

Часть II. ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА

Глава 9 МЕТАМОРФИЗМ. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфизм – это твердофазное изменение минерального состава и структур горных пород под влиянием меняющихся температур и давлений. Интервалы изменения этих параметров в земной коре очень широки. При этом принято считать, что собственно метаморфические породы образуются в интервале от 300 до 900-1000° С и давлениях от 1 до 12 кбар, а в зонах высоких и ультравысоких давлений – от 12-18 и до 30-40 кбар. (В последнее время чаще используются единицы Международной системы единиц (СИ), где 1 килобар равен 1000 атмосфер или 100 мегапаскалей (МПа), а 10 кбар = 1000 МПа или 1 гигапаскалю (ГПа). Но удобней для восприятия все-таки являются килобары, где 1 кбар равен 1000 атмосфер).

Изменения, происходящие в породах при более низких параметрах, относят к диагенезу (50-100°С) и катагенезу (100-300°С). Эти процессы наиболее широко проявлены в осадочных терригенных и карбонатных породах, отлагающихся в поверхностных условиях. По мере погружения они проходят литификацию (уплотнение) с потерей большей части воды. Дальнейшие минеральные преобразования происходят при достижении температур 50-300°С, когда образуются гидрослюды (монтмориллонит, иллит, смектит, каолин).

При более высоких, чем РТ-интервал метаморфизма параметрах происходит массовое плавление пород. Важность изучения метаморфических пород диктуется тем, что они составляют не менее 80 % объема континентальной земной коры, и расшифровать историю ее развития без исследования метаморфических пород невозможно. Океаническая кора в этом плане изучена гораздо хуже, да и объем обнаженных метаморфических пород в ней значительно меньше.

Термин *метаморфизм* произошел от латинского слова «метаморфоза», то есть «превращение». Он был введен в геологическую литературу в 1833 году Чарльзом Лайелем для обозначения превращения осадков в кристаллические сланцы. Учение о метаморфизме горных пород оформилось под влиянием работ Ван-Хайза, У. Грубенмана, И.Д.Лукашевича, выделивших различные по глубине метаморфические зоны. Уже в начале XX века Бекке, Ниггли, Гольдшмидт, Эскола и Тилли пытались интерпретировать парагенезисы метаморфических пород с позиций развивающейся физической химии. Дискутировались вопросы о роли термодинамического равновесия и кинетики реакций в метаморфических системах и об открытом или закрытом их характере. В 1911 году,

изучая контактовые роговики около массива гранитов в районе Осло, В.М. Гольдшмидт писал, что длительность реакций в присутствии флюида играет основную роль в создании равновесия в метаморфических породах. Позднее, в 1920 году Эскола оформил свое учение о метаморфических фациях и более широко - о минеральных фациях.

В определение метаморфизма ранее включалось и изменение состава пород. Однако многочисленные исследования показали, что основные черты состава пород при метаморфизме сохраняются. И для обозначения преобразований пород с изменением состава стали употреблять термин «*метасоматоз*» или как сейчас чаще пишут «*метасоматизм*», означающий изменение «сомы», то есть тела - вещества, состава. Для изучения обоих процессов важными являются понятия *минеральная фаза* и *минеральный парагенезис*, *ассоциация минералов*. С позиций термодинамики, без которой сейчас немыслимо изучение метаморфизма, *фаза* – это область системы, ограниченная четкими границами, обладающая устойчивым составом при определенных значениях температуры и давления. В метаморфической породе фазами являются минералы и межзерновой флюид. *Набор минеральных фаз, слагающих породу данного состава и равновесных при определенных условиях, называется парагенезисом*. Если в породе сосуществуют минералы раннего и более позднего парагенезисов, это означает, что реакция между ними прошла не полностью. В этом случае говорят о минеральной ассоциации. В минеральной ассоциации могут сосуществовать *стабильные* при данных P-T-условиях фазы и *метастабильные*, то есть неустойчивые фазы, сохранившиеся в силу кинетических факторов: резкого снижения скорости протекания реакции при низких температурах и малых скоростях диффузии, отсутствия флюида и т.д. Для геологов сохранение метастабильных фаз очень важно, так как позволяет изучить в поверхностных обнажениях парагенетические ассоциации высокотемпературных минералов, образовавшихся на глубине.

Факторы метаморфизма

Главными факторами метаморфизма являются изменения температур и давлений, а также поведение флюидов, то есть флюидный режим. Возрастание температуры с глубиной было замечено давно при проходке глубоких шахт. И только много позднее были разработаны методы измерения поверхностного теплового потока и его увеличения в глубь Земли.

Повышение температур в земной коре с глубиной обусловлено ювенильным тепловым потоком, который складывается из мантийного теплового потока, тепла радиоактивного распада в земной коре и внедрения горячих интрузивных тел. Увеличение температуры при погружении на 1 км называется *геотермическим градиентом*. Линия,

отражающая изменение температуры в земной коре с глубиной, именуется *геотермой* (рис. 9.1). Как видно на рисунке, геотермы в континентальной и океанической коре сильно различаются. Наиболее сильный тепловой поток наблюдается в тонкой океанической коре срединно-океанических хребтов. Самый низкий тепловой поток фиксируется на щитах вследствие слабой теплопроводности мощной континентальной коры на материках (рис. 9.2).

