраосновные, подвергаются активным изменениям, в том числе здесь развивается нефелин.

Размеры щелочноультраосновных массивов колеблются от сотен квадратных метров до первых десятков квадратных километров. Количественные соотношения площади «ядер», сложенных ультрабазиитами нормальной щелочности, и окружающих их зон щелочных ультрабазитов могут быть самыми разными – от резкого преобладания первых над вторыми, до преобладания вторых. По геофизическим данным, такие массивы без существенных изменений прослеживаются на глубину по меньшей мере до 10 км. Зональное строение хорошо выражено лишь в крупных массивах. С уменьшением размеров последних зональность ухудшается и во многих случаях вообще отсутствует. По данным радиологических исследований, формирование ультрабазитов нормального и щелочного рядов происходило с разрывом во времени, причем величина этого разрыва может приближаться к 1 млрд. лет. Поэтому ряд исследователей считают, что такие массивы

возникают в результате как бы «искусственного» объединения в пространстве двух полностью независимых ассоциаций магматических пород (то есть такие образования могут принадлежать к рассмотренной ниже группе контрастных сочетаний). С другой стороны, этому противоречат четкие закономерности в изменении состава пород от центра к периферии, которые легче объяснить тем, что все эти породы возникли в ходе единого процесса магмообразования. Пока что этот вопрос остается открытым.

Впервые щелочно-ультраосновные массивы были описаны в Бразилии, откуда пошло название «якупирангит» по реке Якупиранга. В пределах Восточноевропейской платформы наибольшее количество щелочно-ультраосновных массивов известно на Балтийском щите. С ними связаны разнообразные полезные ископаемые: с дунитами – хромитовые руды, с оливинитами – титаномagnetитовые, с карбонатитами – флогопитовые, апатитовые, флюоритовые, медные рудопроявления и, что особенно существенно, значительные месторождения тантала, ниобия и редких земель.

Среди представителей щелочноультраосновных с карбонатитами ассоциаций натриевой линии можно выделить по меньшей мере два типа парагенезисов.

- К первому типу принадлежат тела, в строении которых *количественно преобладают более меланократовые породы* – оливиниты, пироксениты, меланократовые фойдолиты (якупирангиты, мельтейгиты). Сиениты, завершающие образование формаций, чаще всего встречаются в форме даек; карбонатиты образуют небольшие штоки и штокверки. Представители формаций этого типа – массивы Кугда, Одихинча на Сибирской платформе, Ковдорский на Балтийском щите и прочие.

- Ко второму типу принадлежат массивы, в строении которых преобладают конечные члены того же ряда дифференциатов – ийолиты, уртиты (т.е., фойдолиты, *в которых нефелин преобладает над пироксеном*), сиениты, карбонатиты (в некоторых случаях карбонатиты занимают более

75% площади массивов). Встречаются пироксениты, но оливиниты отсутствуют. Такие тела имеют преимущественно линзовидную или неправильную форму. Характерными представителями этого типа являются массивы Восточного Саяна и Черниговский массив восточной части Украинского щита.

Учитывая то, что массивы обоих типов сложены одинаковым перечнем дифференциатов, можно думать, что *они принадлежат к одному изоморфному ряду, в пределах которого могут быть выделены парагенезисы, промежуточные по своим характеристикам между двумя рассмотренными крайними типами.* Примером вулканических мелилитсодержащих ассоциаций натриевой линии может служить так называемая ариджангская свита мелилититов и нефелинитов Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы.

Мелилитсодержащие устойчивые ассоциации калиевой линии известны лишь в вулканической форме. Характерным представителем их является вулканическая серия Танганьики, распространенная в зоне западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы (Магматические...Щелочные породы, 1984, с. 186). Перечень слагающих ее пород приведен в табл. 4.7.

Фельдишпаттоидные щелочно-ультраосновные ассоциации также принадлежат к калиевой и натриевой линиям. Наиболее известные представители *калиевой* линии – лампроитовые ассоциации. Слагающие их главные породные разновидности отображены в табл. 4.8.

Таблица 4.8.

Петрографические отличия в составе лампроитовых ассоциаций

Минеральные парагенезисы	Названия пород
Оливин + Диопсид + Флогопит	Лампроит
Оливин + Диопсид + Лейцит + Флогопит	Флогопитовый мелалейцитит
Диопсид + Лейцит + Флогопит + Амфибол	Волжидит

Диопсид + Лейцит + Флогопит	Вайомингит
Диопсид + Лейцит	Седресит
Лейцит + Флогопит	Фицроит

Как видно из таблицы, главными породообразующими минералами лампроитовых формаций являются оливин, флогопит, лейцит, диопсид (в подчиненном количестве могут присутствовать калиевый полевой шпат, щелочной амфибол – рихтерит – и ромбический пироксен). Количество флогопита во всех разновидностях составляет 10–35%, количество каждого из других названных выше минералов колеблется от 0% до 35–40% в разновидностях, где лейцит становится ведущим (например, в диопсид-лейцитовых разновидностях) количество диопсида составляет 10–30%, в флогопит-лейцитовых диопсид вообще отсутствует, а количество лейцита может достигать 55%.. Количество кремнезема в зависимости от минерального состава колеблется от 37% (в оливин-флогопитовых) до 53,5% (во флогопит-лейцитовых разновидностях), т.е. лампроитовые ассоциации отвечают серии пород от ультраосновных до средних. По величине соотношения суммы щелочей и количества глинозема (коэффициенту агпаитности) лампроитовые устойчивые магматические ассоциации разделяют на агпаитовые (коэффициент > 1) и миаскитовые (коэффициент < 1). Для агпаитовых формаций характерно высокое содержание калия и резкое преобладание его над натрием при низком содержании кальция и глинозема, повышенное содержание титана и присутствие ряда щелочных темноцветных минералов (Магматические...Ультраосновные породы, 1988). Именно низкое количество кальция и глинозема обуславливает отсутствие в этих породах плагиоклаза. По всей видимости, группу лампроитовых ассоциаций можно рассматривать в качестве *лампроитового изоморфного ряда*.

Лампроиты могут образовывать небольшие эффузивные излияния, дайки, пластообразные интрузивные тела, а также трубки взрыва, с которыми и связаны алмазы. Большинство таких трубок имеют сложное строение, в

котором принимают участие лавы с брекчиевыми, полосчатыми, пузырчатыми текстурами, субвулканические породы и туфы, причем именно туфы оказываются наиболее продуктивными на алмазы. Размеры и количество тел невелики, тем не менее с точки зрения возможной алмазоносности лампроиты не уступают кимберлитам. Мощность даек достигает 10 м, известны расслоенные силлы, сложенные в нижней части ультраосновными, а в верхней – флогопит-полевошпат-лейцитовыми породами с оливином (полевошпат представлен калиевым полевошпатом). Одним из наибольших месторождений алмазов в мире является лампроитовая трубка взрыва Аргайл в Австралии. Вблизи трубки находится еще аллювиальное месторождение алмазов. Месторождение было найдено в 1979 году, оно уникально еще и потому, что здесь пространственно совмещены в одном районе тела кимберлитов и лампроитов.

Для лампроитов характерно высокое содержание несовместимых элементов, высокая величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – от 0,7125 до 0,7215 (Хьюджес, 1988, с. 136). По соотношениям изотопов неодима и стронция лампроиты отвечают производным обогащенной несовместимыми элементами мантии (Магматические... Ультраосновные породы, 1988, с. 222).

Представителями щелочно-ультраосновных фельдшпатоидных формаций *натриевой* линии являются, вероятно, нефелинитовые устойчивые ассоциации Южной Африки – восточно-угандийская и западно-кенийская вулканические серии, сложенные нефелинитами (80–90%), фонолитами и карбонатитами (Лазаренков, 1988).

Представителями **субщелочных ультраосновных ассоциаций** служат кимберлитовые. Активные поиски алмазов и связанное с ними детальное изучение потенциально алмазоносных пород во всем мире привели к выделению целого ряда разновидностей кимберлитов и родственных им пород. Так, по количественным соотношениям минералов выделяют слюдяные, базальтоидные и кальцитовые кимберлиты. Слюдяные содержат до 50% флогопита, их еще называют лампрофировыми. Базальтоидными

называют разности с незначительным количеством флогопита. Это название условно, поскольку эти породы не содержат плагиоклаза, а по химическому составу близки к щелочным пикритам. Некоторые породные разности содержат до 30% первичномагматического кальцита. Их называют кальцитовыми или карбонатитовыми. По другим схемам выделяют кимберлиты I-го (бедные слюдой, или собственно кимберлиты) и II-го (слюдяные кимберлиты, или оранжеиты) типов. К последним близки по составу флогопит-пироксеновые пикриты (альпикриты, флогопитовые пикриты), которые при появлении мелилита переходят в альнеиты (Фролов с соавт., 2005). С кимберлитами постоянно ассоциируют собственно карбонатиты и временами мелилитсодержащие эффузивы.

Кимберлиты образуют трубки (так называемые диатремы), дайки взрыва. Верхние части тел сложены кимберлитовыми брекчиями, туфами, туфобрекчиями. Ниже по разрезу в кимберлитах увеличиваются размеры зерен, диаметр диатрем достигает 1000 м и больше, но преимущественно составляет около 0,5 км. С глубиной трубки суживаются и постепенно переходят в дайкообразные тела. Существуют также самостоятельные дайки кимберлитов и силлы мощностью до 60 м. Наиболее известное тело кимберлитов находится в Танзании. Оно имеет диаметр более 1,5 км и его рассматривают как вулканический аппарат, в котором сохранилась кальдера, заполненная кимберлитовыми туфами и осадочными породами. В исключительных случаях (в Танзании и Сибири) находят лавовые потоки (мощностью до 18 м), сложенные породами, очень подобными кимберлитам. Поскольку кимберлиты всегда изменены, исследователи даже не могут уверенно сказать, действительно ли эти лавы отвечают кимберлитам. Опираясь на редкость находок туфов и эффузивов кимберлитового состава, некоторые исследователи теперь возражают против самого механизма образования трубок путем взрыва. Особенности структуры пород указывают на значительную насыщенность их летучими компонентами, и это позволяет предполагать, что кимберлиты поднимались к поверхности в виде не

магматического расплава, а смеси, состоявшей из твердых включений, обломков и ксенокристаллов глубинных пород, определенной части расплава и флюидов, т.е. газов. Такую смесь называют флюидно-твердой. Кристаллизация расплавленной части этой смеси неоднократно прерывалась взрывами – взрывами, связанными с отделением флюидной составляющей при понижении давления по мере подъема этой смеси к поверхности. Предполагают, что на определенной глубине флюиды отделялись от поднимающейся смеси и «просверливали» в осадочных породах вертикальную дыру, которая позднее заполнялась расплавом и обломками. Интенсивная измененность кимберлитов является прямым следствием насыщенности их летучими компонентами. В свежем виде кимберлиты вообще не встречаются. Если кимберлит содержит больше 10% процентов не замещенного оливина, то его уже считают свежим. Наиболее поздним процессом при образовании кимберлитовых тел является карбонатизация. Временами кальцит полностью замещает другие минералы и возникают вторичные карбонатные породы, сопровождающиеся комплексом акцессорных минералов, подобным набору минералов в карбонатитах. Поскольку алмазы встречаются далеко не во всех подобных телах, значительную актуальность приобрела проблема установления принадлежности подобных между собой пород к разным ассоциациям и петрогеохимических критериев размежевания последних. Среди предложенных разными исследователями признаков очень наглядным оказалось сопоставление кимберлитовых и лампроитовых ассоциаций на диаграмме «железо–магний–кальций» (рис. 4.17). На этой диаграмме кимберлитовые образуют ряд трендов, параллельных стороне треугольника «магний – кальций». Т.е. при приблизительно постоянном количестве железа в породах одной ассоциации вариации состава определяются соотношениями магния и кальция; в частности, при повышении количества кальция возникают кальцитовые кимберлиты, приближающиеся по составу к карбонатитам (все исследователи подчеркивают, что формирование

кимберлитов происходило в условиях высоких содержаний углекислоты, что и обусловило появление карбонатов). При этом разные ассоциации отличаются между собой количеством железа. Наиболее высокие содержания железа присущи альпикритам, а наиболее низкие – ассоциациям малослюдяных алмазоносных кимберлитов. Таким образом, группу кимберлитовых ассоциаций в систематизационном отношении также можно рассматривать в качестве *изоморфного ряда*.

Хотя лампроиты и считают родственными кимберлитам, на упомянутой диаграмме они образуют принципиально иные тренды, параллельные стороне треугольника «магний – железо». Алмазоносными среди лампроитов оказываются лишь наиболее высокомагнезиальные их разновидности, т.е., как видно из рисунка, такие, состав которых в наибольшей мере приближается к кимберлитам.

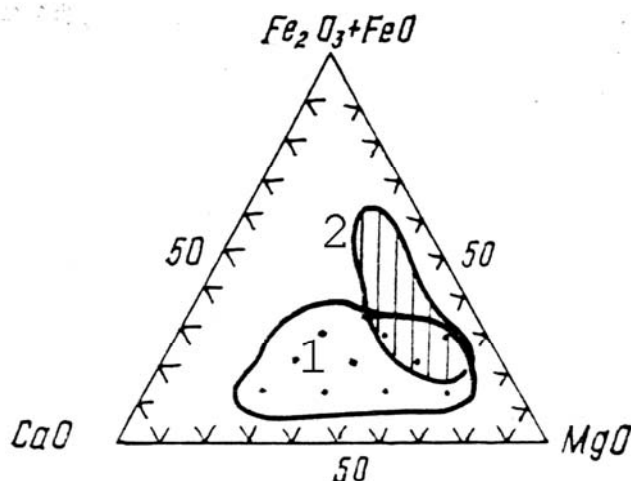


Рис 4.17. **Поля составов кимберлитов (1) и лампроитов (2) на диаграмме «железо – магний – кальций»** (Филоненко и др., 1993)

В заключение раздела «Семейство ультрамафит-мафических ассоциаций» отметим несколько общих выводов.

✓ В каждой из трех выделенных групп могут быть выделены изоморфные ряды парагенезисов. Не исключено, что могут быть выделены и другие ряды

и что в природе могут существовать устойчивые ассоциации, вообще не относящиеся ни к одному из изоморфных рядов.

✓ Ассоциации одного изоморфного ряда могут быть раздифференцированы в разной степени и это отражается на длине трендов. В случае полной раздифференцированности тренды каждого ряда должны начинаться и заканчиваться в точках отдельных минералов.

✓ Обращает внимание, что тренды многих серий пересекают поле составов вулканитов толеитовой серии. Именно это служит главной причиной расхождений между исследователями в оценках состава материнских расплавов разных ассоциаций и типизации последних.

4.4.2. Семейство мафическо-салических ассоциаций

К мафическо-салическим принадлежат устойчивые вулканические и плутонические ассоциации, сложенные наборами пород от основных до кислых, *главные члены таких ассоциаций представлены средними и умеренно кислыми (т.е., содержащими до 68% кремнезема) петрографическими разновидностями.* Для вулканических ассоциаций характерны высокие содержания пирокластических разновидностей, пестрые окраски, формирование в мелководных прибрежно-морских, лагунно-континентальных, наземных условиях. Обычна ассоциация вулканитов с тем или иным количеством терригенных пород. Размеры плутонических тел колеблются от первых кв. км до тысяч кв. км. Форма тел может быть различной: штоки, силлоподобные и плитоподобные тела, лакколиты, батолиты, кольцевые и радиальные дайки. Крупные массивы обычно окружены группами небольших штоков; в горных районах с большой глубиной эрозионного вреза можно наблюдать, что такие тела соединяются на глубине с главным массивом и, фактически, являются не самостоятельными штоками, а апофизами (ответвлениями) массива. Внутреннее строение плутонических массивов сложнзональное – при пересечении тел от центра к контактам одинаковые или подобные между собой петрографические разности могут повторяться несколько раз.

Если в подавляющем большинстве плутонических ассоциаций других семейств главные члены парагенезиса формировались в одну возрастную генерацию и связаны между собой постепенными переходами, то в мафическо-салических средние и кислые члены чаще всего формировались в разные возрастные генерации, т.е. разделены между собой активными контактами. Во многих случаях вулканические и комагматичные им плутонические тела тесно связаны в пространстве и образуют вулканоплутонические ассоциации. В пределах семейства можно выделить, по меньшей мере, три разных группы:

- ✓ устойчивые магматические ассоциации, сложенные породами нормального и субщелочного рядов (низкощелочные устойчивые магматические ассоциации);
- ✓ устойчивые магматические ассоциации средней щелочности;
- ✓ устойчивые магматические ассоциации высокой щелочности.

Группа ассоциаций нормального и субщелочного состава включает:

- диорит-сиенитовый изоморфный ряд
- ортопироксен-гранитоидные ассоциации

Изоморфный диорит-сиенитовый ряд объединяет плутонические (тоналит-плагиогранит-гранодиоритовые, диорит-гранодиоритовые, монцонит-сиенитовые) и вулканические (андезитовые, трахиандезитовые) ассоциации. Все ассоциации подобны между собой по минералогическому петрографическому составу и во многих случаях для них доказана взаимозаменяемость “по латерали” в пределах одних и тех же тектонических структур. Это позволяет отнести их к одному изоморфному ряду. Разновидности этого ряда известны в литературе под названиями базальт-андезит-риолитовой и андезит-дацит-риолитовой, габбро-гранодиорит-гранитовой, монцонит-гранодиорит-сиенитовой формаций, тоналит-гранодиорит-граносиенитовой ассоциации (Магматические..Кислые.породы., 1987, Кузнецов, 1964, Магматические формации СССР, 1979 и др.).

Андезитовые ассоциации представлены толщами лав и пирокластических пород (туфов, вулканических брекчий) мощностью до нескольких километров, возникавших преимущественно в связи с образованием стратовулканов. В составе их более 50% принадлежат пироксеновым, двупироксеновым, пироксен-роговообманковым андезитам, состав второстепенных разновидностей варьирует от базальтов до риолитов. *Трахиандезитовые ассоциации* отличаются от андезитовых повышенной щелочностью и сложены трахибазальтами, трахиандезитами, латитами, кварцевыми латитами, трахидацитами, трахириолитами. В количественном отношении преобладают амфиболовые трахиандезиты. В некоторых случаях среди вкрапленников присутствуют клинопироксен, биотит. Оливин и ортопироксен для ассоциаций этого типа не характерны.

Плутонические ассоциации каждого из названных выше типов могут включать габбро и габбро-диориты (временами даже пироксениты), диориты, кварцевые диориты, монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, гранодиориты, граносиениты, граниты и лейкограниты. Ведущим фемическим минералом является роговая обманка. В кислых разновидностях пород к ней добавляется биотит. Породы обычно имеют порфировидные структуры, которые в приконтактных зонах могут переходить в порфировые, подобные структурам вулканических пород. Вкрапленники могут быть сложены роговой обманкой, зональным плагиоклазом № 60 до 10, калиевым полевым шпатом. Петрографические исследования показывают нестабильность количественных соотношений минералов, постоянно наблюдаются шлировые скопления темноцветных минералов, реликты клинопироксена в больших порфiroкристаллах роговой обманки ситоподобного строения. Изредка встречаются массивы, в которых главным фемическим минералом является клинопироксен. Оливин в массивах диорит-сиенитового изоморфного ряда отсутствует.

Типичными представителями *тоналит-плагиогранит-гранодиоритовых* тел считают раннепалеозойские массивы Алтае-Саянской складчатой области

(мартайгинский, таннуольский и другие комплексы). В начале этапа формационных исследований Ю.А. Кузнецов выделил их в формацию гранитоидных батолитов пестрого состава. Считают, что подобные массивы являются наибольшими по размерам и наиболее глубинными сравнительно с массивами других типов мафическо-салического семейства. В них наиболее интенсивно проявлены процессы ассимиляции вмещающих пород и образование гибридных петрографических разностей. Особенно широко эти процессы проявлялись в приконтактных зонах массивов, мощность которых достигала первых километров. В этих зонах количество ксенолитов может превышать 50% площади обнажений, форма ксенолитов может быть угловатой или эллипсоидальной, в окружающих магматических породах распространены полосчатые текстуры, шлиры, скопления фемических минералов. Состав пород ксенолитов в результате метасоматической перекристаллизации последовательно приближается к диоритам или гранодиоритам. Контакты между магматическими и вмещающими породами могут быть резкими или постепенными. Стараясь объяснить эти особенности, Ю.А. Кузнецов (1964) предположил, что такие массивы возникли в результате так называемого магматического замещения, т.е. не были интродуцированы. Гипотеза магматического замещения, разработанная Д.С. Коржинским и другими исследователями, предполагает, что под влиянием растворов глубинного происхождения, несущих тепло и характерные для гранитоидов компоненты, химический состав исходных пород земной коры постепенно приближается к гранитоидному в твердом состоянии; на определенной стадии процесс перекристаллизации переходит в плавление. Магматические расплавы, возникшие таким образом, могут застывать без дальнейшего перемещения.