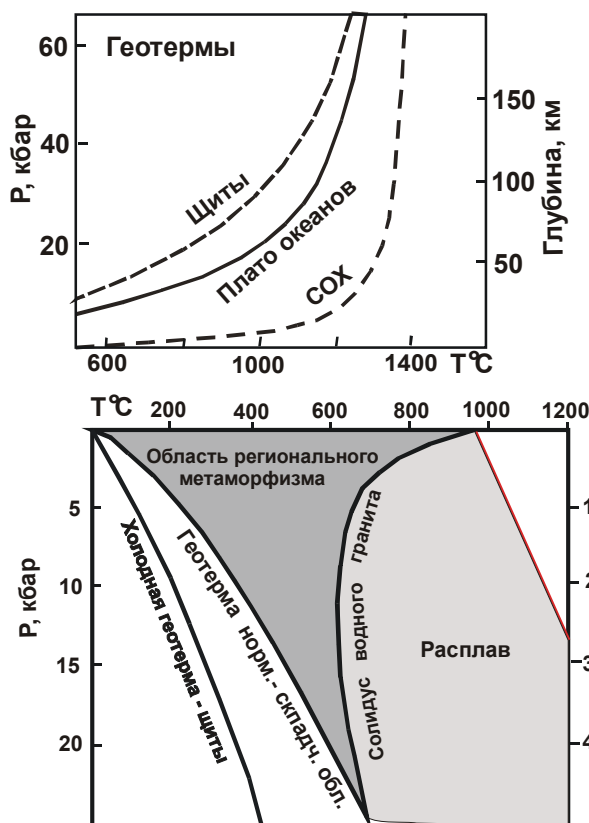


Рис. 9.1 Положение геотерм на щитах, океанических плато и в срединно-океанических хребтах (СОХ) в координатах температура - давление [Метаморфизм и тектоника, 2001]

Рис. 9.2 Увеличение теплового потока в складчатых областях по сравнению со щитами [Метаморфизм и тектоника, 2001]

Распределение поверхностного теплового потока крайне неравномерно и связано с тектонической активностью данного блока коры. Поэтому повышение температур, ведущее к метаморфизму, бывает обусловлено несколькими причинами:

1. Погружением пород на значительную глубину в результате геологических процессов. При нормальном геотермическом градиенте это дает повышение температуры до 20°C на каждый километр. Однако при отсутствии активной тектоники и пониженном тепловом потоке градиент может резко снижаться – до $5\text{-}10^{\circ}\text{C}$ на километр.
2. Усилением теплового потока в обстановках активных тектонических режимов с увеличением геотермического градиента до $40\text{-}60^{\circ}\text{C}$ на 1 км. Такие обстановки характерны для срединно-океанических хребтов и островных дуг и связаны с поднятием магматических расплавов и их разогретых растворов вдоль зон высокой проницаемости.

3. Выделением тепла при покровно-надвиговой тектонике в коллизионных обстановках (переход механической энергии трения в тепловую).

Повышение давлений обусловлено прежде всего погружением толщ на значительную глубину. Это *литостатическое или гидростатическое давление*, однородное во всех направлениях и прямо зависящее от веса перекрывающих толщ (их мощности и плотности). Интенсивные тектонические движения порождают *стрессовое, одностороннее давление (тектоническое сверхдавление)*. Бывает, что последнее превышает в какой-то момент литостатическое давление и является одним из главных факторов растворения и переотложения минералов с формированием характерной для метаморфических пород сланцеватости и полосчатости.

Третьим немаловажным фактором является *давление порового флюида*, которое, как правило, равно литостатическому, но может быть меньше или больше его на какой-то отрезок времени (*флюидное сверхдавление*). Флюидное сверхдавление связано с тектоническим сверхдавлением. Они являются катализаторами метаморфических реакций и в результате протекания этих реакций выравниваются с литостатическим давлением. Релаксация (выравнивание) давления часто сопровождается мощными деформациями пород.

Метаморфизм тесно связан с процессами деформации, складчатости. Они начинаются несколько раньше метаморфизма, но по мере нарастания температур и бокового давления интенсивность их увеличивается. В области низких температур это упругие деформации, которые при превышении предела упругости переходят в хрупкие (зоны скалывания, кливажа пород). В зонах высоких температур, характерных для метаморфизма, начинаются пластические деформации, переходящие в течение пород.

Флюидное давление является суммарным давлением свободной жидкой или газовой фазы на стенки поровых каналов в породе. В большинстве пород главную роль во флюиде играют вода и углекислота. CH_4 , H_2S , Cl , F , N_2 и H_2 могут присутствовать во флюиде, но составляют ничтожную его долю. Критическая точка воды - 374°C , а CO_2 – 31°C . Почти весь температурный интервал метаморфизма находится в надкритической области. Поэтому смесь летучих компонентов и называется флюидом, так как в надкритическом состоянии газ и жидкость неразличимы. Это жидкообразные фазы, в которых свойства жидкого состояния преобладают.

При метаморфизме водно-углекислотные флюиды играют важную роль, являясь и средой, в которой происходит перенос компонентов, и действующими компонентами, участвующими в реакциях дегидратации и декарбонатизации. Скорость удаления летучих компонентов или поступления их в область метаморфических реакций ускоряет или

замедляет реакции, влияя на их кинетику. Поведение летучих компонентов диктуется величиной парциального давления каждого из них. Таким образом, парциальное давление (летучесть) H_2O и CO_2 является важным фактором, определяющим направление и температуру реакций, а при ретроградном метаморфизме и саму их возможность.

Давление флюида в верхних горизонтах земной коры при наличии довольно значительной системы связанных пор обычно ниже литостатического давления ($P_{фл} < P_{лит}$). Но на больших глубинах количество пор сокращается, преобладают закрытые поры, и давление летучих возрастает, приближаясь к литостатическому ($P_{фл} = P_{лит}$). Как уже указывалось, при напряженных тектонических движениях развивается тектоническое и флюидное сверхдавление. Они существуют недолго, релаксируясь через пластическое течение вещества и формирование метаморфической сланцеватости. Тем самым восстанавливается равновесие при $P_{фл} = P_{лит}$.

Таким образом, мы видим, что различия в распределении теплового потока и флюидного давления напрямую связаны с тектонической активностью блоков земной коры. Другими словами для разных геодинамических обстановок характерно различное сочетание градиентов температур и давлений. В соответствии с этим в них формируются разные типы метаморфизма.

Геодинамические обстановки

Остановимся кратко на характеристике главных геодинамических обстановок, развивающихся в земной коре. Основные тектонические процессы в земной коре происходят на границах литосферных плит, континентальных и океанических, или в зонах их раскола (рис. 9.3). По характеру взаимодействия между плитами выделяют *дивергентные и конвергентные их границы*.

Дивергентные границы плит характеризуются разрастанием плиты за счет поступления глубинных мантийных расплавов вдоль системы рифтовых расколов. Начальным этапом являются рифтогенные обстановки на континентах, примерами которых служат Байкальский рифт, рифтовые системы Африки (4 на рис. 9.3). Красное море – типичный пример превращения континентального рифта в зачаток океана. При полном развитии – это океаны с системой срединно-океанических хребтов (1 на рис. 9.3). Для них характерно полномасштабное развитие коры океанического типа и формирование океанических литосферных плит.

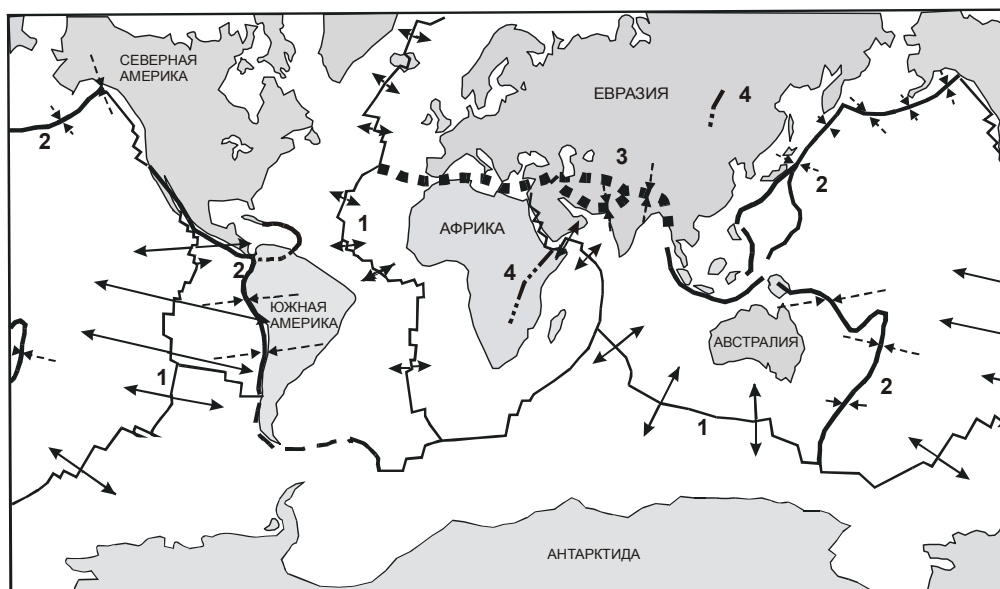


Рис. 9.3 Размещение главных типов современных геодинамических обстановок на земном шаре: 1 – срединно-океанические хребты; 2 – островные дуги; 3 – зона коллизии; 4 – внутриконтинентальные рифтовые системы (по [Wilson, 1980]). Стрелки – направление растяжения и сжатия.