Следует подчеркнуть, что тоналит-плагиогранит-гранодиоритовые и андезитовые ассоциации по составу довольно близки к известково-щелочным базальт-андезитовым ассоциациям и вопрос отличий между ними остается невыясненным.

В Восточной Азии от правобережья р. Лены на севере до Южного Гоби на юге широко распространены палеозойские и мезозойские массивы *диорит-гранодиоритового* и *монцонит-сиенитового* состава. Благодаря хорошей обнаженности этого региона здесь четко устанавливается способность массивов обоих типов взаимозаменяться — в восточном направлении в них постепенно возрастает сумма щелочей, увеличивается количество субщелочных петрографических разновидностей и диорит-гранодиоритовые массивы «по латерали» заменяются монцонит-сиенитовыми (см. табл. 3.3).

Различные тела, принадлежащие к диорит-сиенитовому изоморфному ряду, отличаются между собой не количеством кремнезема (как в изоморфных рядах ультрамафит-мафических и салических семейств), а щелочей (рис. 4.18). Количество щелочей и кремнезема находятся в прямой зависимости и возрастают от первой к последней генерациям.

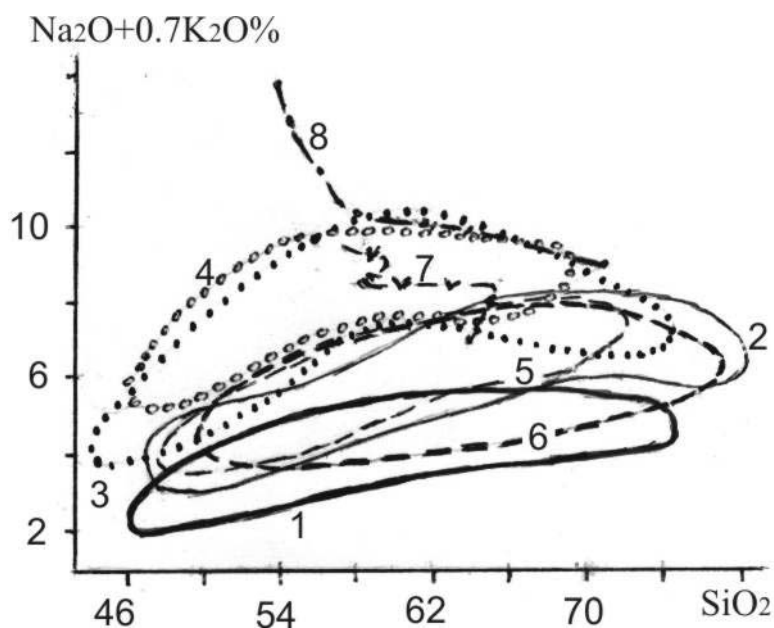


Рис. 4.18. **Поля составов и тренды мафическо-салических ассоциаций.**

Поля составов: 1 — базальт-андезитовых, 2 — андезитовых, 3 — трахиандезитовых, 4 — монцонит-сиенитовых, 5 — диорит-гранодиоритовых, 6 — тоналит-плагиогранит-гранодиоритовых формаций (Магм. Форм. СССР, 1979). Тренды высокощелочных ассоциаций: 7 — ханинского комплекса, 8 — сыннырского комплекса Восточной Сибири.

Исходя из состава главных членов парагенезиса, к мафическо-салическим ассоциациям нормальной щелочности, вероятно, следует отнести **ортопироксен-гранитоидные** массивы. Они встречаются относительно редко, лучше всего изучены их докембрийские представители, известные в литературе под названием интрузивных чарнокитов. Типичными представителями их являются Букинский массив Волыни и Новоукраинский массив центральной части Украинского щита. Последний сложен телами нескольких возрастных генераций: 1) небольшими телами габброноритов и габбро-монцонитов, переходящих к контактам в монцониты, диориты, кварцевые монцониты; 2) телом ортопироксеновых кварцевых монцонитов, сиенитов, граносиенитов до гранитов; 3) пироксенсодержащими и биотитовыми гранитами. Строение массива сложное пятнисто-зональное, количественно преобладают породы среднего и умеренно кислого состава – зелено-серые средне- и крупнозернистые кварцевые монцониты, граносиениты и пироксеновые граниты. Ведущий минеральный парагенезис в них: плагиоклаз № 35–20 + калиевый полевой шпат + кварц + ортопироксен + биотит. Принадлежность биотитовых гранитов к этой устойчивые магматические ассоциации однозначно не доказана. Скорее, они принадлежат к другой устойчивой ассоциации, пространственно совмещенной с ортопироксен-гранитоидной. С телами диорит-сиенитового изоморфного ряда ортопироксен-гранитоидные устойчивые ассоциации, по-видимому, не могут взаимозаменяться.

Группа ассоциаций средней щелочности

К ней принадлежат плутонические ассоциации, сложенные щелочными и фельдшпатоидными (нефелиновыми) сиенитами, в которых сумма щелочей колеблется в пределах около 9–14%. Главные особенности ассоциаций этой группы: 1. В их составе ведущую роль играют две разновидности (главные члены парагенезиса) – нефелиновые и безнефелиновые сиениты. Последние называют щелочными, но по качественному минеральному составу они мало отличаются от сиенитов предыдущей группы. 2. Темноцветные минералы в

безнефелиновых сиенитах представлены амфиболом и биотитом. 3. Количество щелочей в этих ассоциациях в целом не зависит от количества кремнезема или же слабо возрастает параллельно уменьшению количества последнего. 4. Количество возрастных генераций в этих ассоциациях невелико (одна, две).

Примерами ассоциаций этой группы являются Вишневогорский и Ильменогорский массивы Урала. Оба массивы имеют линзовидную в плане форму. Главную часть их площади занимают миаскиты – сиениты, состоящие из нефелина, калиевого полевого шпата и биотита. По направлению к контактам в них во все большем количестве появляется плагиоклаз и породы переходят в плагиоклазовые сиениты. К этой же группе принадлежит Дугдинский массив (35 кв. км) Восточной Тувы. Массив образовался в две последовательных генерации: 1 – амфибол-биотитовые сиениты (плагиоклаз + калиевый полевой шпат) и 2 – амфиболовые и амфибол-биотитовые фоййиты (калиевый полевой шпат + нефелин).

Ведущим минералом в породах среднещелочных ассоциаций является микроклин-пертит, количество которого колеблется от 80% в щелочных сиенитах до 50% в фоййитах. К нему добавляются, соответственно, плагиоклаз или нефелин. Плагиоклаз во всех случаях имеет кислый состав – альбит-олигоклаз до альбита. Среди фемических минералов главная роль принадлежит амфиболу – гастингситу и (или) биотиту, которые могут встречаться как совместно, так и раздельно. Щелочные пироксены мало характерны и наблюдаются, главным образом, вблизи контактов с вмещающими породами и ксенолитами. Ведущий минеральный парагенезис: калиевый полевой шпат + плагиоклаз $\pm$ нефелин + (амфибол или биотит). Среди второстепенных минералов временами может присутствовать кварц (в щелочных сиенитах).

Массивы сопровождаются жильными сериями мелкозернистых миаскитов, нефелиновых, нефелин-содалитовых сиенитов, щелочных

пегматитов и др. Процессы образования ассоциаций сопровождались формированием метасоматических микроклинитов и альбититов. С микроклинитами интересной минерализации не отмечено, а с натриевыми метасоматитами было связано появление целого ряда минералов: эвдиалита, бритолита, торита, чевкинита и других (Главнейшие ... формации щелочных пород, 1974).

Специфической особенностью средне- и высокощелочных ассоциаций является широкое развитие метасоматических процессов, предшествовавших внедрению щелочных расплавов. Эти процессы обусловлены появлением щелочных растворов, вызывающих десиликацию вмещающих пород и приближение их по составу к щелочным, временами нефелиновым сиенитам. Такие процессы называют фенитизацией, а породы, которые при этом возникают – фенитами. Последние часто внешне подобны сиенитам, и во многих случаях бывает очень непросто отличить метасоматиты и интрузивные сиениты.

Группа ассоциаций высокой щелочности

К этой группе принадлежат устойчивые ассоциации, в составе которых преобладают щелочные и фельдшпатоидные сиениты с суммарным количеством щелочей выше 14%. Обязательным признаком их является присутствие щелочного пироксена. Подавляющее большинство таких ассоциаций образовалось в несколько возрастных генераций, причем последовательность изменения состава интрузивных тел может иметь как гомодромный (с увеличением количества кремнезема), так и антидромный (с уменьшением количества кремнезема) характер.

Примером ассоциаций *с гомодромной последовательностью* образования служат массивы сиенитов Восточной Сибири, образующие субширотный пояс, протягивающийся от северной оконечности оз. Байкал на западе до бассейна р. Учур на востоке. В разных частях этой полосы они известны под наименованиями сыннырского, ханинского и алданского

комплексов. Эти комплексы называют формацией лейцитифиров, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов (Магматические формации СССР, т. 1, 1979) или формацией калиевых щелочных и субщелочных пород. Одним из самых типичных массивов этого типа является Сакунский (северо-восточная часть Кодаро-Удоканского района). В пределах этого массива пространственно совмещены тела рассмотренной выше монцонит-сиенитовой устойчивой ассоциации и ассоциации калиевых щелочных и субщелочных пород. Образование последней началось с излияний лав лейцитовых фонолитов. После этого произошло внедрение плутонических тел пяти генераций: 1) нефелиновых сиенитов, святоноситов (гранат-биотит-эгириновых сиенитов); 2) пуласкитов – эгирин-авгитовых сиенитов; 3) гедрумитов – эгириновых и эгирин-авгитовых порфировидных сиенитов, содержащих до 95% резко удлиненных вкрапленников калиевого полевого шпата длиной до 5 см; 4) граносиенитов; 5) сиенито-диоритов, диоритов, гранодиоритов. Становление ассоциации закончилось внедрением серии даек щелочного состава – сельвсбергитов, тингуаитов, грорудитов и проявлениями разнообразных метасоматических процессов – альбитизации, микроклинизации, либнеритизации, эгиринизации (Свешников, 1977). Количественные соотношения пород и строение массивов существенно изменяются в пределах вышеупомянутой полосы, что позволяет говорить о латеральной изменчивости ассоциации (табл. 4.9). В восточном направлении уменьшается калиевоcть однотипных петрографических разновидностей и меняются другие петрохимические характеристики.

Таблица 4.9

Латеральная изменчивость щелочных массивов Восточной Сибири в восточном направлении

Сыннырский массив	Сакунский массив	Массивы алданского комплекса
Жильные – сельвсбергиты, тингуаиты, грорудиты, сиенит-порфиры, лампрофиры	Жильные – сельвсбергиты, тингуаиты, грорудиты, сиенит-порфиры, лампрофиры	Жильные – сельвсбергиты, тингуаиты, грорудиты, сиенит-порфиры, лампрофиры
Граносиениты, кварцевые сиениты	Сиенито-диориты, гранодиориты, граносиениты	Монцониты, кварцсодержащие сиениты
Эгирин-авгитов. сиениты, Пуласкиты, святоноситы	Эгирин-авгитов. сиениты – гедрумиты Пуласкиты	Лейцитовые базальты, щелочные трахиты Пуласкиты
Нефелиновые сиениты, фойяиты, ювиты	Нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, святоноситы	Нефелиновые, псевдолейцитовые сиениты
	Псевдолейцитовые фонолиты	
Массив – 650 кв.км	Массив – 50 кв.км	Небольшие тела, штоки, дайки

Полужирным шрифтом выделены главные члены парагенезиса (по материалам Г.В. Андреева, В.В. Архангельской, Т.В. Билибиной, А.Я. Жидкова, К.И. Свешникова и др.)

Для всех массивов характерна отрицательная корреляция суммы щелочей и содержаний кремнезема, а также уменьшение количества калия по отношению к натрию с увеличением содержаний кремнезема.

Примеры щелочных комплексов с гомодромной последовательностью формирования известны в разных регионах. Для них характерно образование фельдшпатоидных пород (с нефелином, лейцитом) в начале и кварцсодержащих пород (кварцевых сиенитов, граносиенитов, сиенито-диоритов, монцонитов) в конце ряда дифференциатов. Ведущий минеральный парагенезис: калиевый полевой шпат + плагиоклаз + эгирин.

Наиболее известными представителями *высокощелочных ассоциаций с антидромной последовательностью* образования являются Ловозерский (650 кв. км) и Хибинский (> 1300 кв. км) массивы Кольского полуострова. Согласно (Магматические формации СССР, 1979), оба массива принадлежат

к формации фонолитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпайтовых) сиенитов. Эти массивы в подавляющем большинстве случаев формировались в несколько возрастных генераций, количество кремнезема в которых последовательно уменьшалось. Ведущий минеральный парагенезис: нефелин + калиевый полевой шпат + эгирин + амфибол. Состав амфибола может быть различным (арфведсонит, гастингсит, катафорит). Сравнительно с гомодромными формациями здесь более интенсивно проявлены процессы фенитизации, из-за чего среди исследователей возникают дискуссии относительно интрузивной или метасоматической природы наиболее ранних образований – умптекитов Хибинского и нефелиновых сиенитов Ловозерского массивов. Характерной особенностью таких массивов является зонально-кольцевое строение, при котором более молодые образования занимают центральные части массивов, а более ранние – периферические. Тела отдельных интрузивных фаз хорошо расслоены.

Массивы этой группы обогащены летучими компонентами и редкими элементами. Например, Ловозерский массив содержит больше 200 видов минералов. Здесь присутствуют самостоятельные минералы редких земель: Li, Be, Zr, Nb, Ta, Sr – эвдиалит, лампрофилит, мурманит, рамзаит, пироксенол и многие другие. Их появление объясняют тем, что из-за недостатка кремнезема редкие элементы не рассеиваются, а как бы занимают место кремнезема при минералообразовании, из-за чего возникают титаносиликаты, цирконосиликаты, силикофосфаты и др. Наиболее существенные особенности выделенных групп мафическо-салических ассоциаций приведены в табл. 4.10. Обращает внимание, что состав темноцветных минералов в разных группах устойчиво отличается.

Отличительные признаки групп мафическо-салических ассоциаций

Группы ассоциаций	Главные члены породного парагенезиса	Минеральные парагенезисы салических минералов	Характерные фемические минералы
Низкощелочные	Тоналиты – плагиограниты, Диориты – гранодиориты, Монцониты - сиениты	Пл → Пл + Кпш → Пл + Кпш + Кв	Би, Ро, (± Пирокс)
Среднещелочные	Нефелиновые сиениты - Сиениты	Неф + Кпш → Пл + Кпш	Гастингсит (субщел Ро), Би
Высокощелочные	Нефелиновые, псевдолейцитовые сиениты → щелочные сиениты → граносиениты	Неф + Кпш + Псевдолейцит → Кпш + Пл → Кпш + Пл + Кв	Эгирин, щелочн Амфибол
	Лейкократовые и мезомеланократовые нефелиновые сиениты	Неф + Кпш ± (Содалит и др. фельдшпатоиды)	Эгирин, щелочн Амфибол

Значительная часть ассоциаций низкощелочной группы, как уже говорилось, образуют один изоморфный диорит-сиенитовый ряд. В группе ассоциаций высокой щелочности может быть выделен, по меньшей мере, один **нефелинсиенит-граносиенитовый изоморфный ряд**, включающий рассмотренные сыннырский, ханинский и алданский комплексы Восточной Сибири. Вероятно, в мафическо-салическом семействе возможно выделение и других изоморфных рядов. Следует подчеркнуть, что вопросы решения принадлежности отдельных конкретных ассоциаций к ультрамафит-мафическому или мафическо-салическому семействам достаточно сложны. Ассоциации обоих семейств могут иметь довольно сходный перечень породных разновидностей, и в природе существуют вулканические толщи и массивы с промежуточными признаками. Такими, например, являются *базальт-андезитовые* и *габбро-сиенитовые* формации, по (Магм.форм. СССР, 1979). Последние, например, сложены расслоенными сериями а) основных пород (клинопироксенитов, габбро, троктолитов) и б) сиенитов и щелочных сиенитов. На диаграмме «железо – магний – кальций» фигуративные точки пород ассоциаций низкощелочной группы образуют

компактные поля без выраженных трендов, из-за чего они плохо отличимы от ортомагматических ассоциаций.

В то же время щелочные ассоциации мафическо-салического семейства на диаграмме «железо – магний – кальций» образуют единый тренд (рис. 4.19), субпараллельный стороне треугольника «кальций – железо», что отличает их от трендов всех рассмотренных выше ассоциаций (в том числе щелочно-базальтоидного и субщелочного базальтоидного трендов).

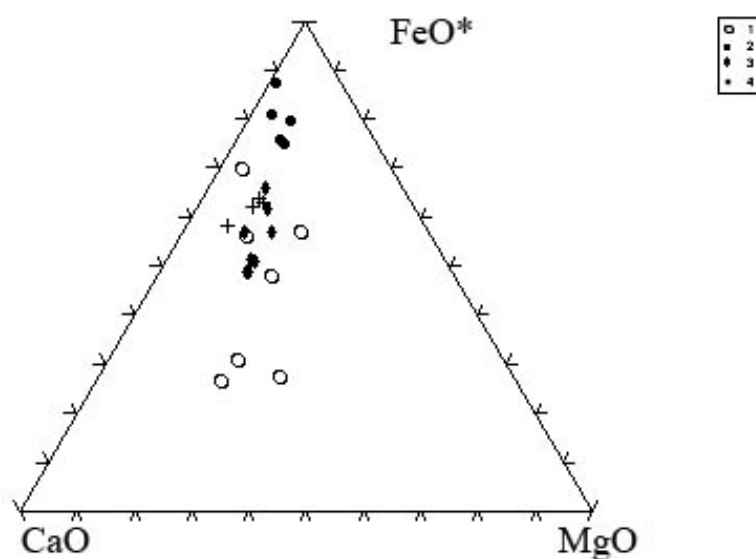


Рис. 4.19. **Положение фигуративных точек пород щелочных ассоциаций на диаграмме «железо – магний – кальций».**

1 – Породы габбро-сиенитового формационного типа (Магматические формации СССР, 1979); 2 – породы щелочногранитового формационного типа; 3 – породы сыннырского комплекса группы высокощелочных формаций; 4 – породы ильменско-вишневогорского комплекса группы формаций средней щелочности.

Вопросы генезиса мафическо-салических ассоциаций обсуждались в литературе очень широко. Относительно ассоциаций низкощелочной группы высказаны предположения, что они являются производными мантийных расплавов, или же возникали в нижних частях земной коры (при этом не исключают также участие определенного количества мантийного материала в виде расплавов или только растворов, которые приносили в земную кору в первую очередь щелочи). Относительно щелочных ассоциаций преобладает точка зрения об их мантийном происхождении. При этом Н. Боуен считал

щелочные породы дифференциатами основных расплавов, Т. Барт отстаивал тезис о существовании в природе самостоятельной сиенитовой магмы. Современные исследователи склоняются к точке зрения Барта; тем не менее, на сегодняшний день не существует убедительных доказательств для каждой из гипотез.

4.4.3. Семейство салических ассоциаций

К салическим принадлежат устойчивые ассоциации, состав главных членов парагенезисов которых может варьировать от среднего (диориты, кварцевые диориты) до ультракислого при полном отсутствии пород основного состава. Главные члены парагенезисов, как правило, возникали в одну возрастную генерацию. По петрохимическому составу салические ассоциации могут быть разделены на низкокальциевые и высококальциевые (рис. 4.20.).

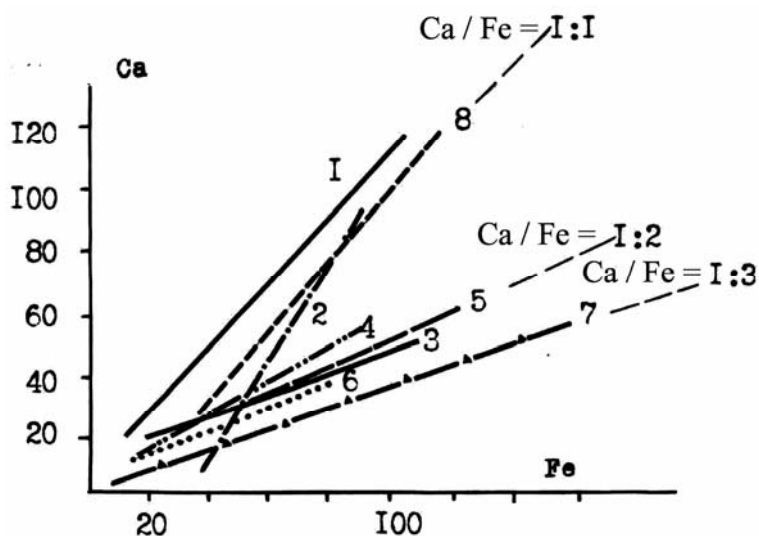


Рис.4.20. **Соотношения кальция и железа в ассоциациях кислого состава.**

Тренды ассоциаций: 1 — плагиогранитоидного, 2 — гранититового, 3 — гранитового нормальной щелочности, 4 — гранитового субщелочного, 5 — граносиенитового, 6 — двуслюдяного гранитоидного, 7 — щелочногранитоидного типов. 8 — Мафическо-салические ассоциации.