Конвергентные границы формируются при сближении двух плит с погружением океанической плиты под океаническую или континентальную, либо сдвигание плит по мощности при столкновении двух континентальных плит. В первом случае развиваются обстановки сопряженных зон *субдукции* (*погружения океанической коры*) и *островных дуг* (2 на рис. 9.3), образующихся на краю надвигающейся океанической или континентальной плиты. Наличие субдукции доказывается существованием сейсмофокальных зон, полого или круто погружающихся под островные дуги или активные континентальные окраины и прослеживаемых по эпицентрам землетрясений до глубин нескольких сотен километров. Проекция зоны субдукции (желоба или зоны Бенъоффа) на поверхности характеризуются пониженным тепловым потоком. Но над погружающейся океанической плитой за счет выделяющихся флюидов происходит плавление и мантийного вещества, и осадков погруженной плиты. Этот надсубдукционный магматизм и формирует вулканические цепи островных дуг с повышенным тепловым потоком. Здесь образуется кора переходного типа между океанической и континентальной, которая впоследствии наращивает континенты.

При столкновении (коллизии) двух континентальных плит или континентальной плиты с островной дугой идет мощное горообразование. Такая обстановка называется *коллизионной*. В настоящее время она развивается в Памиро-Гималайской горной системе (3 на рис. 9.3). Считается, что в данной области произошло столкновение Индостанской плиты с Евразией. Этот процесс начался около 60 млн. лет назад и продолжается до сих

пор, что ярко проявилось в Юго-Восточной Азии накануне 2005 года во время очередной подвижки Индостанской плиты. Сильное землетрясение породило огромную волну – цунами, которая смыла и разрушила всю береговую зону Таиланда, Индии, Шри-Ланки. При мощных тектонических перестройках также выделяется достаточно тепла для развития метаморфизма и гранитообразующих процессов.

Таким образом, основными геодинамическими обстановками являются следующие

1. Рифтогенная внутри континентов с расколом континентальной коры (в пределе – развитием нового океана);
2. Рифтогенная в срединно-океанических хребтах с формированием океанической коры;
3. Субдукционная в зонах погружения океанической коры;
4. Островодужная, сопряженная с зонами субдукции, с образованием коры переходного типа;
5. Коллизионная при столкновении континентальных блоков.

Как уже указывалось, для них характерны резкие различия в распределении теплового потока и давления и, соответственно, типов метаморфизма.

Типы метаморфизма

1. **Метаморфизм погружения** наблюдается на значительных глубинах при низком тепловом потоке, в спокойной тектонической обстановке. Он обычно не превышает уровня низкой зеленосланцевой фации (цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой, серицит-хлоритовой зон) и характеризуется низким отношением Т/Р (рис. 9.4). Характерным примером является осадочная толща Прикаспийской впадины, где при мощности осадков в 15-20 км в низах толщи достигается уровень всего только серицит-хлоритовой субфации (300-350° С). Можно еще привести в качестве примера низкотемпературные преобразования вулканических и осадочных пород в мощном чехле Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, остающиеся на уровне цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой зон. Этот тип метаморфизма изучен недостаточно, но должен иметь зональное строение с границами зон, грубо параллельными поверхностям напластования. При этом вдоль поверхностей напластования он будет однородным на больших площадях, или монофациальным. Такой метаморфизм характерен, главным образом, для мощных осадочных толщ чехлов платформ и предгорных прогибов. На заре изучения метаморфизма нагревание при погружении толщ считалось единственной причиной метаморфизма.

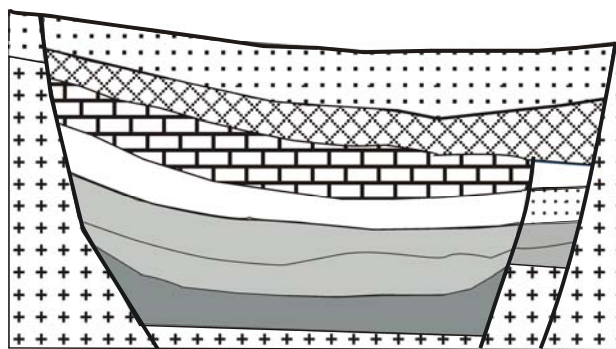
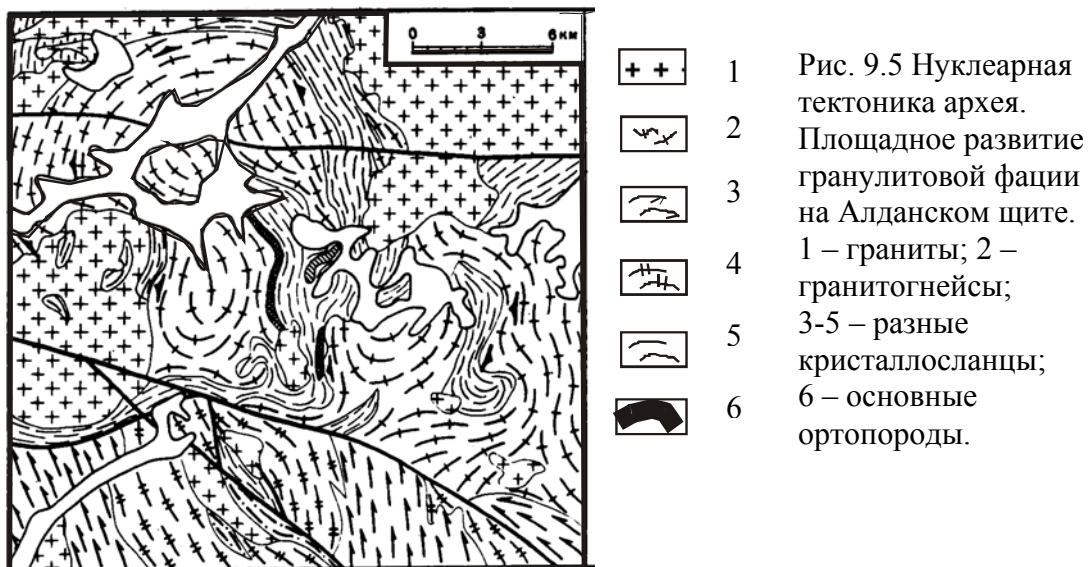