Ассоциации низкокальцевой группы

Устойчивые ассоциации низкокальцевой группы образуют четыре изоморфных ряда:

- двуслюдяной гранитоидный,
- гранитовый,
- граносиенитовый,
- щелочногранитоидный.

Величина отношения кальция к железу в породах всех этих рядов колеблется в пределах от 1:2 до 1:3.

Двуслюдяной гранитоидный изоморфный ряд объединяет тела относительно небольших размеров (первые десятки кв. км), состав которых колеблется от биотит-мусковитсодержащих гранодиоритов до мусковит- и турмалинсодержащих аляскитов. Как правило, такие породы содержат рассеянную вкрапленность граната или турмалина и сопровождаются грейзенами и двуслюдяными пегматитами, которые часто совмещены в пространстве и образуют поля сложного строения размером до первых квадратных километров. Мусковит в гранитах может занимать самостоятельное структурное положение (что позволяет предполагать его первичномагматический характер) или чаще развивается по биотиту. Независимо от этого, мусковит во всех случаях тесно связан пространственно именно с гранат- и турмалинсодержащими гранитами, что позволяет считать его присутствие характерной особенностью ассоциаций этого ряда. Появление перечисленных минералов является следствием высокого содержания в них глинозема (такие граниты называют высокоглиноземистыми или пералюминиевыми). Характерная особенность строения тел – присутствие во внутренних частях полос с четкими контактами. Полосы отличаются размером зерен или количеством слюд и имеют, вероятно, первичномагматическое происхождение. В отличие от всех других изоморфных рядов для высокоглиноземистых гранитоидов не

характерно присутствие порфировидных вкрапленников; это преимущественно мелко- и среднезернистые равномернозернистые породы. Эти ассоциации широко развиты на докембрийских щитах (тела второй фазы кодарского комплекса Алданского щита, волгоградского комплекса Воронежского кристаллического массива, массив Маткаселька Балтийского щита, тела житомирского комплекса Украинского щита).

По перечню наиболее распространенных петрографических разновидностей высокоглиноземистые ассоциации в пределах Украинского щита могут быть отнесены к двум типам парагенезисов – гранит-лейкогранитовому и лейкогранит-аляскитовому. Во Вьетнаме описаны тела двуслюдяного гранодиорит-гранитового состава. Массивы двуслюдяных гранитоидов по количеству кремнезема могут довольно существенно различаться между собой (см. рис. 3.7), и это подтверждает правомерность рассмотрения всей этой группы в качестве одного изоморфного ряда с постепенным изменением свойств (табл. 4.11).

Таблица 4.11

Изоморфные ряды устойчивых силикатных ассоциаций

Ряды	Типы парагенезисов			
Двуслюдяной гранитоидный	Гранодиорит-гранитовый высокоглиноземистый	Гранит-лейкогранитовый высокоглиноземистый	Лейкогранит-аляскитовый высокоглиноземистый	
Гранитовый	Кварцдиорит-гранодиоритовый	Гранодиорит-гранитовый	Гранитовый	Лейкогранит-гранитовый
Граносиенитовый	Сиенит-кварцсиенитовый	Граносиенитовый	Граносиенит-гранитовый	Амфибол-биотит лейкогранитовый

Щелочногра- -ниитоидный	Щелочно-сиенит- граносиенитовый	Щелочно-граносиенит- гранитовый	Щелочно- гранитовый	
Плагииограни- - тоидный	Кварц- диоритовый	Кварцдиорит- тоналитовый	Тоналит-плагиио- гранитовый	Плагииограни- нит- лейкоплагиио- гранитовый
Гранитито- вый	Кварцдиорит- гранититовый	Гранодиорит- гранититовый	Гранититовый	Лейко- гранити- товый

Гранитовый изоморфный ряд объединяет массивы, в которых ведущим является минеральный парагенезис плагиоклаз + калиевый полевой шпат + кварц + биотит (на отдельных участках могут встречаться мусковит или роговая обманка, но в целом они не характерны). Размеры массивов достигают сотен и тысяч кв. км; строение их может изменяться от зонального до однородного, внешний вид слагающих массивы пород очень однообразен – это среднезернистые, как правило, порфировидные гранитоиды, в которых вблизи контактов может несколько уменьшаться размер зерен, увеличиваться или уменьшаться количество фемических минералов. Все подобные массивы относят к одному типу, но более детальные исследования показывают, что количество кремнезема и, соответственно, наборы наиболее распространенных петрографических разновидностей могут изменяться даже в близко расположенных телах одной возрастной генерации. Особенно наглядно отличия между разными массивами проявляются на графиках, отображающих частоту встречаемости пород с разным количеством кремнезема (рис. 4.21). Как следует из таких графиков, распределение гранитоидов с разным содержанием кремнезема в подавляющем большинстве массивов имеет бимодальный характер. Например, в большинстве карьеров, заложенных в гранитовых массивах Украинского щита, две наиболее распространенные (ведущие) разновидности гранитов

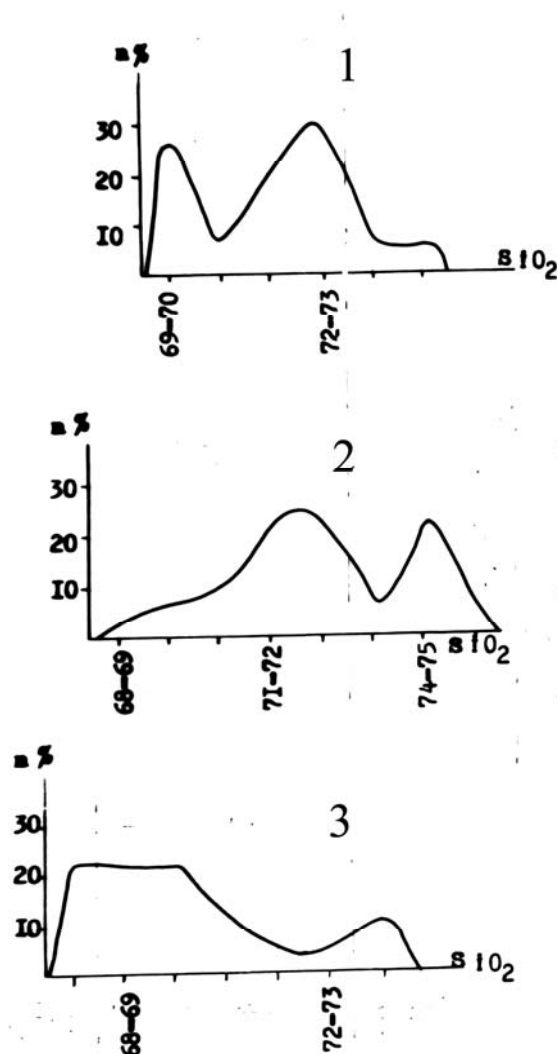


Рис. 4.21. **Частота встречаемости пород с разным количеством кремнезема в гранитовых массивах Украинского щита:**

1 – Токовский (гранитовый субщелочной), 2 – Мокромосковский (лейкогранит-гранитовый нормальной щелочности), 3 – Салтычанский (гранодиорит-гранитовый субщелочной) массивы.

довольно четко различаются макроскопически – одна из них, как правило, имеет светлосерый цвет, а другая розовый или розово-серый и содержит несколько меньшее количество фемических минералов. Между собой обе разновидности связаны постепенными переходами или разделены довольно четкими контактами, вблизи которых, однако, не наблюдается никаких признаков активных соотношений. Эти наблюдения подтверждают возможность выделения главных членов парагенезиса даже в однородных, на

первый взгляд, массивах и дают возможность расположить такие массивы в систематизационном отношении в последовательности, отвечающей увеличению количества кремнезема. Такая последовательность отвечает изоморфному ряду, включающему парагенезисы нескольких типов (см. табл. 4.11).

Особенностью гранитового ряда являются довольно значительные колебания суммы щелочей, что может приводить к появлению в пределах одной конкретной устойчивой ассоциации массивов, сложенных как нормальными, так и субщелочными гранитоидами. Макроскопически нормальные и субщелочные граниты не различаются.

Граносиенитовый изоморфный ряд объединяет массивы гранитоидов, в которых ведущим является минеральный парагенезис плагиоклаз + калиевый полевой шпат + кварц + роговая обманка + биотит. Наряду с обычной роговой обманкой в породах могут присутствовать гастингсит или феррогастингсит, временами клинопироксен и изредка ортопироксен. Строение массивов сложнзональное или пятнистое. Характерным признаком гранитоидов является постоянное присутствие порфировидных вкрапленников калиевого полевого шпата. Примером представителей этого ряда могут служить массивы восточноприазовского комплекса Приазовского района Украинского щита. Количественные соотношения ведущих петрографических разностей в массивах существенно отличаются, это позволяет выделить здесь сиенит-кварцсиенитовый, граносиенитовый, граносиенит-гранитовый типы парагенезисов и расположить их в систематизационном отношении в ряд соответственно увеличению количества SiO_2 (см. табл. 4.11). По особенностям минерального (постоянное присутствие роговой обманки и биотита) и химического (повышенное количество щелочей) состава пород, их внешнему облику гранитоиды восточноприазовского комплекса весьма сходны с так называемыми рапакивиподобными гранитами Выборгского (Балтийский щит), Коростеньского (Украинский щит) и других рапакивигранитовых плутонов.

Гранитоиды, слагающие главный объем плутонов, представлены резкопорфировидными биотитовыми и роговообманково-биотитовыми субщелочными гранитами, в которых периодически наблюдаются овоиды – вкрапленники микроклина, отороченные олигоклазом. Размеры овоидов колеблются от 1 см до 5–6 см, количество – от 0% до 10–20% породы (рапакиви Выборгского плутона). Термин «рапакиви» употребляют в двух значениях – в более узком он означает граниты с овоидами, в более широком этим термином обозначают всю совокупность гранитов, связанных с собственно рапакиви. Последние в составе таких плутонов играют подчиненную роль; количественно преобладают порфировидные граниты без овоидов (их часто называют рапакивиподобными). Количество кварца в породах непостоянно, в связи с чем наблюдаются переходы к граносиенитам, кварцевым сиенитам, монцонитам. Перечисленные данные позволяют думать, что рапакивигранитовые ассоциации также принадлежат к граносиенитовому изоморфному ряду.

Щелочно-гранитоидный изоморфный ряд объединяет устойчивые ассоциации, состав главных членов которых изменяется от среднего до кислого при постоянном присутствии темноцветных щелочных минералов (эгирина, рибекита). Строение массивов зональное; часто наблюдается полосовидное расположение петрографических разновидностей с элементами псевдостратификации. Такие массивы особенно широко распространены на Балтийском щите, известны и в ряде других регионов. Все подобные массивы могут быть расположены в систематизационной последовательности от щелочносиенит-граносиенитовых до щелочногранитовых (см. табл. 4.11), соответствующей постепенному увеличению в их составе количества кремнезема.

Представители перечисленных салических рядов на употреблявшихся выше диаграммах («железо – магний – кальций», диаграмма Бородина) не образуют отчетливо выраженных полей или трендов. Это является следствием принципиально иных механизмов образования их по сравнению с

мантийными производными. Соответственно, эти диаграммы для разделения и систематики салических ассоциаций неприменимы. В то же время различные изоморфные салические ряды хорошо различаются между собой на диаграмме «относительная глиноземистость – содержание кремнезема» (рис. 4.22). На этой диаграмме видно, что последовательность изоморфных рядов от двуслюдяного гранитоидного к щелочно-гранитоидному отвечает постепенному уменьшению насыщенности глиноземом. В той же последовательности изменяется характер корреляции суммы щелочей с кремнеземом – от положительной до отрицательной.

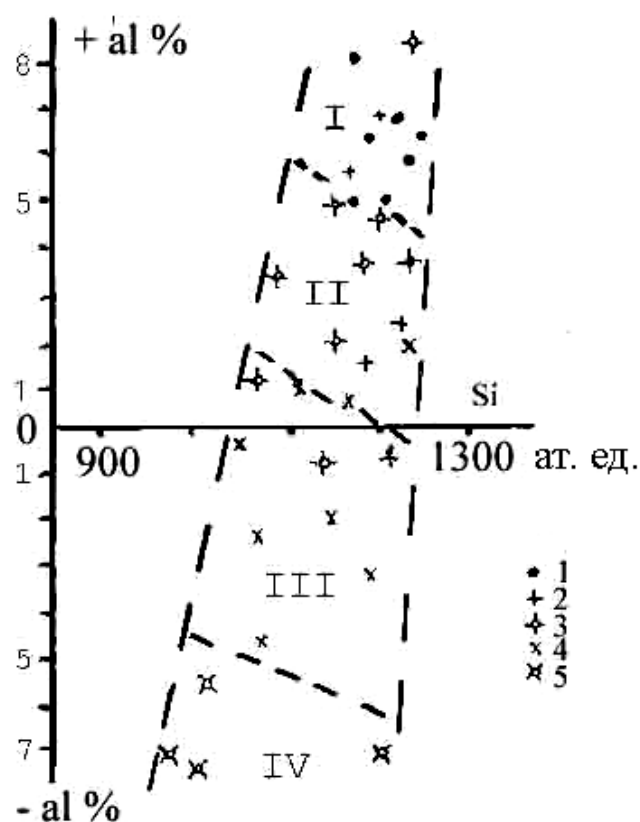


Рис. 4.22. **Дискриминантная диаграмма изоморфных рядов низкокальцевых салических формаций.**

Точки на диаграмме отображают средние составы массивов: 1 – двуслюдяного гранитоидного, 2 – массивов нормальных гранитов гранитового, 3 – массивов субщелочных гранитов гранитового, 4 – граносиенитового, 5 – щелочно-гранитоидного изоморфных рядов.

Поля: I – двуслюдяного гранитоидного, II – гранитового, III – граносиенитового, IV – щелочно-гранитоидного рядов.

$\pm a_l = 100 \times [Al - 0,5 (Al + 2Ca + Na + K) / 0,5 (Al + 2Ca + Na + K)]$ – «относительная глиноземистость» (Свешников, Безверхний, 1994).

Среди других параметров наиболее четкими оказались отличия между рядами по соотношениям железа и магния, калия и натрия (рис. 4.23), Rb/K (рис. 4.24).

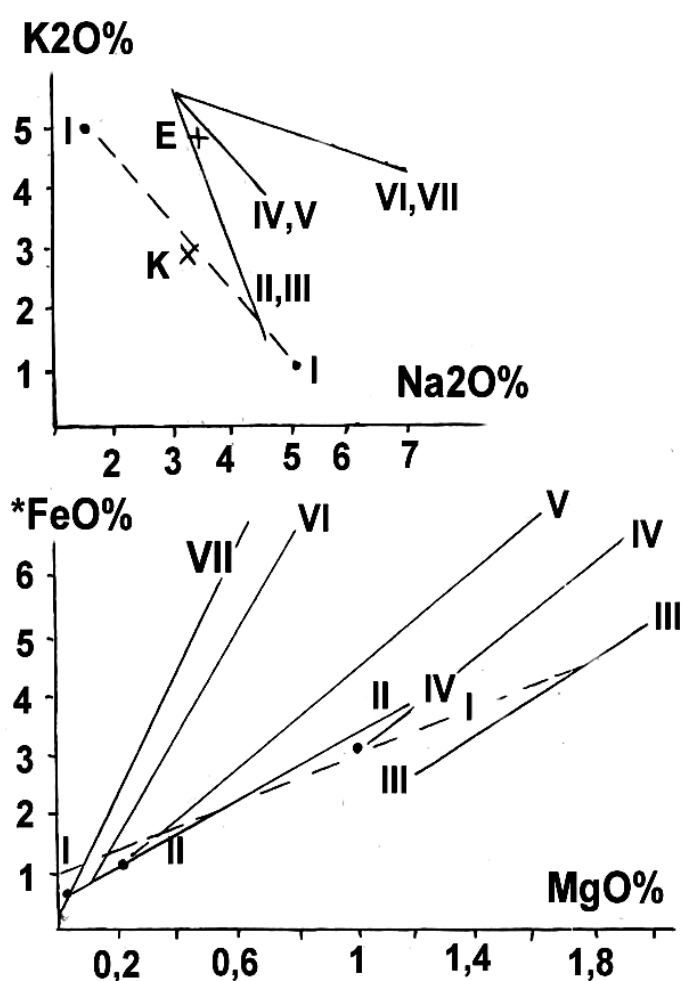


Рис. 4.23. Тренды изоморфных салических рядов на диаграммах «калий – натрий» и «железо – магний»:

I – тренд автохтонных гранитоидов. Тренды аллохтонных гранитоидов: *II* – плагиогранитоидного; *III* – гранититового; *IV* – двуслюдяного гранитоидного; *V* – гранитового; *VI* – граносиенитового; *VII* – щелочно-гранитоидного изоморфных рядов. *K* – средний состав земной коры, по данным А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского, *E* – гранит всех периодов по Р.Дели, приблизительно отвечающий составу гранитовой эвтектики.

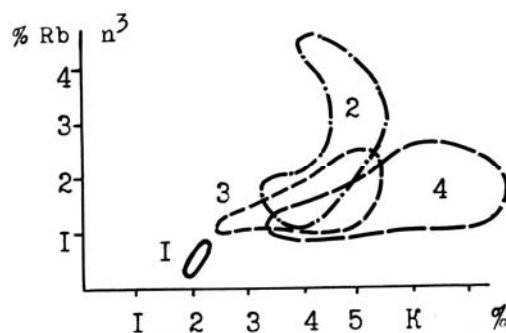


Рис. 4.24. **Соотношение калия и рубидия в гранитоидах**

1 – плагиогранитоидного, 2 – двуслюдяного гранитоидного, 3 – гранитового, 4 – граносиенитового рядов

Ассоциации высококальцевой группы

Для гранитоидов этой группы характерно соотношение кальция и железа, близкое к единице (см. рис. 4.20). В пределах этой группы может быть выделен по меньшей мере один изоморфный ряд – плагиогранитоидный.

Плагиогранитоидный ряд объединяет устойчивые ассоциации с ведущим минеральным парагенезисом плагиоклаз + кварц + фемические минералы (роговая обманка и биотит). Количественные соотношения темноцветных минералов непостоянны и могут колебаться в широких пределах даже в одном массиве. Нередко присутствует калиевый полевой шпат, но в большинстве случаев он является вторичным (наложенным), что доказывается тесными пространственными связями проявлений калишпата с более поздними жилами гранитов. Макроскопически плагиогранитоиды довольно однообразны, равномернозернисты; строение массивов однородное с элементами зонального. Плагиогранитоидные массивы различаются между собой по частоте встречаемости пород с разным количеством кремнезема, что позволяет расположить их в ряд с последовательно меняющимися свойствами (см. табл. 4.11) и предложить выделять в пределах последнего

четыре типа парагенезисов. Ассоциации плагиогранитоидного ряда не всегда можно надежно отличить от тоналит-плагиогранитовых мафическо-салических. Отличия между ними видны на диаграмме «калий – натрий – кальций» (рис. 4.25): мафическо-салические ассоциации, в отличие от плагиогранитоидных, имеют более или менее четко выраженную тенденцию накопления калия по отношению к натрию.

По минеральному составу к группе гранитовых аллохтонных салических ассоциаций весьма близки автохтонные массивы порфиробластических гранитоидов псевдослоистого строения. Состав главных членов парагенезисов их варьирует в тех же пределах, что и массивов гранитового ряда и многие исследователи не различают массивы порфировидных и порфиробластических гранитов. Как уже говорилось, такие массивы отличаются особенностями строения. Однако наиболее убедительны отличия петрохимического состава – все массивы порфиробластических гранитоидов, в отличие от порфировидных гранитовых, попадают в группу высококальциевых ассоциаций. Это позволяет выделить их в самостоятельный изоморфный *гранититовый* ряд (см. табл. 4.11), описанный выше при рассмотрении автохтонных ассоциаций.

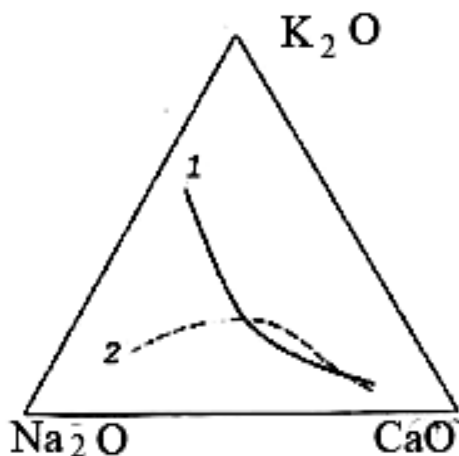


Рис. 4.25. **Тренды дифференциации ассоциаций: 1 – мафическо-салических и 2 – гранититовых, или плагиогранитоидного ряда**

(Магматические...Кислые и средние породы...,1987).