Рис. 9.4 Метаморфизм погружения, проявленный в низах разреза опущенного блока чехла платформы: кресты – фундамент платформы, разные значки – осадочные породы чехла, серое и темносерое – цеолитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма. Черные линии – обрамляющие опущенный блок разломы. Мощность осадочного чехла 15 км.

2. **Динамо-термальный или региональный метаморфизм** – это метаморфизм, характерный для областей активных тектонических режимов с повышенным тепловым потоком. По условиям проявления и геодинамическим обстановкам различаются несколько подтипов.

Метаморфизм архейского периода, когда поверхность планеты имела в 20-30 раз более высокие температуры из-за тонкой коры, а на Земле господствовал нуклеарный, или кольцевой тип тектоники (рис. 9.5). Для того времени было характерно развитие площадного (монофациального) метаморфизма гранулитовой фации, причем отсутствие минералов высоких давлений подтверждает малоглубинность архейского высокотемпературного метаморфизма (очень высокое отношение T/P). В настоящее время реликтовые участки такого метаморфизма сохранились на щитах древних платформ, но в большой степени породы этих блоков преобразованы более поздним ретроградным метаморфизмом амфиболитовой фации. Гранулитовый метаморфизм настолько однозначно считался продуктом только архейской эпохи, что само обнаружение гранулитов предполагало отнесение толщи к архею. Впоследствии выяснилось, что условия гранулитового метаморфизма проявлялись во все геологические эпохи, но на больших глубинах. Поэтому данные блоки коры редко вскрыты эрозией.

Между гранулито-гнейсовыми куполами (нуклеарами) расположены гранит-зеленокаменные пояса – вторая, характерная для архея, разновидность структур. Они сложены основными вулканитами, коматиитами и граувакками, степень метаморфизма которых меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации низких давлений. Наиболее характерные примеры – мощные зеленокаменные пояса провинции Сьюпериор в Канаде или более скромные по размерам Олотский и Урикско-Ийский пояса в Восточных Саянах, расположенные в выступе фундамента Сибирской платформы.



Начиная с *протерозойской эры* господствует линейный тип тектоники, связанный с понижением температуры поверхности планеты, увеличением мощности жесткой коры и проявлением тектоники литосферных плит. Этот тип тектоники характеризуется неравномерным распределением теплового потока и, соответственно, появлением линейных зональных поясов *регионального метаморфизма, контролируемых границами плит и зонами крупных разломов*. Для них свойственно многообразие фаций не только по температурам, но и по давлениям и четкая приуроченность к определенным геодинамическим обстановкам, с высоким отношением Т/Р. В зонах субдукции при быстром погружении холодной океанической плиты вдоль сейсмофокальных зон Бенъофа на огромные глубины (рис. 9.6) развивается *эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм* (или метаморфизм голубых сланцев) низких температур – высоких давлений. Он характеризуется очень высокими давлениями (8-30 кбар) со значительным их градиентом при невысоком температурном градиенте - 10-15° С на км, то есть низким отношением Т/Р. Резко нарастающее давление приводит к формированию зональности, где пренит-пумпеллиитовые парагенезисы сменяются парагенезисами, содержащими последовательно жадеит, глаукофан, лавсонит, омфацит. Находки *эклогитового метаморфизма* высоких давлений в протерозойских блоках коры косвенно свидетельствует о наличии уже в протерозойское время зон субдукции.

В сопряженных с зонами субдукции островных дугах с повышенным тепловым потоком и обильным магматизмом развивается зональный термальный метаморфизм в широком интервале температур при низких и умеренных давлениях с высоким отношением Т/Р (рис. 9.6).

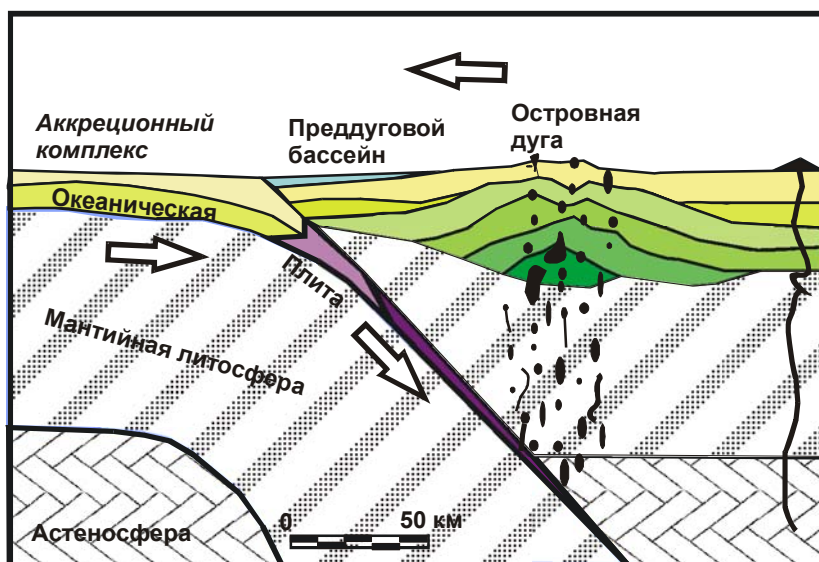


Рис. 9.6 Островная дуга, сопряженная с зоной субдукции [Метаморфизм и тектоника, 2001]. Разными тонами серого – зональный метаморфизм островной дуги, черные пятна – надсубдукционный магматизм. В зоне субдукции – развитие глаукофановых сланцев – эклогитов в области высокого давления.

При коллизии крупных блоков континентальной коры в область повышенных температур и давлений попадают осадочно-вулканогенные толщи разного возраста, иногда уже метаморфизованные. Под воздействием глубинного теплового потока и выделения тепла при тектонических деформациях образуются зональные метаморфические пояса. Иногда они имеют перевернутую зональность, когда наиболее высокие температуры достигаются в зоне надвигового шва, а с глубиной температура снижается. Характерными примерами поясов такого типа являются совсем молодые зональные метаморфические пояса Анд и Гималаев, а также зональные метаморфические пояса Прибайкалья каледонского времени (рис. 9.7), связанные с обстановкой активной окраины континента и коллизии.

Зональные метаморфические пояса образуются в активных тектонических зонах в течение всего фанерозоя вплоть до настоящего времени. В них проявлен весь интервал РТ параметров метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой и эклогитовой фации. По объему охваченных им пород динамо-термальный тип метаморфизма занимает ведущее место в земной коре.

4. Особым типом можно считать **метаморфизм основных пород в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов** (рис. 9.8). Здесь главным агентом метаморфизма выступают гидротермальные растворы – прогретые до 300-400°C морские воды, вовлеченные в контракционные трещины остывающих вулканитов и габброидов, а также вдоль листрических (выполаживающихся с глубиной) разломов. Именно эти растворы вызывают метаморфические преобразования данных пород в интервале зеленосланцевая - амфиболитовая фация.

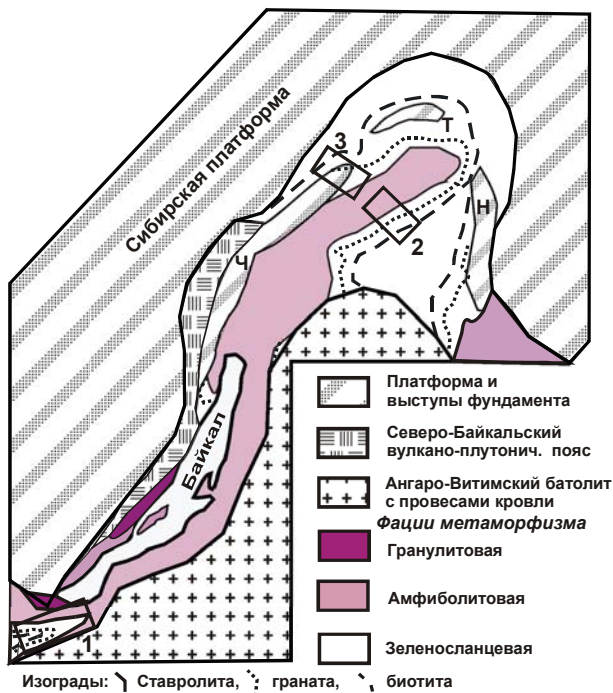


Рис. 9.7 Зональный метаморфический пояс в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы. Участки с зональностью, секущей простирания пород: 1 – Хамардабанский; 2 – Угаханский в патомском комплексе; 3 – Витимский.

4.