4.5. Типы неустойчивых магматических сочетаний

Термин «ассоциация» (магматическая ассоциация, ассоциация магматических горных пород) в настоящее время является термином свободного пользования. Согласно «Петрография и петрология...2001», этот термин «...является наиболее общим и в равной мере относится к магматическим комплексам, формациям, сериям, то есть, ко всем неслучайным сообществам изверженных горных пород» (стр. 325). По принятой в данной работе терминологии магматические ассоциации могут быть разделены на устойчивые и неустойчивые. Первые были рассмотрены выше. Охарактеризовать вторые не позволил ограниченный объем работы. Поэтому в данном разделе лишь кратко остановимся на самых общих особенностях неустойчивых ассоциаций с целью продемонстрировать их отличия от устойчивых ассоциаций. *К неустойчивым ассоциациям принадлежат все сочетания магматических горных пород, для которых повторяемость одного и того же набора наиболее распространенных породных разновидностей (главных членов парагенезиса) в каждом магматическом теле не является обязательной.* Все такие сочетания являются более сложными по сравнению с устойчивыми ассоциациями и состоят из двух или более последних. По степени сложности среди неустойчивых ассоциаций можно выделить по меньшей мере три уровня:

- ✓ Парные вулканоплутонические ассоциации
- ✓ Контрастные ассоциации
- ✓ Тектономагматические ассоциации

Парные вулканоплутонические ассоциации представляют собой сочетания устойчивых плутонических и комагматичных им (родственных) вулканических устойчивых ассоциаций. Наиболее известным примером их могут служить так называемые трапповые ассоциации, представляющие собой сочетания плутонических и вулканических тел толеитового изоморфного ряда. Возникновение таких сочетаний из одних и тех же родоначальных расплавов ни у кого сомнений не вызывает, но в других

случаях такие же плутонические и вулканические тела нередко встречаются разобщенно в пространстве. Характерной особенностью вулканоплутонических ассоциаций является принадлежность слагающих их плутонических и вулканических пар к одним и тем же изоморфным рядам и, как следствие, непрерывность их составов.

Контрастные ассоциации характеризуются пространственной совмещенностью пород резко различного состава при весьма ограниченном развитии промежуточных разновидностей. Частота совместной встречаемости наиболее распространенных пород в подобных случаях ориентировочно близка к 50%. Последнее указывает на то, что такие сочетания не случайны; поэтому их обычно объединяют каждая из составляющих таких сочетаний не менее часто встречается и в самостоятельном залегании, образуя устойчивую ассоциацию.

Особенности контрастных ассоциаций нашли отражение в таких названиях как формация натриевых базальтов – липаритов, габбро-плагиогранитовая, габбро-гранитовая, анортозит-рапакиви-гранитовая формация (Кузнецов, 1964, Магм. форм. СССР, 1979 и другие). Такие сочетания достаточно часто встречаются в природе, что позволяет считать их закономерными, но при этом для базальтоидов и габброидов, липаритов, гранитов, входящих в состав контрастных сочетаний, не удается найти отличий от подобных им типовых представителей толеитового или гранитового изоморфных рядов, встречающихся в самостоятельном залегании. Дополнительные исследования нередко приводят авторов к выводу, что кислые породы были оторваны во времени от основных (Магматические... Основные породы, 1985 с. 160). Вопрос происхождения контрастных сочетаний остается дискуссионным. В разное время по этому поводу высказывались взаимоисключающие мнения. Так, предполагалось, что контрастные серии возникают при:

- ✓ фракционном плавлении мантии, в ходе которого отделяются «прерывистые» по составу порции расплавов (Н.Ф. Шинкарев);

- ✓ при ликвации одного исходного расплава (А.А. Маракушев);
- ✓ при плавлении коры под влиянием поднимающихся из мантии основных расплавов.

Тектоно-магматические ассоциации представляют собой сочетания устойчивых ассоциаций, связанные с той или иной крупной тектонической структурой или отдельным этапом ее развития. На ранних этапах изучения таких ассоциаций исследователи рассматривали группы магматических комплексов (Ю.А. Билибин) или формаций (Ю.А. Кузнецов) в связи с нисходящими и восходящими движениями разных стадий геосинклинального процесса; теперь, после широкого распространения концепции плитной тектоники, ассоциации стараются «привязать» к геодинамическим обстановкам, возникающим при горизонтальных перемещениях литосферных плит. Для отличия таких ассоциаций от всех прочих будем именовать их тектоно-магматическими, понимая под этим термином всю совокупность магматических пород, связанных с той или иной геотектонической структурой или отдельными этапами развития таких геоструктур. Ассоциации, выделенные по такому признаку, отвечают группам устойчивых магматических ассоциаций, последовательно возникших в процессах эволюции геоструктур и не имеющих между собой тесных родственных связей.

Изучение магматических ассоциаций на основе представлений плитной тектоники позволило получить значительное количество новых, принципиально важных данных о протекании магматических процессов в кайнозой. Большая часть сторонников концепции плитной тектоники убеждены, что геодинамические обстановки (и, следовательно, магматические ассоциации), существовавшие в мезозое, палеозое и позднем докембрии, принципиально подобны кайнозойским. Относительно возможности проявления плитной тектоники в раннем докембрии мнения исследователей диаметрально противоположны – от убежденности в проявлении плитной тектоники в течение всей геологической истории Земли

до полного отрицания ее на ранних стадиях. По общему мнению состав магматических ассоциаций тесно связан с геодинамическими условиями их возникновения. Согласно (Магматические горные породы. Эволюция магматизма., 19897, стр. 18), можно говорить о простейших или элементарных геодинамических обстановках и более сложных, отличающихся сочетаниями магматизма нескольких элементарных обстановок. К сожалению, характер геодинамических обстановок, особенно для ранних этапов развития Земли далеко не всегда может быть уверенно установлен. Поэтому, говоря о магматических ассоциациях, более однозначным будет их выделение на основании связей магматических образований не с геодинамическими обстановками (или режимами), а с крупными тектоническими (геотектоническими) структурами или отдельными этапами развития последних; геодинамическая природа таких структур и связанных с ними ассоциаций может дискутироваться.

Наиболее крупные подразделения, выделяемые в магматической геологии, получили название *магматических провинций*. Говоря о провинциях, геологи подразумевают те или иные особенности магматических образований, устойчиво присущие последним на больших площадях. Можно говорить о существовании, по меньшей мере, двух подходов к выделению провинций. Соответственно, выделяют:

- Петрографические провинции
- Петрохимические провинции

В 1886 г. Джадд ввел понятие *петрографической провинции*, под которыми понимал области развития магматических образований, охватывающих определенный промежуток времени и отличающихся от синхронных им в соседних областях. Позже под петрографическими провинциями стали понимать крупные геотектонические структуры (платформы, складчатые пояса), характеризующиеся теми или иными *сериями магматических формаций* (Геологический словарь, 1973). В рамках принятой терминологии это отвечает *временному ряду магматических*

ассоциаций, последовательно возникших на разных этапах в ходе образования платформы или складчатого пояса в целом. Выделение таких рядов (групп ассоциаций, петрографических провинций) имеет значение при сопоставлениях разных однотипных и разнотипных геотектонических структур (платформ, складчатых поясов, активных окраин континентов и т.д.).

Возможен и несколько иной подход, основанный на сопоставлениях петрохимических особенностей магматизма крупных регионов. Примеров подобных сопоставлений в геологической литературе пока довольно мало, но в случае их проведения нередко обнаруживаются устойчивые региональные петрохимические отличия, имеющие «сквозной» характер для магматитов разного состава одной области. В таких случаях можно говорить о *петрохимических магматических провинциях*. Одним из примеров таких отличий могут служить упоминавшиеся при описании трапповых ассоциаций отличия базальтов Северного и Южного полушарий.

ГЛАВА 5. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ УСТОЙЧИВЫХ СОЧЕТАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Магматические породы – «пришельцы из глубин Земли» – несут информацию о происходящих в ней эндогенных процессах и поэтому всегда являлись объектом научных исследований в самых разных аспектах, от выяснения условий зарождения расплавов и их эволюции до построения разнообразных тектоно-магматических моделей и металлогенического прогноза. Систематизировать всю полученную при этом информацию невозможно физически. Поэтому в данной главе рассмотрим лишь некоторые нетрадиционные аспекты получения новой информации, возникающие при изучении сочетаний магматических пород.

5.1. Параллелизм изоморфных рядов устойчивых ассоциаций

Рассмотренные данные показывают существование в природе групп магматических тел с постепенно меняющимися свойствами; на этом основании можно выделить изоморфные и псевдоморфные ряды устойчивых ассоциаций. Подобные ряды существуют и на других уровнях организации вещества: химическом, минеральном, в живой природе. Наиболее известные примеры их – ряды химических элементов в таблице Д.И. Менделеева, гомологичные ряды растений Н.И. Вавилова. Новосибирский ученый В.В. Велинский рассмотрел подобные ряды на примерах отдельных групп минералов. О существовании изоморфизма на формационном уровне говорили Н.С. Шатский (применительно к осадочным формациям), С.М. Бескин, В.Н. Ларин, Ю.Б. Марин и другие геологи применительно к магматическим формациям. Изоморфные ряды являются частным случаем более широкого понятия – гомологичных рядов, исследуемых математикой. Под термином *гомология* подразумевают *подобие*. В математике гомологичными называют множества, сложенные последовательно меняющимися величинами. Простейшим примером гомологичного ряда может быть последовательность:

$$a - [a+b] - [a+2b] - [a+3b] \dots$$

В гомологичном ряду каждый последующий член отвечает предыдущему, «измененному» по определенным правилам. Величина или характер таких изменений для всех членов ряда остаются постоянными. Изучению гомологии посвящена обширная литература; авторы приходят к выводам, что изучение подобия дает ключ к изучению практически всех аспектов изменчивости природы (Велинский, 1986, Вернадский, 1959, Забродин, 19779, Урманцев, 1968 и др.). Во многих случаях сопоставление разных гомологичных рядов, сложенных подобными телами, показывает существование параллелизма в изменении признаков последних. Так, параллельным первому может быть ряд:

$$ac - [ac+b] - [ac+2b] - [ac+3b] \dots$$

Такие ряды часто называют симметричными; в математике их называют гомоморфными. Ярким примером симметричных изоморфных рядов могут служить оливины, пироксены и амфиболы. Путем определенных симметричных преобразований можно теоретически вывести из оливинового изоморфного ряда все члены пироксенового и амфиболового рядов. Подобный подход применим и к изоморфным рядам устойчивых магматических ассоциаций. Во всех рядах проявлена одна и та же направленность – смена породных парагенезисов, сложенных относительно высокотемпературными минеральными парагенезисами, относительно низкотемпературными парагенезисами. За исключением мафическо-салических формаций, в изоморфных рядах других семейств появление относительно низкотемпературных парагенезисов коррелируется с увеличением количества кремнезема.

Степень подобия рядов ультрамафит-мафического семейства различна. Например, толеитовый и габброноритовый ряды обладают очень высокой степенью подобия (табл. 5.1). Степень подобия габброноритового и анортозитового рядов при одинаковом, в целом, наборе пород уже является

несколько меньшей (см. табл. 4.6.). Еще меньше подобия у этих рядов с клинопироксенитовым рядом (см. табл. 4.5). Н.И. Вавилов уменьшение степени подобия объяснял на примере гомологичных рядов растений уменьшением степени сходства условий их образования. По-видимому, такое же объяснение применимо и к геологическим телам.

Таблица 5.1

Параллелизм парагенезисов толеитового и габброноритового рядов

Парагенезисы толеитового ряда	Парагенезисы габброноритового ряда
Троктолит-габбровый	Троктолит-габброноритовый
Оливингаббровый	Оливингабброноритовый
Габбро-долеритовый	Габброноритовый
Габбро-диабазовый	Габбронорит-габбровый
Габбро-диоритовый	Габбронорит-диоритовый

В ортомагматических ассоциациях устанавливаются три разных тренда дифференциации – по железу (толеитовый, отчасти известково-щелочной ряды), по кальцию (габброноритовый и анортозитовый ряды), по магнию (клинопироксенитовый). Ряды повышенной щелочности объединяют в себе элементы дифференциации по магнию и по железу. Как видно из диаграммы «железо – магний – кальций», тренды изоморфных рядов контролируются составом главных породообразующих минералов, фракционирование которых и обуславливает тот или иной путь дифференциации. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что пути дифференциации, появление тех или других минералов, степень и характер расслоенности плутонических массивов обусловлены не разной глубиной и тектоническими условиями кристаллизации однотипных между собой исходных магматических расплавов (как это, предполагают, например, Уейджер, Браун и другие исследователи), а отличиями состава таких расплавов. Так, породы габброноритового ряда устойчиво отличаются от толеитовых базальтов большей величиной отношения глинозема к кальцию (рис. 5.1). Породы

анортозитового ряда, вопреки сходству их с наборами пород габброноритового ряда, характеризуются еще большей величиной этого соотношения. Экспериментальное исследование минеральной системы «диопсид – форстерит – энстатит» показало, что кристаллизация из расплавов клино- или ортопироксенов обусловлена отличиями состава таких расплавов и лишь в узкой области (вблизи точки перитектики) соотношения этих минералов могут изменяться в зависимости от изменения давления (данные Кусиро, 1971). Для дальнейшего важно отметить, что устанавливается определенная корреляция между повышением количества глинозема и появлением ортопироксена.

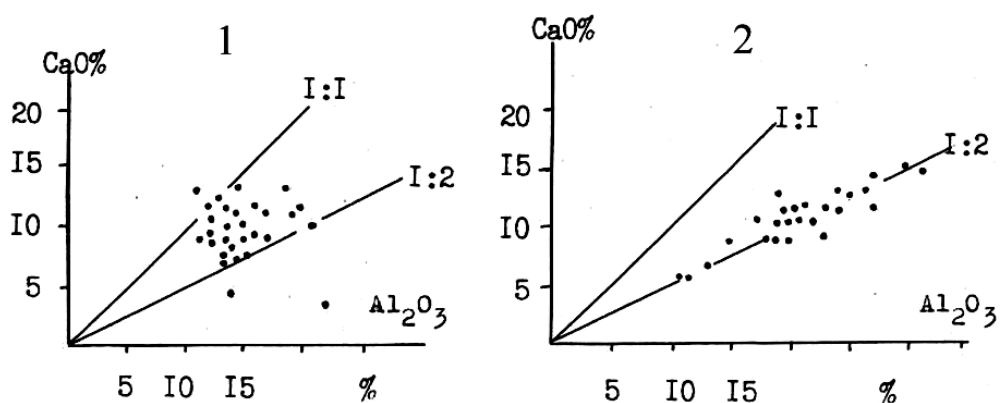


Рис. 5.1. Соотношения кальция и глинозема в породах толеитового (1) и габброноритового (2) изоморфных рядов.

Расслоенные габброидные массивы, как правило, имеют двупироксеновый состав и часто содержат оливин, в то время как однопироксеновые массивы обычно не расслоены (если в последних появляются как второстепенные ортопироксен и (или) оливин, в таких массивах также проявляются элементы расслоенности). Это приводит к выводу, что способность магматических расплавов к расслоению зависит от их исходного состава – при большем количестве кристаллизующихся одновременно минералов вся система становится неустойчивой и начинает разделяться на отдельные части с меньшим количеством породообразующих минералов.

Среди возможных причин возникновения разных изоморфных рядов базальтоидов и габброидов наиболее вероятной представляется различие состава флюидов, принимавших участие в магмообразовании. Установлено, что растворимость воды в силикатных расплавах возрастает от долей масс % при атмосферном давлении до десятков масс % при давлениях, соответствующих глубинам свыше 30 км. Максимальные содержания воды в природных магмах, затвердевших в виде горных пород, достигают 5 – 10 мас % (Петрография.,2001, с. 413). Связь породных сочетаний повышенной щелочности с богатыми углекислотой флюидами подчеркивают все петрологи, занимавшиеся этим вопросом. Результаты исследований состава флюидов разными исследователями приведены в табл. 5.2.

Таблица 5.2

Соотношения углерод- и водородсодержащих компонентов флюидов в ортомагматических устойчивых ассоциациях (Флюидный.,1977 и др.)

Изоморфный ряд	Конкретная формация	CO ₂ /H ₂ O	(CO ₂ + CO) / (H ₂ O + H ₂)
Анортозитовый	Анортозиты Сутамского блока Алданского щита	0, 004-0,16	0, 006-0,09
Габброноритовый	Довыренский комплекс Байкальской складчатой области	0, 02-0,07	0, 02-0,07
Толеитовый	Траппы Сибирской платформы	0, 07-0,23	0, 07-0,24
Субщелочной	Базальты Байкальского рифта	0, 30-1,78	0, 49-1,94
	Базальты Срединно-Атлантического рифта	0,24	0,51
Базанитовый	Щелочные базальты Восточно-Африканского рифта	0,12	0,18
	Нефелиниты	0,43	0,48

Как видно из таблицы, во флюидах во всех случаях преобладают соединения водорода (главным образом вода). Соединения углерода присутствуют в подчиненном количестве, но в ассоциациях анортозитового и габброноритового рядов количество их на два порядка уступает водородным,

а в ассоциациях повышенной щелочности – лишь на порядок. Соответственно, можно считать, что двупироксеновые ассоциации возникали в условиях водородного флюидного режима, а однопироксеновые – в условиях углеродно-водородного режима. Во второй группе, по сравнению с первой, увеличивается способность расплавов образовывать вулканические излияния и уменьшается способность плутонических тел к расслоению.

Степень подобия между собой рядов салических формаций более высока, чем в ультрамафит-мафическом семействе (см. табл. 4.11). Даже ряд автохтонных гранититовых формаций обладает параллелизмом с гранитовым и плагиогранитоидными рядами.

Все низкокальциевые салические изоморфные формационные ряды могут быть расположены в систематизационной последовательности: двуслюдяной гранитоидный – гранитовый – граносиенитовый – щелочно-гранитоидный, что отвечает постепенному уменьшению величины относительной глиноземистости и, параллельно, повышению щелочности и железистости (см. рис. 4.22, 4.23). С этим коррелируется ряд особенностей ассоциаций – возрастает способность расплавов образовывать вулканические излияния, возрастает роль взаимопрорастаний полевых шпатов, в частности, мезопертитов.

Среди возможных причин возникновения разных салических изоморфных рядов наиболее вероятной представляется различие состава флюидов, принимавших участие в магмообразовании. Так, связь ассоциаций повышенной щелочности с богатыми углекислотой флюидами подчеркивают все петрологи, занимавшиеся этим вопросом. Результаты исследования состава флюидов разными исследователями приведены в табл. 5.3. Как видно из таблицы, увеличение отношения углекислых компонентов к водным также коррелируется с приведенной выше систематизационной последовательностью изоморфных рядов от глиноземистых до щелочных.

Таблица 5.3

Соотношения углерод- и водородсодержащих компонентов флюидов в салических ассоциациях (Флюидный..., 1977 и др.)

Изоморфный ряд	Конкретная ассоциация	CO ₂ /H ₂ O	(CO ₂ + CO) / (H ₂ O + H ₂)
Гранитовый	Раннепротерозойские граниты (среднее)	0,02	0,03
	Кукульбейский комплекс Забайкалья	0,04-0,08	0,05-0,11
Граносиенитовый	Массив Акжайляу в Чингиз-Тарбагатае	0,10	0,16
	Кудунский комплекс Забайкалья	0,9	0,8-0,11
	Граниты Нигерии	0,67	1,08
Щелочно-гранитоидный	Куналейский комплекс Забайкалья	0,09-0,11	0,09-0,11
	Массив Акжайляу в Чингиз-Тарбагатае	0,11	0,2
	Щелочные граниты Монголии	1,23	1,44

Сопоставление направленности изменения признаков в систематизационных последовательностях от глиноземистых до щелочных изоморфных рядов показывает существование определенного параллелизма в изменении признаков ортомагматических ультрамафит-мафических и низкокальциевых салических формаций (табл. 6.4). Среди изоморфных рядов ортомагматических формаций наиболее глиноземистыми являются двупироксеновые (габброноритовый и анортозитовый ряды,). Это позволяет расположить их в такой же систематизационной последовательности от глиноземистых до щелочных, причем в этой последовательности также возрастает отношение углекислых компонентов к водным.

Таблица 5.4.