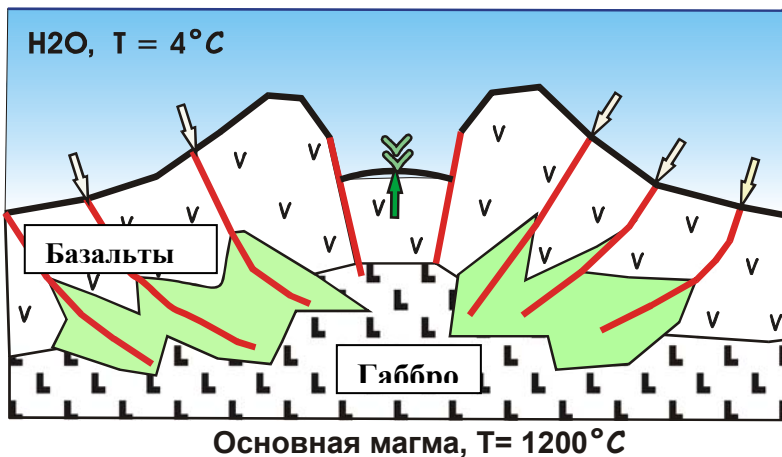


Рис. 9.8 Метаморфизм морского дна – проникновение морской воды вдоль листрических разломов, ее нагрев и ретроградное преобразование горячих габбро до уровня амфиболитовой – зеленосланцевой фаши.

5. В зонах активных разломов при снижении параметров метаморфизма вновь происходят хрупкие деформации пород с развитием тектонитов (тектонических брекчий, катаклазитов и милонитов). Это **катакластический метаморфизм**, часто сопровождаемый развитием низко температурных минеральных ассоциаций.

6. **Контактовый тип метаморфизма**, обусловленный непосредственным тепловым воздействием основных или кислых интрузий на вмещающие холодные породы. Он тоже является зональным вследствие быстрого падения температур прогрева вмещающих пород при удалении от контакта (рис. 9.9). Этот тип резко отличается от регионального меньшими масштабами и более низким, практически постоянным давлением.

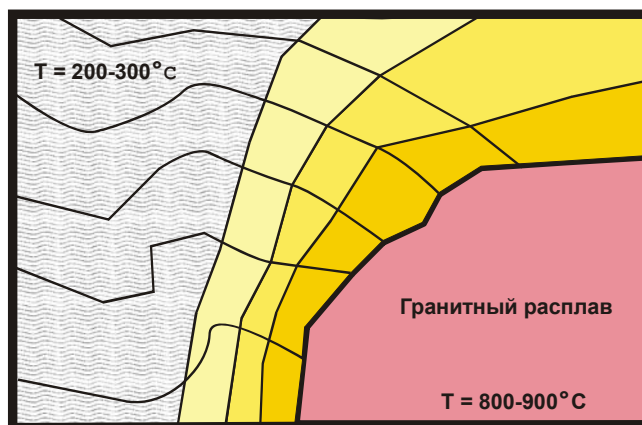


Рис. 9.9 Контактный метаморфизм вмещающих граниты пород

7. Еще один тип метаморфизма обусловлен внезапными воздействиями. Это **импактный** или **ударный метаморфизм**, вызванный падением крупных метеоритов. Он носит взрывной характер с мгновенным, кратковременным взлетом давлений (до образования алмазов) и температур (до плавления пород). Обнаруживают его древние проявления по находкам тиллитов – шариков стекла, а также по кольцевым структурам на космоснимках. Реликты древних кратеров – результат падения крупных метеоритов, называют астроблемами. Частоту падения метеоритов можно оценить по огромному количеству кратеров на Луне. Мощная земная атмосфера оберегает нас от падения мелких и средних метеоритов (они сгорают в ней) и довольно быстро ликвидирует следы падения крупных космических тел путем выветривания и эрозии.

По направленности изменения температуры и (или) давления различают *прогрессивный* и *регрессивный метаморфизм*. При повышении параметров развивается прогрессивный (проградный) метаморфизм со сменой низкотемпературных минералов более высокотемпературными (рис. 9.10). После достижения пика метаморфизма

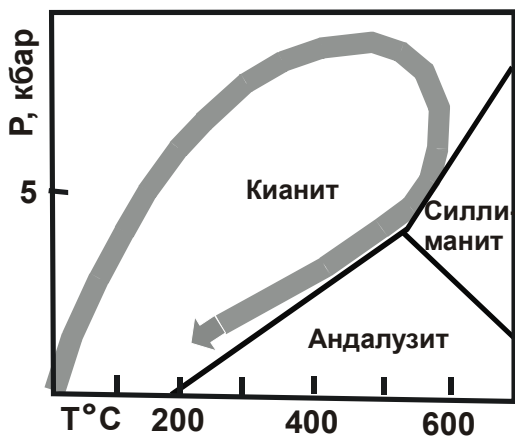


Рис. 9.10 Тренд регионального метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии повышенных давлений с полным циклом смены прогрессивного этапа регрессивным.

параметры начинают снижаться, и наступает регрессивный этап. При регрессивном (ретроградном) метаморфизме, наоборот, высокотемпературные ассоциации минералов сменяются низкотемпературными. Полный цикл метаморфических преобразований называют *трендом метаморфизма*. Первые четыре типа метаморфизма всегда вначале бывают прогрессивными, когда в глинистых породах последовательно развиваются серицит, пиррофиллит, мусковит, андалузит, гранат, калишпат, а в основных сланцах – хлорит сменяется актинолитом, роговой обманкой, пироксеном.