Параллелизм изменения признаков в систематизационных последовательностях от глиноземистых до щелочных изоморфных рядов основного и гранитоидного состава

Ультрамафит-мафические ассоциации	Салические ассоциации
Последовательность: «габброноритовый – толеитовый – субщелочной базальтоидный – щелочно-базальтоидный изоморфные ряды». С начала до конца последовательности:	Последовательность: «двуслюдяной гранитоидный – гранитовый – граносиенитовый – щелочно-гранитоидный изоморфные ряды». С начала до конца последовательности:
• уменьшается количество Al_2O_3 • возрастает щелочность и увеличивается способность образовывать эффузивные излияния • уменьшается величина «Н/С» во флюидах (нередкая ассоциация роговообманковых габбро с габброноритами указывает на повышенное содержание воды в начальных членах последовательности) • исчезают высокоглиноземистые минералы (шпинель, кордиерит) • возрастает роль твердых растворов (клино- и ортопироксенов)	• уменьшается количество Al_2O_3 • возрастает щелочность и увеличивается способность образовывать эффузивные излияния • уменьшается величина «Н/С» во флюидах (присутствие мусковитовых гранитов указывает на повышенное содержание воды в начальных членах последовательности) • исчезают высокоглиноземистые минералы (гранат, турмалин) • возрастает роль твердых растворов (полевых шпатов)

Параллелизм изменения особенностей в систематизационных последовательностях производных мантийных и коровых расплавов можно объяснить лишь действием какого-то универсального фактора, который одинаково влияет на процессы магмообразования на разной глубине. Скорее всего, таким фактором является состав флюидов, точнее соотношение во флюидах соединений водорода и углерода.

5.2. Отличия псевдоморфных и изоморфных рядов устойчивых ассоциаций

Выявление гомологичных рядов магматических ассоциаций и построение на этом основании их систематики дают возможность решать ряд петрологических вопросов, которые, насколько известно, еще никто не рассматривал. Одним из таких вопросов являются соотношения состава автохтонных и аллохтонных гранитоидов. Согласно общепринятым представлениям, процессы гранитообразования в земной коре начинаются с анатектического плавления субстрата (преимущественно метаморфических пород) и образования мигматитов. Последние, подвергаясь в дальнейшем плавлению, могут дать начало перемещенным кислым расплавам. Другими словами, возникновение автохтонных и аллохтонных гранитоидных тел рассматриваются как разные стадии одного процесса.

Перечень известных псевдоморфных рядов автохтонных гранитоидов приведен в табл. 4.2. Несмотря на отличия петрографического состава и степени гранитизации субстрата (что выражается в морфологии тел – от мигматитовых полей до однородных массивов), все такие гранитоиды отвечают одному тренду по соотношениям калия и натрия, железа и магния (см. рис. 4.1, 4.23). Этому же тренду отвечают вариации состава глинистых пород и песчаников (рис. 5.2), а также меланосомы и лейкосомы возникающих по ним мигматитов (рис. 5.3).

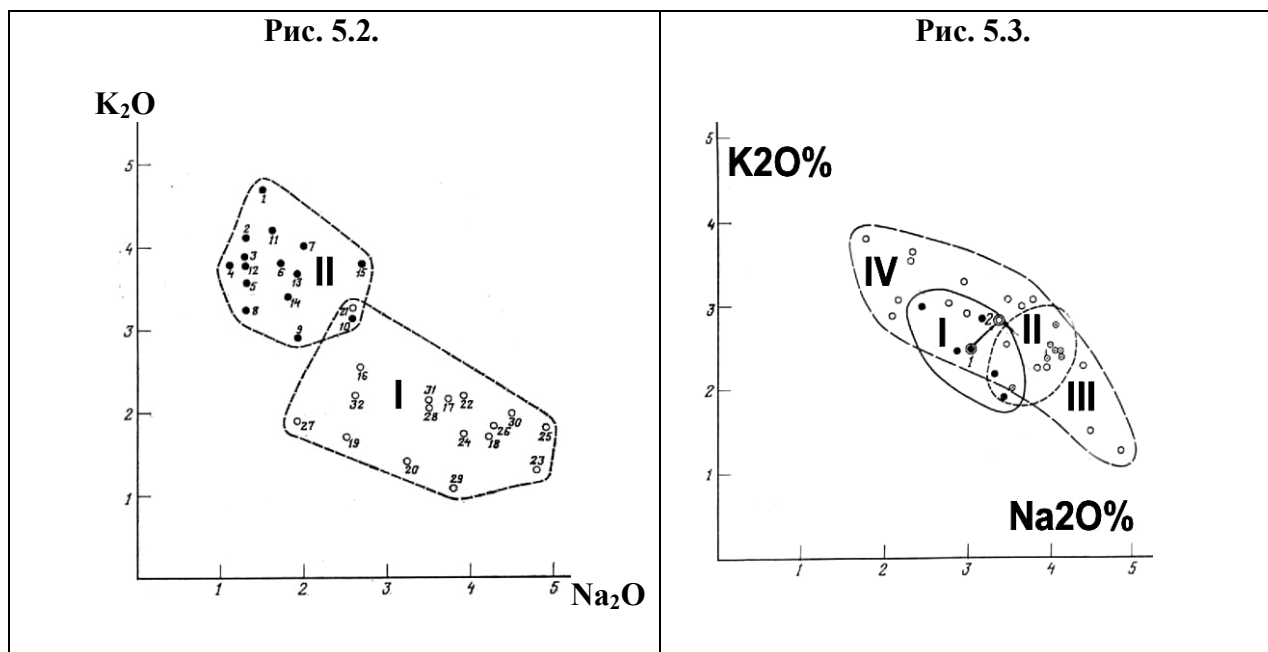


Рис. 5.2. **Состав метаморфизованных осадочных пород** (Менерт, 1971).

I – Поле составов граувакк, II – поле составов филлитов и слюдистых сланцев.

Рис. 5.3. **Содержание щелочей в мигматитах** (Менерт, 1971).

I – Поле составов исходных пород, II – поле составов кварцдиоритовых мобилизатов, III – поле составов пегматоидных мобилизатов, IV – поле составов обогащенных биотитом реститов.

Как видно из рисунков, соотношение щелочей во всех перечисленных породах довольно близкое, что подтверждает тезис об образовании мигматитов вследствие плавления преимущественно осадочных пород. Особенности мигматитов объясняют тем, что исходный субстрат никогда не был расплавлен полностью и на разных участках одновременно могли сосуществовать условия плавления и кристаллизации расплавов. Экспериментальные исследования процессов плавления пород кислого состава показали, что первыми начинают плавиться породы с приблизительно одинаковыми количественными соотношениями плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и кварца. На разработанной Боуеном и Таттлом диаграмме «альбит – ортоклаз – кварц» состав таких выплавов соответствует тройной эвтектике и отвечает полю в центральной части диаграммы, которое получило название температурного трога, или минимума. Возникающие при этом расплавы называют анхиэвтектическими, то есть, близкими к составу эвтектики. Итак, появление мигматитов и

аллохтонных гранитоидов, как уже говорилось, исследователи связывают с разными стадиями одного и того же процесса.

Однако соотношения щелочей в аллохтонных гранитоидах существенно отличаются от рассмотренных выше для автохтонных. На диаграмме «калий – натрий» изоморфные ряды образуют три пары (плагιοгранитоидный + гранититовый, гранитовый + двуслюдяной гранитоидный, граносиенитовый + щелочно-гранитоидный), каждая из которых отличается характером тренда (см. рис. 4.23). Все эти тренды пересекаются в области, ограниченной значениями 3–4% Na_2O и 4–5% K_2O . Этой же области отвечают точки состава среднего гранита Земли (Четвериков, 1956) и кислых вулканических пород, которые можно считать типичными производными анхиэвтектических расплавов. Как видно из рис. 6.5, между содержаниями щелочей в земной коре и автохтонных гранитоидах, с одной стороны, и в аллохтонных гранитоидах и среднем граните Земли, с другой, существует так называемый щелочной разрыв, который давно привлек внимание петрологов (Менерт, 1971). Для объяснения его возникновения предложено несколько гипотез, которые можно свести к двум главным предположениям: дополнительное количество щелочей могло быть привнесено из мантии или накоплено на ранних стадиях дифференциации планеты в нижней коре. Несколько десятилетий назад в литературе активно обсуждали концепцию «калиевого взрыва», который связывали с резким изменением состава гранитоидов от натриевых к калиевым на рубеже 2 млрд. лет. Полученные данные показывают, что подобное явление в докембрии действительно имело место, однако было связано не с возрастным рубежом, а с переходом от региональной анатектической гранитизации к преобладанию «аллохтонного» гранитообразования. Соответственно, возникает проблема энергетических источников проявлений алохтонного магматизма. Ранее петрологи связывали появление кислых расплавов в земной коре с мантийными процессами (отделением кислых расплавов от основных, или проникновением тепловых потоков в кору из мантии). Геологическое картирование на больших

площадях показало отсутствие постоянных пространственных связей значительных масс кислых аллохтонных магматических пород с мантийными производными (т.е. для предположения их генетических связей нет оснований). Более вероятной представляется связь появления магматических расплавов с тектоническими движениями в земной коре (точнее, со снижением давления в зонах разломов), хотя это не отрицает вероятной тепловой «поддержки» со стороны мантии – почти все граниты, по изотопным данным ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) несут признаки корового и мантийного компонентов (Балашов, 1985). Можно также предположить, что именно механизм декомпрессии стимулировал первоочередную миграцию щелочей в тектонические зоны и возникновение упомянутого выше щелочного разрыва. Теснейшую связь образования кислых расплавов с тектоническими деформациями все чаще подчеркивают разные исследователи; ставится даже вопрос о правомерности рассмотрения расплавов как тектонических объектов, равноценных складкам или разломам (Vigneresse, 1999).

Не менее четкими являются отличия поведения железа и магния в автохтонных и аллохтонных гранитоидах. Каждый изоморфный ряд имеет индивидуальный тренд (см. рис. 4.23), который как бы начинается от тренда автохтонных гранитоидов. Независимо от возможных объяснений, такие отличия можно использовать как дискриминантные признаки разных ассоциаций (Свешников, 2005).

5.3. Некоторые вопросы геодинамики

Появление концепции плитной тектоники стимулировало поиски закономерных связей между проявлениями магматизма, тектоническими структурами и тектоническими режимами. За относительно короткий срок было получено большое количество принципиально новых данных, позволяющих приступить к моделированию многих глобальных и региональных эндогенных процессов с применением математических методов. Соответственно, появилось множество публикаций, рассматривающих проявления магматических процессов в различных

геодинамических обстановках. Следует, однако, помнить, что сама плитная концепция и проистекающие из нее модели и выводы базируются на результатах изучения кайнозойских (практически современных) процессов.

Согласно (Петрография..., 2001), проявления магматизма в кайнозойе связаны со следующими геодинамическими обстановками:

➤ Магматизм на границах литосферных плит:

- магматизм дивергентных границ (границ, где происходит раздвиг плит),
- магматизм конвергентных границ (границ, где происходит сжатие плит).

➤ Внутриплитный магматизм

- магматизм горячих точек,
- магматизм рифтов,
- магматизм океанических островов,
- магматизм подводных плато.

Однако чем дальше мы продвигаемся в геологическое прошлое, тем менее определенными становятся выводы. Когда же речь заходит о докембрии, возникают особенно большие разногласия по вопросу принципиальной возможности проявлений плитной тектоники на этом этапе. Например, В. Гамильтон (1998) полагает, что все характерные породные сочетания фанерозоя – офиолиты, океанические дуги, аккреционные клинья отсутствовали в архее; нет доказательств существования в архее рифтогенеза и перестройки континентальных плит, зеленокаменные пояса не имеют современных аналогов. Вопросы, касающиеся тектонических построений (перестройка континентальных плит в архее и др.) остаются остро дискуссионными. Все большее количество геологов приходят к выводу, что плитная тектоника была не единственным и, возможно, не главным механизмом и что не меньшая (возможно, ведущая) роль принадлежала так называемой плюмтектонике.

Не вдаваясь в полемику по всем этим вопросам, можно отметить, что наиболее общие физические условия в ходе эволюции Земли должны были

проявляться всегда. К таким можно отнести условия преобладания субгоризонтальных напряжений, создававшие линейные структуры растяжения или сжатия и условия преобладания вертикальных напряжений, создававшие изометричные структуры поднятия. В пределах одних и тех же структур условия сжатия могли сменяться растяжением, а поднятия – опусканиями. Возникающим в условиях сжатия и растяжения геологическим структурам посвящена обширная литература, при этом проанализированы не только наборы ассоциаций или формаций (в первую очередь, вулканических), но и поведение рассеянных элементов и изотопные соотношения (серия монографий «Магматические горные породы» и другие). Меньше ясности в выделении магматических образований, возникших вследствие проявлений плюмтектоники. Поэтому ограничимся рассмотрением наиболее общих вопросов, касающихся проявлений изоморфных рядов магматических ассоциаций в перечисленных обстановках:

- магматические образования линейных структур преимущественного сжатия;
- магматические образования линейных структур преимущественного растяжения;
- магматические образования изометричных структур.

Магматические образования линейных структур преимущественного сжатия. В пределах Тихоокеанского сегмента Земли (Пущаровский, 2005) классическими областями проявлений условий сжатия считают области перехода от океана к континентам, при которых возникают островные дуги и вулканоплутонические пояса по периферии континентов. В пределах континентов говорить об условиях сжатия можно, по крайней мере, в трех случаях: 1) после окончания формирования отдельных больших частей фундамента древних платформ (геоблоков) последние «прижимались» одна к другой, образуя единое целое – фундамент платформы; 2) после окончания жизнедеятельности складчатые пояса прижимались (присоединялись) к более древним платформенно-континентальным сооружениям; 3) на границе двух

континентов, если они сжимались между собой, образуя новый суперконтинент.

В условиях островных дуг на океанической коре возникали ассоциации двух изоморфных рядов – толеитового и известково-щелочного. Островодужные базальты (то есть, толеитовая серия в островных дугах) чаще всего представлены гиперстеннормативными породами с относительно высоким содержанием глинозема (больше или равно 16–18 %). Такие базальты называют высокоглиноземистыми (Петрография., 2001, с. 334). Это отличает их от толеитов срединно-океанических хребтов, содержащих около 16% или ниже глинозема. Кроме того, толеиты островных дуг отличаются от толеитов СОХ более низкой щелочностью. Известково-щелочные серии содержат модалный гиперстен и в среднем 17,6% глинозема.

На континентальной коре возникают вулкано-плутонические пояса с ведущей ролью мафическо-салических формаций. Наиболее типичным примером зон столкновения и коллизии континентов считают Альпийско-Гималайский пояс, протягивающийся от Атлантического океана через Средиземное море, Турцию, Кавказ, Иран, Гималаи до Тихого океана и отвечающий в своей западной части границе Евразийского и Африканского континентов, а в восточной – границе Евразийского континента (точнее, Сибирской и Китайской платформ, которые к тому времени образовывали один континент с Восточноевропейской платформой) с Аравийской и Индийской плитами (реликтами Индо-Австралийского континента, которые затем в результате процессов коллизии также вошли в состав Евразийского «суперконтинента»). В пределах Альпийско-Гималайского тектонического пояса известна серия вулканических поясов длиной 200–300 км. Каждый из этих поясов возник независимо от других, но состав магматических продуктов во всех случаях был приблизительно одинаковым: вначале возникали андезит-дацит-риолитовые (известково-щелочные или мафическо-салические) вулканические серии, которые могли сопровождаться небольшим количеством базальтов, а позже – шошонит-латитовые серии,

завершавшиеся в ряде случаев риолитами. Важной особенностью Альпийско-Гималайского пояса считают появление близко одновременных с процессами коллизии массивов гранитов. В гималайской части пояса они представлены телами двуслюдяных, реже биотитовых гранитов с гранатом, турмалином, апатитом, а также сопутствующих им мусковитовых пегматитов. Эти массивы не имеют генетической связи с вулканитами, но рассматриваются как связанные с теми же процессами коллизии. В западной части пояса наряду с гранитами присутствуют породы более основного состава, вплоть до габброноритов. Приводимые в литературе данные позволяют достаточно уверенно судить о появлении в связи с коллизионными процессами представителей гранитового, двуслюдяного гранитоидного и габброноритового изоморфных рядов.

Практически тот же набор ассоциаций проявлен в участках сжатия раннедокембрийских геоблоков, проявлявшегося в ходе формирования фундамента древних платформ (например, в области сочленения Алданского щита и Байкальской складчатой области – падринская серия + витимский мафическо-салический и таллаинский габброноритовый комплексы; в области сочленения Украинского щита и Белорусско-Прибалтийского геоблока).

Магматические образования линейных структур преимущественного растяжения. Общеизвестным примером таких структур являются рифты. Для них характерна последовательность: толеитовая – субщелочная базальтоидная – щелочная базальтоидная ассоциации. При этом средний состав толеитовых ассоциаций отличается от составов толеитов СОХ и островных дуг заметно более высокой щелочностью и несколько более низкой глиноземистостью.

Во многих случаях в областях сжатия на заключительных этапах возникают локальные условия растяжения, которые в крайнем случае могут приводить к образованию небольших рифтовых структур. Это явление называют релаксацией, вероятно, оно связано с тем, что предыдущее сжатие

имело «избыточный» характер и массам горных пород, для того чтобы прийти в состояние гравитационного равновесия, необходимо “снять” избыточное сжатие. При релаксации в осевых частях зон сжатия возникают наложенные депрессии, может проявляться субщелочной базальтоидный вулканизм и щелочногабброидные интрузии. При наиболее интенсивных проявлениях релаксации возникают щелочные ассоциации, примером которых считают вулкан Везувий в Средиземноморском звене Средиземноморско-Гималайского пояса межконтинентальной коллизии. Здесь изливались щелочные ультракалиевые базальты, которые выделяют в отдельную Римскую щелочную вулканическую провинцию. В пределах того же пояса в подобных условиях возникли щелочные вулканы в Анатолии (Турция).

Сопоставление магматизма зон сжатия и растяжения показывает, что петрохимические особенности и типовая принадлежность устойчивых ассоциаций тесно связаны с геодинамическими условиями их возникновения.

В областях сжатия:

- ✓ В тех случаях, когда появляются габброидные и (или) гранитоидные ассоциации, они соответствуют наиболее высокоглиноземистым членам систематизационных последовательностей ортомагматических и салических изоморфных рядов.
- ✓ Толеитовые ассоциации могут присутствовать в разных обстановках и для условий сжатия они мало характерны (здесь они, в основном, развиты в островных дугах), но в случае появления также отличаются повышенной глиноземистостью.
- ✓ Характерно появление в вулканических ассоциациях нормативного (толеитовые ассоциации) или модалного (известково-щелочные ассоциации) ортопироксена. Это может быть объяснено экспериментальными данными, показавшими, что при повышении давления в основных расплавах часть алюминия входит в состав ортопироксена (Йодер, Тилли, 1965, с. 96).

В областях растяжения:

- ✓ Всегда присутствуют субщелочные и щелочные формации
- ✓ Толеитовые формации являются «нейтральными»; они могут участвовать в разных парагенезисах, но особенности их химического состава будут отличаться. В ассоциациях с другими формациями повышенной щелочности (в условиях растяжения) толеитовые формации также обладают повышенным количеством щелочей.

Сопоставление наборов ассоциаций, возникших в обстановках сжатия и растяжения приводит к заключению о существовании в природе разрешенных и запрещенных парагенезисов (сочетаний) различных устойчивых магматических ассоциаций:

- | |
|---|
| <ul style="list-style-type: none">✓ В систематизационной последовательности ортомагматических ассоциаций запрещенным является парагенезис габброноритовых и щелочно-базальтоидных ассоциаций, то есть, высокоглиноземистых и высокощелочных. Толеитовые ассоциации являются «нейтральными», они могут возникать в разных условиях, но последние накладывают отпечаток на петрогеохимические особенности толеитовых ассоциаций✓ В систематизационной последовательности салических ассоциаций запрещенным является парагенезис двуслюдяных и щелочногранитоидных ассоциаций, то есть также высокоглиноземистых и щелочных. Гранитовые ассоциации являются «нейтральными», они могут возникать в разных обстановках.✓ Высокоглиноземистые и щелочные ассоциации возникают в условиях разных флюидных режимов, соответственно, водородного и углеродно-водородного; поэтому сочетания их в ходе одного тектоно-магматического этапа не могут возникать (такие сочетания представляют собой запрещенные парагенезисы).✓ Из сказанного следует, что флюидные режимы должны быть тесно связаны с геодинамическими условиями сжатия и расширения. Можно |
|---|

предположить, что водород, обладающий наименьшим ионным радиусом, должен обладать наибольшей проникающей способностью, поэтому он с одинаковой легкостью может мигрировать в зонах как растяжения, так и сжатия. Углерод, имеющий значительно больший радиус, легко проникает в области растяжения и с трудом в области сжатия.

Магматические образования изометричных структур. В последнее время все большее распространение получают модели, связывающие проявления магматизма с действием плюмов. Геологическими критериями проявлений плюмов считают возникновение обширных поднятий геоида высотой в первые десятки метров, проявления базальтового магматизма на больших площадях, существование радиально расходящихся роев даек. На поверхности плюмам отвечают так называемые горячие точки, но не все точки связаны с плюмами (Структурная геология, 1991). Полагают, что плюмы стимулируют расколы континентов, возникновение так называемых тройных рифтовых сочленений (характерный пример такого сочленения: рифты Африки – Красное море – Аденский залив). Среди приводимых в литературе описаний одним из наиболее убедительных выглядит пример, согласно которому в современном Атлантическом океане в области предполагаемого бывшего сочленения Североамериканского, Южно-Американского и Африканского континентов существовал некий центр, от которого радиально расходятся наблюдаемые на перечисленных континентах дайковые пояса диабазов (Ernst, Buchan, 2002). Общеизвестным примером плюма считают магматические образования острова Исландия. Есть достаточно оснований связывать с плюмом карельский магматизм Балтийского щита.

Разные исследователи приводят различные петрогеохимические и (или) изотопные данные, указывающие, по их мнению, на действие плюмов в том или ином конкретном случае. Так, высказываются мнения о железо-титанистом характере связанных с плюмами базальтов (Петрография., 2001, с. 363), о высокой величине отношения $^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$ (Schiano, 2003), об

аномальной величине соотношения La / Sm (Abelson, Agnon, 2001) и другие. Однако надежных отличительных признаков производных таких структур пока не существует. Неясны также отличительные признаки плюмов разной глубины заложения.

Таким образом, сам факт существования плюмов признан большинством исследователей (считают, что это подтверждено сейсмической томографией), но однозначно не доказан, а отличительные признаки их производных неясны. На сегодняшний день, пожалуй, наиболее надежным признаком может служить изометричная форма и крупные размеры магматических ареалов (площадей распространения).

5.4. Проблемы металлогенического прогноза

Вопросам металлогенического прогноза и потенциальной рудоносности магматических ассоциаций посвящено большое количество обобщений; эти вопросы изучают в разделах курса «Полезные ископаемые» и рассмотрение их выходит за рамки задач данного учебного пособия. Поэтому здесь ограничимся рассмотрением лишь некоторых примеров потенциальной металлоносности магматических ассоциаций в зависимости от их петрохимических особенностей и систематизационного положения в изоморфных рядах. Напомним, что каждый ряд представляет собой систематизационную последовательность видов парагенезисов от относительно высокотемпературных (с низкими содержаниями кремнезема) до относительно низкотемпературных (с более высокими содержаниями кремнезема).

Рудопроявления *хрома* могут быть встречены в любых представителях гарцбургитового и клинопироксенитового рядов (табл. 5.5), а также в перидотит-габброноритовых парагенезисах габброноритового ряда (то есть в наиболее высокотемпературной части последнего).

Таблица 5.5

Примеры рудоносных ультрамафит-мафических парагенезисов

Ряды	Парагенезисы	Массивы	Регионы	Рудообразующие элементы
Ортопироксенитовый	Дунит-гарцбургитовый	Ключевской	Урал	Cr
		Парамский	Байкальская скл. обл.	Cr
		Рай-Из	Урал	Cr
		Ишкининский	Урал	Cu, Co
		Улан-Сарьдагский	Саяны	Cu
		Кемпирсайский	Урал	Cr
	Гарцбургит-лерцолитовый	Южный Крака	Урал	Cr
		Маяри-Баракоа	Куба	Cr
		Верблюжьегорский	Урал	Cr
Клино пирок	Дунит-верлитовый	Аккермановский	Урал	Cr
	Дунит-пироксенитовый	Хабарнинский	Урал	Cr, Cu, Ni, Co
	Габбро-верлитовый	Массивы Печенги	Балт. щит	Cr, Fe, Cu, Ni, Ti
Габброноритовый	Перидотит-габброноритовый	Бушвельд	Африка	Cr, Fe, Ni, Cu, Pt
	Троктолит-габброноритовый	Кервен	Гренландия	Fe, Ti
		Довыренский	Байкал. Обл.	Cu, Ni
		Нижне-Мамонский	Воронеж. Крист. м-в	Cu, Ni
	Оливингабброноритовый	Якутский	Байкал. Обл.	Fe, Ti
	Габброноритовый	Кумбинский	Урал	Fe, Ti
		Капалагулу	Танзания	Cu, Ni
		Железняковский	Укр. щит	Ni
	Габбронорит-габбровый	Чинейский	Алдан. щит	Fe, Ti, Cu
		Булкинский	Алтае-Саян. Обл.	Fe, Ti
		Массивы Беларуси		Fe, Ti
	Габбронорит-диоритовый	Канатикский	Саяны	Fe, Ti
		Садбери	Канада	Cu, Ni
		М-вы «Еланского» типа	Воронеж. м-в	Cu, Ni, Co
Толеитовый	Троктолит-габбровый	Киглапейт	Канада	Fe, Ti
		Дулут	США	Fe, Ti, Cu, Ni
		Седова Заимка	Зап. Сибирь	Cu, Ni
	Оливингаббровый	Осередок	Саяны	Fe, Ti
		Скергаард	Гренландия	Fe, Ti, Cu
		Кейп-Эдвард-Холм	Гренландия	Cu, Ni
	Габбро-долеритовый	Норильский к-с	Сибирь	Cu, Ni, Cr, Pt
		Инсизва	Африка	Cu, Ni
		Прутовский	Укр. щит	Ni, Cu

Поведение *железа* прямо противоположно поведению *хрома*. Рудопроявления его известны во всех парагенезисах габброноритового и большинстве парагенезисов толеитового рядов (кроме низкотемпературной части последнего) и как исключение могут быть встречены в наиболее низкотемпературных парагенезисах лерцолитового и клинопироксенитового рядов.

Поведение *титана* близко к поведению *железа*. Рудопроявления его известны почти во всех парагенезисах габброноритового ряда и лишь в высокотемпературной части толеитового ряда. Титан совершенно не характерен для лерцолитового ряда и может образовывать рудопроявления в наиболее низкотемпературной части клинопироксенитового.

Рудопроявления *меди* и *никеля* могут быть встречены в любом парагенезисе габброноритового и толеитового рядов, в низкотемпературной части клинопироксенитового ряда, но частота встречаемости их внутри рядов неравномерная.

Сравнивая рудоносность ультрамафит-мафических изоморфных рядов, можно сказать, что наиболее широкий в качественном отношении набор рудопоявлений характерен для высокотемпературных частей лерцолитового и толеитового и низкотемпературной части клинопироксенитового ряда. Любопытной особенностью расслоенных ортомагматических массивов является частое присутствие так называемых рифов – относительно маломощных горизонтов или расслоенных серий, сложенных более высокотемпературными минеральными парагенезисами по сравнению с вмещающими частями разрезов массивов и как бы выпадающими из общей эволюционной последовательности изменения пород снизу вверх по разрезу массивов. Впервые такое явление было установлено для Бушвельдского массива (упоминавшийся выше риф Меренского), но затем такие рифы были обнаружены во многих массивах. Очень часто они сопровождаются хромитовым и платиновым оруденением. Предполагают, что возникновение

их было связано с внедрением в застывающую магматическую камеру дополнительных порций более разогретого расплава (Шарков, 2006). Возможно, именно этим объясняется появление нехарактерных для толеитового ряда повышенных концентраций элементов платиновой группы.

Разными исследователями отмечалась зависимость потенциальной алмазоносности кимберлитов и лампроитов от их петрохимических особенностей. Наиболее перспективны в этом отношении кимберлиты, обладающие минимальной железистостью и максимальным отношением магния к кальцию (см. рис. 4.17). Среди лампроитов наиболее перспективны разности с высокой величиной отношения магния к железу. Как видно из рисунка 4.17, наиболее алмазоносные кимберлиты и лампроиты по соотношениям железа, магния и кальция весьма сходны между собой.

В пределах Украинского щита широко развиты массивы граносиенитового изоморфного ряда, принадлежащие к разным типам парагенезисов. Здесь могут быть выделены сиенит-кварцсиенитовый (Южно-Кальчикский массив), граносиенитовый (Кальмиусский и Коростеньский массивы), граносиенит-гранитовый (Октябрьский и Корсунь-Новомиргородский массивы), субщелочной гранитовый (Каменномогильский и Новоянисольский массивы) парагенезисы. В этом ряду парагенезисов от более основных к более кислым последовательно возрастает количество фтора (от 700 до 4500 г/т), лития (10–200 г/т), рубидия (100–700 г/т), ниобия (10–230 г/т).

С массивами граносиенитового ряда в том же регионе ассоциируют тела щелочно-гранитоидного ряда. В них в западном направлении последовательно возрастает количество кремнезема и уменьшается количество натрия. Количество калия остается примерно постоянным, но, за счет уменьшения количества натрия, коэффициент калиевости возрастает. Соответственно, здесь в западном направлении происходит смена нефелинсиенит-щелочносиенитового парагенезиса (Октябрьский массив) щелочносиенит-граносиенитовым (тела в составе Корсунь-

Новомиргородского плутона) и затем щелочнограносиенит-гранитовым (Ястребецкий массив северо-западной части Украинского щита). Параллельно этому происходит замена ниобий-циркониевой минерализации циркон-ниобиевой минерализацией, а молибденитовая минерализация сменяется молибденит-касситеритовой. Повышенные содержания ниобия (и тантала) отмечаются в наиболее кислых представителях щелочно-гранитоидного ряда и в других регионах (например, Катугинский массив Восточной Сибири).

Зависимость проявлений касситеритовой или молибденитовой минерализации от коэффициента калиености отмечается и для представителей гранитового изоморфного ряда, связанных с автономной активизацией в Восточной Сибири (табл. 5.6).

Таблица 5.6

*Рудоносность гранитовых ассоциаций этапа активизации
Восточной Сибири*

	Ассоциации <i>Na</i> подтипа (чукчудинский, кыджимитский комплексы)	Ассоциации <i>K</i> подтипа (кукульбейский, харалгинский комплексы)
Главные члены	Биотитовые граниты	Биотитовые граниты
Второстепенные члены	Лейкограниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, аплиты, пегматиты	Лейкограниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, аплиты, пегматиты
Химизм	$K_2O + Na_2O = 8 - 8,2\%$, $Na / K = 1,5 - 2,0$	$K_2O + Na_2O = 7,8 - 8,0\%$, $Na / K = 1,2 - 1,5$
Постмагм изменения	<i>Na</i> метасоматоз, грейзенизация, окварцевание, флюоритизация	<i>K</i> метасоматоз, грейзенизация, окварцевание, флюоритизация, турмалинизация
Рудные формации	Молибденит-вольфрамитовая, молибденит-кварцевая	Кварц-касситеритовая, касситерит-вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-сульфидно-кварцевая

Следует отчетливо представлять, что петрохимические особенности магматических тел являются лишь одним из многих факторов, влияющих на действительную рудоносность магматических тел. Для каждого из названных выше парагенезисов можно привести значительное количество примеров

безрудных ассоциаций. Тем не менее, выяснение принадлежности изучаемых магматических образований к тому или иному типу устойчивых ассоциаций и установление систематизационного положения последнего в изоморфном ряду позволяет более целенаправленно вести работы по металлогеническому прогнозированию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История различных отраслей естествознания показывает, что все они проходили сходные этапы развития. Наиболее существенные достижения были связаны: а) с выделением природных тел, рассматриваемых как элементарные или неделимые на данном уровне исследования, и б) с выявлением гомологичных рядов таких тел. Понятия «неделимых природных тел» (атомов, минералов, пород, породных парагенезисов) и гомологичных рядов, наряду с понятием симметрии, принадлежат к числу фундаментальных, на которых базируется все естествознание. Частным случаем гомологии являются изоморфизм, полиморфизм, псевдоморфизм, а симметрии – периодичность повторения признаков в гомоморфных (подобных) между собой гомологичных рядах. Использование этих понятий все чаще носит не только теоретический характер, но и выступает в качестве основы прикладных исследований. Например, в биологии в настоящее время широко применяют метод гомологического моделирования, используемый для предсказания структур протеинов (Modi et al, 1996).

В геологии все многообразие природных тел также может быть сведено к вариациям ограниченного числа гомологичных рядов сочетаний горных пород. Исследователи и раньше выделяли «естественные серии горных пород», «группы изоморфных формаций», латерально заменяющих друг друга. Однако, критерии выделения неделимых на данном уровне исследований тел, которые могут служить основой для всех дальнейших построений, разработаны недостаточно. Вследствие этого за основу в разных случаях принимают породные сочетания различных уровней сложности, что, собственно, служит главным камнем преткновения при дальнейших исследованиях в этом направлении и главной причиной потери интереса к изучению так называемых геологических формаций. Употребленный нами прием – выделение на количественной основе устойчиво повторяющихся в пространстве и времени породных сочетаний (парагенезисов разных видов) и латеральных рядов таких парагенезисов (устойчивых магматических

ассоциаций) позволяет более однозначно определять объемы тел, принадлежащих к одному уровню, и, соответственно, уточнить их отличительные признаки, возможные пределы и закономерности изменчивости сочетаний магматических горных пород.

Явление изменчивости составов разных формаций также отмечалось ранее. Автору, однако, не известны работы, где гомологичные ряды парагенезисов рассматривались бы целенаправленно и где рассматривался бы параллелизм таких рядов, выражающийся в том, что определенным видам парагенезисов по ряду признаков могут быть поставлены в соответствие парагенезисы иного состава. Представляется, что это последнее явление обнаружено впервые. К числу наиболее интересных результатов, полученных при таком подходе, мы относим:

- ✓ выявление трех главных трендов дифференциации ортомагматических ультрамафит-мафических ассоциаций;
- ✓ установление периодичности в изменении признаков салических ассоциаций;
- ✓ установление параллелизма в изменчивости ряда признаков от высокоглиноземистых до щелочных ультрамафит-мафических и салических ассоциаций;
- ✓ выявление ряда не известных ранее количественных отличительных признаков различных магматических ассоциаций. Количественные соотношения породообразующих окислов позволяют уточнять принадлежность ассоциаций к гомологичным рядам, а количественные соотношения породообразующих минералов и сложенных ими пород определяют положение ассоциаций внутри гомологичных рядов. Все такие признаки приведены в более наглядной графической или табличной форме, но в принципе отличия между всеми рядами могут быть представлены в виде математических формул.

Главным направлением исследований сейчас является одна из сформулированных Н. Боуэном проблем – поиск объяснений разнообразия

пород, возникших при дифференциации расплавов одного или подобного состава. В данном учебном пособии основной упор сделан на рассмотрение второй из сформулированных Боуэном проблем – отличия между породными сочетаниями, возникшими из разных источников (в том числе из исходных расплавов различного состава).

Преобладающее большинство современных работ по магматизму посвящено либо разработке новых генетических моделей либо базируется на уже известных. Однако, современное естествознание знает два подхода к объяснению наблюдаемых фактов – причинный (генетический) и структурный, сводящийся к выявлению зависимостей между переменными величинами (две величины между собой связаны таким образом, что изменение одной из них вызывает вполне определенные изменения другой величины). Генетические объяснения одних и тех же фактов могут быть различны и постоянно меняются по мере получения новых данных или возникновения новых теоретических концепций. Поэтому в данной работе генетические объяснения сведены к минимуму и основное внимание уделено поискам не отмечавшихся ранее структурных взаимосвязей и отличий между явлениями на количественной основе.

Естественно, что все возникающие вопросы не могли быть в одинаковой степени разработаны. В частности, особые сложности возникают при поисках отличительных признаков мафического-салических ассоциаций, обладающих конвергентностью признаков с наиболее кислыми мафическими и наиболее основными салическими ассоциациями. Ряд проблем пока можно лишь наметить, разработка их остается делом будущего.

Рассмотрение магматических породных сочетаний закончим словами выдающегося индийского философа Свами Вивикенанды: «Цель и задача всех наук заключается в отыскании единства. Единого, из которого производится многообразие, того Одного, что существует в виде множеств» (цитируется по Иностранная литература, 1991, № 9).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. – М.: Наука, 1985. – 221 с.
2. *Батиева И.Д.* с соавт. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. – Л.: Наука, 1978. – 264 с.
3. *Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. – М.: Наука, 1987. – 259 с.
4. *Брюн Д.Н.* Поверхностные волны и строение коры – Земная кора и верхняя мантия. – М.: Мир, 1972. – С.185–198.
5. *Велинский В.В.* О принципе гомологии в минералогии и петрологии // Методологические исследования в геологии и геофизике. – Новосибирск, Наука, 1986. – С. 33 – 54.
6. *Вернадский В.И.* Избранные сочинения. Том IV. Кн. I. – Москва, изд. АН СССР, 1959. – 624 с.
7. Геодинамические исследования при геологической съемке / В.Н. Зелепугин, В.Ф. Николаев, В.Д. Вознесенский и др. – Санкт-Петербург, изд. Комитета по геол. и охране недр, 1992. – 134 с.
8. Геологический словарь. – М., 1973. – Т. 1,2.
9. Главнейшие провинции и формации щелочных пород / Отв. ред Л.С. Бородин. – М.: Наука, 1974. – 375 с.
10. *Грачев А.Я.* Мантийные плюмы // Проблемы глобальной геодинамики. – М., ГЕОС, 2000. – С. 69–103
11. *Даценко В.М.* Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1984. – 120 с.
12. *Деменицкая Р.М.* Кора и мантия Земли. – М.: Недра, 1957. – 280 с.
13. *Добрецов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. – М., 1981. – 236 с.

14. *Добрецов Н.П.* Введение в глобальную петрологию. – Новосибирск: Наука, 1980. – 199 с.
15. *Ермаков В.А., Петров В.С., Гусаков Н.Р.* Четвертичные габро-анортозиты в эффузивном залегании на Камчатке // Изв. АН СССР. Серия геологическая. – 1975. – № 11. – С. 59–63.
16. *Забродин В.Ю.* Полиморфизм, изоморфизм и изомерия геологических объектов // Системные исследования в геологии. – Владивосток, 1979. – С. 3 – 10.
17. *Ильенок С.С.* Древнейший габро-диоритовый комплекс восточной части Кузнецкого Алатау // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. – М.: Наука, 1965. – С. 24–44.
18. *Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. – М.: Мир, 1965. – 224 с.
19. *Кирилюк В.П., Лысак А.М., Свешников К.И.* Породные ассоциации и петроструктурные формационные группы докембрия щитов // Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. – Львов, 1981. – С. 13–22.
20. *Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р. Дж.* Интерпретация изверженных горных пород. – М.: Недра, 1982. – 414 с.
21. *Коптев-Дворников В.С.* К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1962. – № 4. – С. 63 – 80.
22. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 386 с.
23. *Лазаренков В.Г.* Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. – Л.: Недра, 1988. – 236 с.
24. *Ленников А.М.* Анортозиты Джугджура и ассоциирующие породы // Анортозиты СССР. – М., 1974. – С. 100 – 112.

25. *Лисицын О.И., Пятов О.И., Александровский Ю.С.* Дифференцированные габброиды восточной части Хамсаринской зоны (северо-восточная Тува) // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. – Новосибирск, 1979. – С. 96–117.
26. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. – М.: Недра, 1980. – 246 с.
27. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. / Отв. Ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. – М.: Наука, 1988. – 508 с.
28. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Отв. Редактор В.И. Коваленко. – М.: Наука, 1987. – 438 с.
29. Магматические горные породы. Основные породы / Отв. редактор Е.В. Шарков. – М.: Наука, 1985. – 486 с.
30. Магматические горные породы. Кислые и средние породы. – М.: Наука, 1987. – 373 с.
31. Магматические горные породы. Щелочные породы. / Отв. Ред. В.А. Кононова. – М.: Наука, 1984. – 415 с.
32. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Т. 2. / Гл. ред. К.А. Шуркин. – М.: Недра, 1980. – 283 с.
33. Магматические формации СССР. Т. 1 / В.Л. Масайтис и др. – Л.: Недра, 1979. – 319 с.
34. Магматические формации СССР. Т. 2. / В.Л. Масайтис и др. – Л.; Недра, 1979. – 279 с.
35. *Маракушев А.А.* Петрография. Т. 1. – М.: Изд. Моск. Универ-та, 1976. – 382 с.
36. *Маракушев А.А.* Петрология. – М.: Изд. Моск. Универ-та, 1988.
37. *Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А.* Парагенезисы магматических формаций и тектонические режимы // Петрология. МГЕК. XXVI сессия. Докл. Сов. Геологов. – М.: Наука, 1980. – С. 13–20.
38. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. – М.: Мир, 1971. – 327 с.

39. *Миронюк Е.П.* Нижнепроторозойские магматические и ультраметагенные образования ..Геология СССР. Т.42. Южная Якутия. – М., 1972. – С. 296-305.
40. Объяснительная записка к карте геологических формаций докембрия Украинского щита. М-б: 1: 500000. / Гл. ред. Лазько Е.М. / Лысак А.М., Кирилук В.П., Свешников К.И. и др. – Киев, 1991.
41. *Павленкова Н.И.* Реологическая расслоенность земной коры и верхней мантии по геофизическим данным // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2 – М.: ГЕОС, 2005. – С. 61 – 65.
42. *Перчук М.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенезиса.– М.:Наука, 1973. – 318 с.
43. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / Ред. В.С. Попов, О.А. Богатилов. – М.: Логос, 2001. – 763 с.
44. *Пушаровский Ю.М.* Избранные труды. Тектоника Земли. Т.1. –М.: Наука, 2005. – 346 с.
45. *Рингвуд А.Э.* Состав и петрология мантии Земли. – М.: Недра, 1981. – 584 с.
46. *Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р.* Петрографический состав верхней мантии // Петрология верхней мантии. – М.: Мир, 1968. – С. 272-277.
47. *Ритсема А.Р.* Сейсмология и исследования верхней мантии. / Земная кора и верхняя мантия. – М.: Мир, 1972. – С.87–93.
48. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). – Петрозаводск, 2005. – 357 с.

49. *Свешников К.И.* Формационная принадлежность metabазитов и метаультрабазитов, связанных с чарской серией архея (Восточная Сибирь). // Геология и геофизика. – 1982. – № 3. – С. 110–114.
50. *Свешников К.И.* Корреляция и тектоническое положение щелочных пород Северного Прибайкалья – Алданского нагорья. // Геология и геофизика. – 1977. – № 3. – С. 32–45.
51. *Свешников К.И.* Формационная принадлежность массивов порфировидных полосчатых гранитоидов. // Известия АН СССР. Сер. геолог. – 1985. – № 6. – С. 15–24.
52. *Свешников К.И., Безверхний М.П.* Относительная глиноземистость – новый петрохимический параметр. (укр.) // Мінералогічний збірник. – Львів: вид. Світ. – 1994. – № 47. – Вип. 1. – С. 90–93.
53. *Свешников К.И.* Проблемы расчленения и систематики гранитоидных образований (на примере Украинского щита) // Вестник Львовского университета. Серия геологическая. – Львов, изд. Львовского университета. – 2005. – Вып. 19. – С. 75–89.
54. *Свешников К.И.* Ультрамафит-мафические формации Украинского щита, геологическое положение и отличительные признаки. // Минералогический журнал. – 2006. – № 3. – С. 50–60.
55. *Свешников К.И.* Перидотит-пироксенит-норитовый комплекс правобережья р.Витим. // Известия АН СССР. Сер. геолог. – 1982. – №8. – С. 33–42.
56. Структурная геология и тектоника плит. В 3-х томах. / К.К. Сейферт и др. – М.: Мир, 1991.
57. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. – М.: ИН ЛИТ, 1961. – 590 с.
58. *Урманцев Ю.А.* Поли – изоморфизм в живой и неживой природе // Вопросы философии. – 1968. – № 12. – С. 77 – 88.
59. *Филоненко В.П., Гейко Ю.В., Орлова М.П., Орлов Д.М.* Рациональный способ сравнительной диагностики магматических горных пород при

- оценке их сходства с лампроитами и кимберлитами // Геологический журнал. – 1993. – № 8. – С. 119 – 128.
60. Флюидный режим земной коры и верхней мантии / Ф.А. Летников и др. – М.: Наука, 1977. – 216 с.
61. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. – М.: Мир. – 1989.
62. Формационный анализ нижнедокембрийских комплексов Украинского щита в ходе проведения геологосъемочных пород (укр.). / Бобров А.Б., Лысак А.М., Свешников К.И. и другие. – Киев: изд. гос. геол. службы Украины. – 2006. – 164 с.
63. *Фролов А.А., Латын А.В., Толстов А.В.* с соавт. Карбонатиты и кимберлиты. – М.: НИИ – Природа, 2005. – 540 с.
64. *Хьюджес Ч.* Петрология изверженных пород. – М.: Недра, 1988. – 320 с.
65. *Четвериков С.Д.* Руководство к петрохимическим пересчетам. – М.: изд. лит-ры по геол. и охране недр. – 1956. – 245 с.
66. *Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузий и связанного с ними оруденения. – М., Научный мир, 2006. – 368 с.
67. *Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В.* Физико-химическая петрология изверженных пород. – Л.: Недра, 1983. – 271 с.
68. *Abelson M., Agnon A.* Hotspot activity and plume pulses recorded by geometry of spreading axes // *Earth and Planetary Science Letters*. 189 (2001). – P. 31–47.
69. *Barbarin B.* A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. – *Lithos*, 1999, vol. 46. – P. 605–626.
70. *Carlson S.W.* Isotopic inferences on the chemical structure of the mantle // *Journal Geodynamics*. – Vol. 20, N 4, 1995. – P.365-386.
71. *Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // *Pacific. Geol.* – 1974, № 8. – P.173 – 174.
72. *Chesley J., Richter K., Ruiz J.* Large-scale mantle metasomatism: a Re-Os perspective // *Earth and Planetary Science Letters*. – 219 (2004). – 49 – 60 p.

73. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // *Journal of Geodynamics*. –34 (2002). – P. 309 – 342.
74. *Frost B.R. et al.* A Geochemical Classification for Granitic Rocks // *Journal of Petrology*. – 2001. –Vol. 42, N 11. – P. 2033 – 2048.
75. *Glossary of Geology*. Third edition/ Edit. by R.L.Bates and J.A.Jackson. – Alexandria, Virginia. – 1995.
76. *Hamilton W.B.* Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // *Precambrian Research*. – 91 (1998). – P. 143–179.
77. *Kerrick R., Wyman D., Fan J., Blecker W.* Boninite series: low Ti-tholeiite associations from the 2,7 Ga Abitibi greenstone belt // *Earth and Planetary Science Letters*. – 164 (1998). – P. 302–316.
78. *Martin H.* Adacitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos* 46 (1999). – P. 411–429.
79. *Modi et al.* 1996, *Nature, Struct. Biol.*, 3. – P. 414–417.
80. *Morgan W.J.* Convection plumes in the Lower Mantle // *Nature*. 1971. V. 230. – P. 42–45.
81. Processes and consequences of deep subduction: introduction // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 127 (2001). – P. 1 – 7.
82. *Rollinson H.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. –Longman, 1993. – 352 p.
83. *Schiano P.* Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals// *Earth Science Reviews*. – 63, (2003). – P. 121–144.
84. *Strahler A.N.* Plate tectonics. –Geo Boors Publishing Cambridge Massachusetts. 1998. – 554 p.
85. *Vigneresse J.L.* Should felsic magmas be considered as tectonic objects, just like faults or folds? // *J. of Structural Geology*. 1999, vol. 21. – P. 1125–1130.
86. *Wyllie P.J.* Experimental petrology of Upper Mantle Materials, processes and products // *Geodynamics*. – 1995. Vol. 20, N 4. – P. 429–468.

ОПИСАНИЕ КУРСА И ПРОГРАММА

Описание курса

Магистерский курс «Устойчивые сочетания магматических горных пород (типизация, отличительные количественные признаки, вопросы металлогенического прогноза на количественной основе)» относится к естественнонаучному циклу и *предназначен* для магистров и аспирантов специализирующихся в направлении «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых», а также широкого круга специалистов в области региональной и магматической геологии, петрологии магматических образований, металлогенического прогноза. Данный курс является продолжением освоенного студентами при обучении в бакалавриате курса «Петрография магматических горных пород» и исходит из того, что слушатели обладают соответствующей базовой подготовкой.

Опорные дисциплины, знание основных положений которых является необходимым при освоении предлагаемого курса – «Петрография магматических пород», «Минералогия» и разделы «Общей геологии», касающиеся глубинного строения Земли).

Параллельные дисциплины, с которыми тесно связан курс «Устойчивые сочетания магматических горных пород» - «Тектоника» и «Основы физико-химической петрологии».

Последующие дисциплины – ряд разделов общетеоретических курсов, касающихся магматических пород и процессов магмообразования: «Поиски месторождений магматогенных месторождений» (раздел курса «Месторождения полезных ископаемых», «Магматогенные структуры» (раздел курса «Геотектоника»), «Петрология магматических процессов» (раздел курсов «Основы физико-химической петрологии» или «Петрология»).

Цель преподавания курса – обобщить и систематизировать имеющиеся разрозненные данные о различных видах подразделений магматических образований (сочетаний магматических пород), сформировать у обучающихся системное представление о видах, соотношениях, характерных особенностях разных подразделений.

Задачи курса:

- Создать у обучающихся необходимый объем знаний об устойчивых сочетаниях (парагенезисах) магматических горных пород как основе изучения и анализа любых магматических подразделений;
- Сформировать у обучающихся представление о ситуационных и фундаментальных устойчивых породных сочетаниях и систематике последних на количественной основе;
- Овладение учащимися основами методики формационного анализа кристаллических образований на структурно-вещественной (количественной) основе;
- Создание у обучающихся системы представлений об общих проблемах, возникающих при изучении сочетаний магматических пород, и возможностях применения полученных результатов при изучении магматических процессов, решении некоторых общих петрологических проблем, а также практических задач в области металлогенического прогноза.

Ожидаемые результаты введения курса.

Успешное изучение курса позволит обучающимся:

- Получить представление о состоянии вопроса, понятийно-терминологической базе и проблемах, возникающих при изучении магматических подразделений на мировом уровне;
- Понимать различия между разными видами и основы систематики выделяемых подразделений;

- Овладеть основами формационного анализа кристаллических образований;
- Уметь использовать полученные знания при решении задач типизации магматических тел, металлогенического прогноза и тектонического районирования.

УМК «Устойчивые сочетания магматических горных пород» содержит как теоретические, так и практические аспекты и *должен быть обязательной составляющей* при изучении лекционного курса «Проблемы петрологии магматических и метаморфических комплексов» магистрами, специализирующимися в области «Геологии и разведки месторождений полезных ископаемых». Данный УМК может быть также курсом по выбору для магистров других геологических специальностей и читаться как отдельный предмет на курсах повышения квалификации специалистов по составлению геологических и геолого-формационных карт разного масштаба.

Инновационность курса обусловлена его содержанием. УМК базируется на разработанной автором оригинальной систематике формаций на количественной основе и обобщении научных публикаций по другим затронутым проблемам. Учебных пособий охватывающих весь круг перечисленных вопросов, в мире не существует, и предлагаемая разработка является первой попыткой создания учебника по магматической геологии.

Автор курса – **Свешников Кирилл Игоревич**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, профессор кафедры месторождений полезных ископаемых и их разведки Российского университета дружбы народов (РУДН).

Структура курса.

Курс состоит из одной вводной лекции и 5-и крупных тем (модулей), каждая из которых раскрывается в нескольких лекциях. По каждой теме

предусматривается самостоятельная работа в виде составления рефератов с дальнейшим обсуждением их на очных или виртуальных семинарских занятиях. Суммарное количество лекций – 18.

Перечень изучаемых тем приведен в таблице.

Модули	Общие темы/ темы лекций и семинарских занятий		Кол-во часов
Вводная лекция	Цели и задачи курса, история исследований, состояние вопроса		2
Модуль 1	<i>Тема - Вопросы строения и динамики Земли применительно к изучению магматических образований</i>	Суммарное кол-во часов	6
	Занятие - Строение Земли и ее оболочек		2
	Занятие - Вопросы динамики Земли		2
	Семинар. Роль магматических образований и строение Земли.		2
Модуль 2	<i>Тема – Магматические тела, вопросы образования и типизации слагающих их породных сочетаний</i>	Кол-во часов	14
	Занятие - Терминология и систематика магматических тел		2
	Занятие - Процессы образования магматических тел		4
	Занятие - Виды сочетаний магматических горных пород		4
	Занятие - Общепризнанные сочетания магматических пород		2
	Семинар. Вопросы типизации магматических тел и породных сочетаний		2
Модуль 3	<i>Тема – Формационный анализ как основа изучения устойчивых сочетаний магматических пород</i>		14
	Занятие - Вопросы теории и практики выделения конкретных формаций		4
	Занятие - Автохтонные и параавтохтонные магматические формации		2
	Занятие - Семейство ультрамафит-мафических формаций		2
	Занятие - Семейство мафическо-салических формаций		2

	Занятие - Семейство салических аллохтонных формаций	2
	Семинар. Систематика и отличительные признаки формаций разной типовой принадлежности	2
	Семинар. Теория и практика формационного анализа	2
Модуль 4	<i>Тема – Устойчивые сочетания магматических формаций</i>	10
	Занятие - Магматические ассоциации океанических структур.	2
	Занятие - Магматические ассоциации фундамента древних платформ	2
	Занятие - Магматические ассоциации чехла платформ и складчатых поясов	2
	Семинар. Докембрийские магматические ассоциации	2
	Семинар. Фанерозойские магматические ассоциации	2
Модуль 5	<i>Тема – Общегеологические проблемы в свете данных об устойчивых сочетаниях магматических пород</i>	10
	Занятие - Вопросы петрологии сочетаний магматических горных пород	2
	Занятие - Вопросы магомтектотенеза	2
	Занятие - Вопросы металлогенического прогноза	2
	Семинар. Формации и проблемы петрологии	2
	Семинар. Формации и металлогенический прогноз	2

Минимальная трудоемкость курса составляет 72 часа. Из них на лекции предусмотрено 42 часа, на семинары – 16 часов, на тестирование учащихся по окончании каждого модуля – 10 часов, 4 часа – на итоговую проверку знаний. Курс отвечает 2-м кредитам: первый включает темы 1 -3, второй – темы 4-5.

Организация учебной деятельности:

- Для студентов очного обучения предполагается комбинирование аудиторных лекций и изучения лекционного материала с помощью электронных носителей, для студентов дистанционного способа обучения – самостоятельное изучение лекционного материала;

- Подготовка рефератов по тематике модулей (темы рефератов приведены в конце каждого модуля);
- Аудиторные или виртуальные семинарские занятия по темам рефератов;
- Консультирование и контроль качества знаний по электронной почте.

Система контроля знаний.

Контроль успеваемости обучающихся будет проводиться путем анализа работ, представленных в качестве рефератов, и по завершении каждого модуля в виде системы тестовых заданий, определяемых для каждого учащегося индивидуально с учетом выполненных им рефератов. Рефераты могут быть составлены в произвольной форме, единственным требованием к ним является полнота освещения темы. Поскольку тестовые задания будут определяться индивидуально, перечень входящих в них вопросов предварительно оглашаться не будет. Каждый учащийся в процессе освоения курса должен написать 2 реферата.

Шкала оценок соответствует принятой в РУДН. Степень овладения курсом оценивается по 100-балльной шкале, исходя из расчета:

- Реферат, в зависимости, от полноты освещения темы, оценивается от 10 до 20 баллов.
- Выполнение тестовых заданий предусматривает ответы на 10 вопросов, каждый из которых оценивается в 2 балла (максимальная оценка за выполнение тестового задания составляет, таким образом. 20 баллов).
- Ответ на семинарском занятии оценивается в 1 балл.

Программа курса

Лекции

Лекция 1. Вводная

Цели и задачи курса, соотношение с другими геологическими дисциплинами, история выделения и изучения сочетаний магматических пород, проблемы исследования устойчивых сочетаний магматических горных пород

Тема – Вопросы строения и динамики Земли применительно к изучению магматических образований

Задачи модуля. После освоения материала учащийся должен получить представление о главных геологических структурах, с которыми связано проявление магматических процессов, и современной понятийно-терминологической базе изучения магматических образований.

Содержание лекций:

Лекция 2. *Строение Земли и ее оболочек*

Наиболее распространенные гипотезы возникновения оболочек Земли; основные характеристики оболочек Земли; содержание понятий астеносфера, слои инверсии; соотношения океанических и континентальных структур; главные структурные элементы океанов и континентов; основные положения плитной тектоники; представления о дисимметрии Земли и образующих ее сегментах; взаимосвязь проявлений магматических процессов с особенностями глубинного строения Земли

Лекция 3. *Вопросы динамики Земли*

Силы, вызывающие эндогенные процессы, в том числе магматогенные; этапы с различными энергетическими характеристиками в истории Земли; основные закономерности проявлений магматических процессов в свете теоретических положений концепции плитной тектоники; конкурирующие концепции – концепция перемещений континентов, концепция тектонической расслоенности литосферы, представление о конвективных течениях в мантии и концепция плюмтектоники; концепция аккордеонной

тектоники; гипотезы расширения Земли; главные динамические обстановки зарождения магматических расплавов, сильные и слабые стороны различных концепций с точки зрения возможностей объяснения главных особенностей проявления магматических процессов

Тема – Магматические тела, вопросы образования и типизации слагающих их породных сочетаний

Задачи модуля. После освоения материала учащийся должен:

- получить представление о различных типах магматических тел;
- овладеть навыками картирования магматических тел и выяснения их возрастных соотношений.

Содержание лекций.

Лекция 4. *Терминология и систематика магматических тел*

Вопросы терминологии и систематики пород, соотношение между систематиками пород на петрогенетической и петроструктурной основе, ведущие минеральные парагенезисы магматических пород; типы магматических тел (вулканические, плутонические, плутонометаморфические), вулканические тела, аллохтонные плутонические тела – дайки, жилы, пластообразные тела, силы, массивы, формы массивов, понятие активных и пассивных контактов, приконтактные изменения в магматических телах и вмещающих породах, однопородные, индивидуальные, сложные, полихронные тела, возрастные генерации тел, типы внутреннего строения плутонических тел, соотношения плутонических тел с породами обрамления (согласные, несогласные тела), автохтонные плутонические и плутонометаморфические тела (мигматитовые поля, собственно плутонометаморфические тела, гранитогнейсовые массивы).

Лекции 5, 6. *Процессы образования магматических тел*

Причины появления мантийных расплавов, селективный характер плавления мантии, понятие ортомагматических выплавов и реститов, равновесное и фракционное плавление, эволюция состава расплавов, поведение петрогенных и рассеянных химических элементов при сепарации

расплавов и рестита, когерентные и некогерентные элементы, поведение редкоземельных элементов при процессах сепарации, понятие примитивной, деплетированной и обогащенной мантии, изотопные соотношения элементов в разных типах мантийных источников; образование магматических расплавов в земной коре; магматические очаги и магматические камеры; процессы кристаллизации магматических расплавов, равновесная кристаллизация, дифференциация расплавов, главные механизмы дифференциации, поведение главных и рассеянных элементов при процессах кристаллизации, проблема пространства при внедрении расплавов.

Образование магматических тел метасоматическим путем, региональная гранитизация.

Лекции 7, 8. *Виды сочетаний магматических горных пород.*

Содержание понятий «магматический комплекс», «магматическая формация», «формационный тип», «геохимические типы гранитоидов», «вулканическая серия», формационные ряды – латеральные, синхронные; магматические ассоциации, структурно-формационные комплексы, петрографические провинции.

Существующие подходы к выделению породных сочетаний, ситуационные и систематизационные подразделения; ареалы магматических сочетаний очаговые и региональные, содержание понятий магматогенных и магмогенерирующих структур.

Лекция 9. *Общепризнанные сочетания магматических горных пород*

Магматические комплексы, вулканические серии, геохимические типы гранитоидов – практика выделения подразделений, соотношения объемов подразделений разных типов, положительные и отрицательные аспекты выделения перечисленных типов подразделений

Тема – Формационный анализ как основа изучения устойчивых сочетаний магматических пород

Задачи модуля. После освоения материала учащийся должен:

- Знать основы учения о геологических формациях;

- Овладеть основами формационного анализа;
- Уметь определить формационную принадлежность изученных магматических тел;

Содержание лекций.

Лекции 10, 11. Вопросы теории и практики выделения конкретных формаций

Концепция уровенной организации природных тел – теоретическая основа учения о геологических формациях. Содержание понятия и проблемы выделения конкретных магматических формаций. Устойчивые породные парагенезисы – основа выделения конкретных формаций. Латеральные ряды магматических тел – основа систематики магматических формаций. Понятия изоморфных и псевдоморфных рядов магматических формационных типов. Семейства формаций.

Лекция 12. Автохтонные и параавтохтонные магматические формации.

Примеры автохтонных и параавтохтонных формаций, псевдоморфные ряды автохтонных формаций.

Лекция 13. Семейство ультрамафит-мафических формаций

Группы формаций – ортомагматические, реститовые, глубинно-метасоматические; изоморфные ряды ортомагматических формаций – толеитовый, известковощелочной, субщелочной базальтоидный, щелочнобазальтоидный, клинопироксенитовый, габброноритовый, анортозитовый. Отличительные петрогеохимические признаки формаций, принадлежащих к разным группам и изоморфным рядам; различия между одно- и двупироксеновыми формациями.

Лекция 14. Семейство мафическо-салических формаций

Группы формаций - формации, сложенные породами нормального и субщелочного рядов, формации средней щелочности и формации высокой щелочности. Диорит-сиенитовый изоморфный ряд формаций, высокощелочные формации с гомодромной и антидромной

последовательностью образования пород, отличительные петрогеохимические признаки формаций разных групп.

Лекция 15. Семейство салических формаций

Низкокальциевая и высококальциевая группы формаций, изоморфные ряды низкокальциевых формаций – двуслюдяной гранитоидный, гранитовый, граносиенитовый, щелочногранитоидный; изоморфные ряды высококальциевых формаций – плагиогранитоидный, гранититовый.

Тема – Устойчивые сочетания магматических формаций (магматические ассоциации, вертикальные формационные ряды, магматические провинции)

Задачи модуля. После освоения материала учащийся должен:

- получить представление о более сложных, чем формации, породных сочетаниях
- овладеть навыками анализа сложных сочетаний на основе разделения их на формации.

Содержание лекций.

Лекция 16. Ассоциации океанических структур.

Ассоциации срединно-океанических хребтов, абиссальных равнин, вулканических островов и островных дуг Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов.

Лекции 17, 18. Ассоциации континентов

Ассоциации платформ – ассоциации раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов фундамента платформ, ассоциации чехла платформ. Ассоциации складчатых поясов, областей активизации, ассоциации невыясненного тектонического положения. Отличительные признаки ассоциаций разных геодинамических обстановок, магматические провинции

Тема – Общегеологические проблемы в свете данных об устойчивых сочетаниях магматических пород

Задачи модуля. После освоения материала учащийся должен:

- Иметь представление об общих петрологических проблемах изучения магматических образований и возможностях получения новой информации на основе изучения магматических сочетаний;
- Уметь применить данные об особенностях состава формаций при металлогеническом прогнозе.

Содержание лекций.

Лекция 19. *Вопросы петрологии сочетаний магматических горных пород.*

Проблемы гомоморфности изоморфных формационных рядов, разрешенные и запрещенные парагенезисы формаций, роль флюидного режима при возникновении разнотипных сочетаний, отличия изоморфных аллохтонных и псевдоморфных автохтонных рядов салических формаций,

Лекция 20. *Вопросы магмотектогенеза*

Понятие магмотектогенеза, магматогенные структуры разных уровней сложности (дайковые пояса, вулканоплутонические пояса, плутонические пояса, системы и суперсистемы магматогенных поясов), возрастное скольжение магматических процессов.

Магмогенерирующие структуры, проблемы корреляции магматических ассоциаций и глубинных неоднородностей земной коры, проблемы корреляции магматических провинций и неоднородностей верхней мантии.

Лекция 21. *Вопросы металлогенического прогноза*

Потенциальная рудоносность разнотипных магматических формаций, зависимость потенциальной рудоносности формаций от систематизационного положения в изоморфных формационных рядах.

Рекомендованная литература

Введение

Геологический словарь. Т. 1,2. М., 1973.

Дорман Д. Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия. // Земная кора и верхняя мантия.—М.:Мир,1972. С.215 – 222.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. — М.: изд. АН СССР. 1950.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: изд. АН СССР, 1961. 479 с.

Маракушев А.А. Петрография. Т. 1.М.: изд. Моск. Ун-та. 1976. - 382 с.

Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / Ред. В.С. Попов, О.А. Богатилов. М.: Логос, 2001. 763 с.

Klasyfikacja i nazewnictwo skał magmowych oraz materiałów piroklastycznych./ Opracował W. Ryka. — Warszawa: wyd. Geologiczne. 1987. — 52 s.

1. **Тема** — Вопросы строения и динамики Земли применительно к изучению магматических образований

Азимов А. Вселенная (от плоской Земли к квазару). — М.: Центрполиграф, 2004, 382 с.

Балашов Ю.А. Изотопная неоднородность верхней мантии Земли // Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М., Наука, 1983.

Ван Беммелен Р.В. Теория ундаций // Структурная геология и тектоника плит.- Т.3.-М.: Мир, 1991, с. 200-213.

Волобуев М.И. Доархейский этап формирования литосферы Земли: чтение изотопного кода // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма.Т.1—М., Геос,1999, с.141—144.

Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. — М.: Мир, 1981. — 447 с.

- Ларин В.Н. Наша Земля. – М.: Агар, 2005, 242 с.
- Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.6 Мир, 1977, 287 с.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли.–М.:Недра,1965.
- Мак–Кензи Д.П. Граница Мохоровичича– Земная кора и верхняя мантия.–М.:Мир.–1972.–С.285–295.
- Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология.–М., .Мир.–1980. –516 с.
- Пушкарев Ю.Д. Геохимия изотопов стронция, свинца и неодима в связи с эволюцией системы кора – мантия// Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М., Наука, 1983.
- Рама Мерти В. Состав ядра и ранняя химическая история Земли//.Ранняя история Земли.М.:Мир,1980. С.28–40.
- Ранкорн Сю. Динамические процессы в нижней мантии // Верхняя мантия. М.:Мир, 1975. С. 286 – 289.
- Рингвуд А.Э. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981, 584 с.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии // Петрология верхней мантии. – М.: Мир, 1968. с.272-277.
- Ритсема А.Р. Сейсмология и исследования верхней мантии – Земная кора и верхняя мантия.–М.: Мир.–1972.–С.87–93.
- Рудник В.А., Соболевич Э.В. Ранняя история Земли. – М.: Недра, 1984.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли.–М. :изд. МГУ.–1991. –446 с.
- Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972, 342 с.
- Тектоника плит, мантийные плюмы и образование магм // Структурная геология и тектоника плит. Т.3. Ред. К.К. Сейферт. М.: Мир, 1991. С. 72 – 156.
- Филиппов Е.М. Земля в развитии.–Киев: Радянська школа.–1989.–189 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989.

Шоу Д.М. Развитие ранней континентальной земной коры. Часть 2. Доархейская, протоархейская и более поздние эры. // Ранняя история Земли. – М., Мир, 1980. – С. 40–63.

Abelson M., Agnon A. Hotspot activity and plume pulses recorded by geometry of spreading axes // Earth and Planetary Science Letters. 189 (2001), p. 31 – 47.

Carlson S.W. Isotopic inferences on the chemical structure of the mantle // Journal Geodynamics. – Vol. 20, N 4, 1995, p. 365-386.

Ernst R.E., Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // Journal of Geodynamics. 34 (2002), p. 309 – 342.

Hamilton W.B/ Archean magmatism and deformations were not products of plate tectonics // Precambrian Research. 91 (1998), p. 143 – 179.

Jacoby W.R. Successes and failures in geodynamics: from past to future // Journal of Geodynamics. 32 (2001), p. 3 – 27.

Processes and consequences of deep subduction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 127 (2001), p. 1 – 7.

Processes and consequences of deep subduction: introduction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 127 (2001), p. 1 – 7.

Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. 1993. 352 p.

Schiano P. Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals // Earth Science Reviews. – 63, (2003), p. 121 – 144.

Wyllie P.J. Experimental petrology of Upper Mantle Materials, processes and products // Geodynamics. Vol. 20, N 4, p. 429 – 468, 1995.

2. **Тема** – Магматические тела, вопросы образования и типизации слагающих их породных сочетаний

Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987, 259 с.

Даминова А.М. Петрография магматических горных пород. М.: Недра. 1967. 232 с.

- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. – М.: Недра, 1957, 280 с.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. – Новосибирск: Наука, 1980, 199 с.
- Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра. 1981. 236 с.
- Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). // Изв АН СССР. Сер. Геол. 1962, № 4, с. 63 – 80.
- Раст Х. Вулканы и вулканизм.- М.: Мир, 1982, 343 с.
- Структурная геология и тектоника плит. В 3-х т. М., Мир, 1991
- Тазиев Г. Встречи с дьяволом, М.: Инлит, 1961, 101 с.
- Тазиев Г. Вулканы. – М.: Инлит, 1963, 117 с.
- Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific. Geol., 1974, № 8.
- Glossary of Geology. Third edition/ Edit. by R.L.Bates and J.A.Jackson. – Alexandria, Virginia, 1995
- Kerrick R., Wyman D., Fan J/. Bleeker W. Boninite series: low Ti-tholeiite associations from the 2,7 Ga Abitibi greenstone belt // Earth and Planetary Science Letters. 164 (1998), p. 302 – 316.
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos 46 (1999) p. 411 – 429.
3. **Тема** – Формационный анализ как основа изучения устойчивых сочетаний магматических пород
- Батиева И.Д. Комплекс щелочных гранитов Кольского полуострова. В кн. «Магматические формации раннего докембрия. Т. 3.2 М.: Недра, 1980, с. 166 – 175.
- Воронин Ю.А., Еганова И.А., Еганов З.А. Анализ концепции уровней организации вещества в теоретической геологии // Вопросы методологии в геологических науках. – Киев: Наук. Думка, 1977. С. 139 – 151.

Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, - 1984. - 119 с.

Докембрийские кристаллические комплексы Енисейского кряжа: Путеводитель геологической экскурсии VII Всесоюзн. Петрограф. Совещан. / Т.В. Геря, В.М. Даценко, К.А. Заблоцкий и др. – Новосибирск, 1986, 117 с.

Есипчук К.Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. – Киев: Наук. Думка, 1988. – 264 с.

Карбонатиты.//Сб. Трудов / Ред. О. Таттл. –М.: Мир, 1969, 485 с.

Кирилюк В.П., Лысак А.М. Некоторые виды плутоно-метаморфических формаций Украинского щита // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. – Киев, 1979, с. 122 – 123.

Кирилюк В.П., Лысак А.М., Свешников К.И. Породные ассоциации и петроструктурные формационные группы докембрия щитов // Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. – Львов, 1981, с. 13 – 22.

Кокс К.Г., Белл ДЖ.Д., Панкхарст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М., Недра, 1982, 414 с.

Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита.- К.: Наукова думка.- 1990.- -405 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.

Лазаренков В.Г. Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Ленинград: Недра, 1988, 236 с.

Ленников А.М. Анортозиты Джугджура и ассоциирующие породы // Анортозиты СССР. – М.: 1974, с. 100 – 112.

Магматические горные породы. Кислые и средние породы / Ред. В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987, 374 с.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 1,2. М.:1983.-768 с.

Магматические горные породы. Основные породы. / Отв. Ред. Е.В. Шарков. М.: Наука, 1985, 486 с.

Магматические горные породы. Ультраосновные породы. / Отв. Ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. М.: Наука, 1988, 508 с.

Магматические горные породы. Щелочные породы / Е.Д. Андреева, В.А. Кононов. Е.В. Свешникова, Р.М. Яшина. М.: Наука, 1984, 415 с.

Магматические формации СССР //В.Л. Масайтис и др. Л.: Недра, 1969.

Менерт К. Мигматиты и происхождение граитов. Москва:Мир, 1971, 327 с.

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1: 50 000. Т. 1. Л.6 Недра, 1974. 517 с.

Филоненко В.П., Гейко Ю.В., Орлова М.П., Орлов Д.М. Рациональный способ сравнительной диагностики магматических горных пород при оценке их сходства с лампроитами и кимберлитами // Геол. Журнал. – 1993, № 6, с.119-128

Формационный анализ нижнедокембрийских комплексов Украинского щита при проведении геологосъемочных работ (теоретико-практические аспекты) / Бобров А.Б., Лысак А.М., Свешников К.И., Сиворонов А.А., Паранько И.С., Малюк Б.И.. Киев: изд. Украинского геолого-разведочного ин-та, 2006. – 164 с.

Фролов А.А. и др. Карбонатиты и кимберлиты. М.: НИА-Природа, 2005, 540 с.

Хомичев В.Л. Петрометаллогенические вариации гранитоидных комплексов. – Геология и геофизика, 1985, № 2, с. 15 – 22.

Hamilton W.B. Archean magmatism and deformations were not products of plate tectonics // Precambrian Research. 91 (1998), 143 – 179 p.

4. **Тема** – Устойчивые сочетания магматических формаций (магматические ассоциации, вертикальные формационные ряды, магматические провинции)

Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формации высокоглиноземистых пород. – Новосибирск, изд СО АН СССР, 1965, 138 с.

Ильенко С.С. Древнейший габбро-диоритовый комплекс восточной части Кузнецкого Алатау // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. – М.: Наука, 1965. С. 24 – 44.

Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка./ Науч. Редактор Е.М. Лазько. - К.: изд. ЦТЭ, 1991. - 119 с.

Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. – Львов: Вища школа. – 1975. – 239 с.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Отв. Редактор В.И. Коваленко. – М.: Наука, 1987, 438 с.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. / Отв. Ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987, 438 с.

Магматические формации раннего докембрия территории СССР. В 3-х кн. / Отв. Ред. Ф.П. Митрофанов, К.А. Шуркин. М.: Недра, 1980, 283 с.

Маракушев А.А. Петрология. М.: изд. Моск. Ун-та. 1988. 309 с.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М., 1983.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. – Изд. Ин. Лит. М., 1961, 590 с.

5. **Тема** – Общегеологические проблемы в свете данных об устойчивых сочетаниях магматических пород

Брюн Д.Н. Поверхностные волны и строение коры – Земная кора и верхняя мантия.– М.:Мир,1972.– С.185–198.

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. – М.: Наука, 1965. – 374 с.

Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли.– М.:Наука,1983.–167 с.

Вуллард Дж.П. Землетрясения как индикатор тектонической активности Северной Америки – Земная кора и верхняя мантия.–М.:Мир.1972.–С.103–112.

Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. – Киев: изд. Ин-та геофизики АНУ, 1998, 82 с.

Дорман Д. Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия – Земная кора и верхняя мантия.–М.:Мир,1972. С.215–222.

Клушин И.Г., Абрамович И.И. Спутниковые измерения геопотенциала и состав продуктов мантийных магм // Геофизические исследования при геологическом изучении территории СССР. Л., изд ВСЕГЕИ, 1977, с. 22-29.

Когарко Л.Н. Проблемы неоднородности верхней мантии Земли и щелочной магматизм // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Т. 2. Новосибирск, 1986

Корник В. Сейсмичность Европейского региона – Земная кора и верхняя мантия.– М.:Мир,1972.–С.113–119.

Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. – Киев, Наукова думка, 1989, 249 с.

Мирошников А.Д. Человек в мире геологических стихий.–Л.: Недра.–1989.–191 с.

Миямура С. Сейсмичность Земли – Земная кора и верхняя мантия.–М.: Мир.–1972.–С.93–103.

Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 338 с.

Перчук М.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса.– М.:Наука,1973.–318 с.

Ритсема А.Р. Сейсмология и исследования верхней мантии – Земная кора и верхняя мантия.–М.: Мир.–1972.–С.87–93.

Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Ленинград: Недра. 1973. 392 с.

Современные идеи теоретической геологии– И.И. Абрамович, В.В. Груза, И.Г. Клушин и др.–Л.: Недра.–1984.– 280 с.

Флюидный режим земной коры и верхней мантии / Ф.А. Летников, И.К. Карпов, А.И. Киселев, Б.О. Шкандрий. М., Наука, 1977, 216 с. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир. 1989. 590 с.

Фон Герцен Р.П., Ли У.Х.К. Тепловой поток в океанических областях – Земная кора и верхняя мантия.–М.: Мир.–1972.–С.61–70.

Харрин Ю. Региональные изменения скорости волн Р в верхней мантии под Северной Америкой – Земная кора и верхняя мантия.–М.: Мир.–1972.– С.198–202.

Харькив А.Д. Особенности пород древней верхней мантии – Петрология литосферы и рудоносность.–Л.: изд. ВСЕГЕИ,1981.–с.60–61.

Хоран К., Уэда С. Тепловой поток в вулканических областях – Земная кора и верхняя мантия.–М.:Мир,1972.–С.71–86.

Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988.

Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. – Л.: Недра, 1983, 271 с.

Щербина В.В. Основы геохимии.–М.:Недра,1972.–295 с.

Runcorn S.K. Satellite gravity Measurements and Laminar Viscous Flow. Model of the Earth's Mantle// Journ.geoph.Res.-vol.69.20.-1964.

Vigneresse J.L. Should felsic magmas be considered as tectonic objects, just like faults or folds? // Journal of Structural geology. 21 (1999), p.1125 – 1130.

Темы рефератов

1. **Тема** – Вопросы строения и динамики Земли применительно к изучению магматических образований

Семинар. Роль магматических образований в строении Земли.

Предлагаемые темы рефератов

- Гипотезы происхождения Земли и ее оболочек
- Главные структурные элементы Земли

- Энергетические источники глубинных процессов на разных этапах эволюции Земли
- Концепции, объясняющие причины проявлений магматических процессов

2. **Тема** – Магматические тела, вопросы образования и типизации слагающих их породных сочетаний

Семинар. Вопросы типизации магматических тел и породных сочетаний

Предлагаемые темы рефератов

- Вопросы типизации магматических тел на петрогенетической и петроструктурной основе
- Генезис и внутреннее строение магматических тел
- Зарождение и эволюция мантийных выплавов
- Дифференциация и кристаллизация магматических расплавов
- Типы сочетаний магматических пород
- Общепринятые подразделения магматических пород (магматические комплексы и вулканические серии)

3. **Тема** – Формационный анализ как основа изучения устойчивых сочетаний магматических пород

Семинар. Систематика и отличительные признаки формаций разной типовой принадлежности

Предлагаемые темы рефератов

- Теоретические основы учения о геологических формациях
- Методика выделения конкретных формаций
- Латеральная изменчивость магматических формаций как основа их систематики

Семинар. Теория и практика формационного анализа

Предлагаемые темы рефератов

- Использование понятия устойчивых парагенезов при выделении аллохтонных формаций

- Использование структурных признаков при выделении автохтонных формаций
- Изоморфные ряды аллохтонных формаций
- Псевдоморфные ряды автохтонных формаций

4. **Тема** – Устойчивые сочетания магматических формаций (магматические ассоциации, вертикальные формационные ряды, магматические провинции)

Семинар. Докембрийские магматические ассоциации

Предлагаемые темы рефератов

- Магматические ассоциации океанов
- Магматические ассоциации фундамента древних платформ

Семинар. Фанерозойские магматические ассоциации

Предлагаемые темы рефератов

- Магматические ассоциации складчатых поясов
- Магматические ассоциации областей активизации
- Понятие магматических провинций

5. **Тема** – Общегеологические проблемы в свете данных об устойчивых сочетаниях магматических пород

Семинар. Формации и проблемы петрологии

Предлагаемые темы рефератов

- Гомоморфность изоморфных формационных рядов
- Отличия аллохтонных и автохтонных гранитоидных формаций
- Взаимосвязь состава формаций и флюидного режима

Семинар. Формации и металлогенический прогноз

Предлагаемые темы рефератов

- Магматогенные структуры
- Проблемы корреляции состава и распространения магматических образований с глубинными неоднородностями
- Проблемы взаимосвязи состава магматических формаций и их потенциальной рудоносности

Учебный тематический план УМК

Курс УМК рассчитан на 2 занятия в неделю при продолжительности семестра 18 учебных недель. Последовательность изложения материала и проведения семинарских занятий соответствует приведенной в общем описании курса и показана ниже в таблице:

Модули	Общие темы/ темы лекций и семинарских занятий	Порядко Вый № занятия
Вводное занятие	Цели и задачи курса, история исследований, состояние вопроса	1
Модуль 1	<i>Тема - Вопросы строения и динамики Земли применительно к изучению магматических образований</i>	
	Занятие - Строение Земли и ее оболочек	2
	Занятие - Вопросы динамики Земли	3
	Семинар. Роль магматических образований и строение Земли.	4
	Тестирование	5
Модуль 2	<i>Тема – Магматические тела, вопросы образования и типизации слагающих их породных сочетаний</i>	
	Занятие - Терминология и систематика магматических тел	6
	Занятие - Процессы образования магматических тел	7, 8
	Занятие - Виды сочетаний магматических горных пород	9, 10
	Занятие - Общепризнанные сочетания магматических пород	11
	Семинар. Вопросы типизации магматических тел и породных сочетаний	12
	Тестирование	13
Модуль 3	<i>Тема – Формационный анализ как основа изучения устойчивых сочетаний магматических пород</i>	
	Занятие - Вопросы теории и практики выделения конкретных формаций	14, 15
	Занятие - Автохтонные и параавтохтонные магматические формации	16
	Занятие - Семейство ультрамафит-мафических формаций	17

	Занятие - Семейство мафическо-салических формаций	18
	Занятие - Семейство салических аллохтонных формаций	19
	Семинар. Систематика и отличительные признаки формаций разной типовой принадлежности	20
	Семинар. Теория и практика формационного анализа	21
	Тестирование	22
Модуль 4	<i>Тема – Устойчивые сочетания магматических формаций</i>	
	Занятие - Магматические ассоциации океанических структур.	23
	Занятие - Магматические ассоциации фундамента древних платформ	24
	Занятие - Магматические ассоциации чехла платформ и складчатых поясов	25
	Семинар. Докембрийские магматические ассоциации	26
	Семинар. Фанерозойские магматические ассоциации	27
	Тестирование	28
Модуль 5	<i>Тема – Общегеологические проблемы в свете данных об устойчивых сочетаниях магматических пород</i>	
	Занятие - Вопросы петрологии сочетаний магматических горных пород	29
	Занятие - Вопросы магмотектогенеза	30
	Занятие - Вопросы металлогенического прогноза	31
	Семинар. Формации и проблемы петрологии	32
	Семинар. Формации и металлогенический прогноз	33
	Тестирование	34