При последующем снижении параметров в результате охлаждения и декомпрессии реакции идут в обратном порядке. Но в отличие от прогрессивного этапа регрессивный метаморфизм не захватывает всю толщу, а развивается вдоль зон трещиноватости, кливажа и только при наличии растворов. Поэтому его продукты занимают намного меньший объем. В результате сохраняются реликтовые участки более высокого метаморфизма с метастабильными в новых условиях минеральными ассоциациями, что дает возможность расшифровать весь ход процесса, его полный тренд. Катакластический метаморфизм и метаморфизм морского дна, как правило, бывают регрессивными, так как по сравнению с минералами, кристаллизующимися из расплава, или уже метаморфизованными толщами продукты их взаимодействия с растворами будут более низкотемпературными. А контактовый и импактный метаморфизм имеют только прогрессивный характер.

Процесс метаморфизма приводит к формированию пород, наиболее близких к состоянию физико-химического равновесия по сравнению с другими геологическими процессами. Это обусловлено прежде всего большой длительностью метаморфизма. Как мы увидим дальше, этот фактор – *геологическое время* – играет огромную роль и в сохранении особенностей состава исходных пород, несмотря на полное преобразование их минерального состава. Региональный метаморфизм длится несколько миллионов лет. Для сравнения, скорость накопления осадков меняется от нескольких миллиметров до метров в год. При перекрытии новым осадочным материалом всего на 10 см (то есть по прошествии 0,1-100 лет) в нижнем слое окислительная обстановка уже меняется на восстановительную, и начинается преобразование осадка. Кристаллизация вулканитов продолжается до года, а интрузий – тысячи лет. За столь короткое по сравнению с метаморфизмом время редко успевает сформироваться полностью равновесный парагенезис минералов, и велика вероятность наличия метастабильных фаз. Поэтому метаморфический процесс, как наиболее длительный, считается наиболее близким к равновесному.

Глава 10 КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.

При создании классификации метаморфических пород учитывается ряд признаков. В последней и достаточно сложной классификации, предложенной коллективом авторов под редакцией Н.Л. Добрецова, О.А. Богатикова и О.М. Розена [1992], метаморфиты делятся на *классы* по генетическому признаку:

- 1) регионально-метаморфические (сланцы, гнейсы),
- 2) контактово-метаморфические (роговики)
- 3) продукты ударного метаморфизма (импактиты).

С ними авторы объединили и метасоматические породы:

- 4) гранитизированные или ультраметаморфические (мигматиты, ортотектиты),
- 5) тектониты (милониты, бластомилониты).

Внутри классов породы делятся по температуре образования на *высоко-, средне- и низкотемпературные*.

По текстурам регионально метаморфические породы делят на два больших семейства – *сланцы и гнейсы*. Но сюда вкладывается и признак минерального состава. Как правило, сланцами называют сланцеватые низкотемпературные метаморфические породы, содержащие из светлых минералов кварц, либо плагиоклаз, либо оба вместе, но без калиевого полевого шпата, который появляется только в амфиболитовой фации. Добавочное определение к сланцам – кварцевые сланцы (если содержат один кварц) или плагиосланцы. Гнейсы – это породы амфиболитовой и гранулитовой фаций, содержащие калишпат. Плагиопороды гранулитовой фации в отличие от низкотемпературных сланцев называют кристаллическими сланцами.

Более точное определение породы получают по *преобладающим и характерным минералам*. Например, хлорит-биотитовые сланцы, гранат-ставролит-биотитовые плагиосланцы, силлиманит-гранат-ортоклазовые гнейсы, биотит-гиперстеновые гнейсы (с калишпатом), но двупироксеновые сланцы (без него). По этому названию, зная температурную устойчивость минералов, сразу можно определить и степень метаморфизма породы.

Если по химическому или минеральному составу метаморфической породы можно определить природу исходной породы (протолита), их называют *метаосадками и метавулканитами*. Более точные определения – метапелиты, метаграувакки, метабазальты, метариолиты. Приставка «мета» означает, что порода претерпела метаморфизм. Когда важно указать особенности состава, в определение добавляются

слова высокоглиноземистые или железистые метапелиты, малокальциевые метапелиты, низкощелочные metabазальты.

Структуры метаморфических пород называются по форме слагающих их минералов, хотя общее название метаморфических структур - *гранобластовые*. Это название отражает одновременную перекристаллизацию минералов породы в отличие от последовательной кристаллизации магматических пород. Гранобластовой структурой обладают олигомиктовые метапесчаники, двупироксеновые сланцы (рис. 10.1, *а*). Сланцы с преобладанием чешуек слюдястых минералов имеют лепидобластовую структуру (рис. 10.1, *б*). Структура амфиболитов с преобладанием доскоподобных амфиболов называется нематобластовой (рис. 10.1, *в*), а с преобладанием игольчатых минералов – фибробластовой (рис. 10.1, *г*).

Структуры метаморфических пород различаются и по размерам слагающих их зерен. При близких их размерах образуется равнозернистая структура (рис. 10.2, *а*). В низкотемпературных зонах многие новообразующиеся минералы растут в виде крупных кристаллов, и порода приобретает гетеробластовую или порфиробластовую структуру (рис. 10.2, *б*, *в*). Порфиробласты, как правило, включают мелкие зерна минералов основной массы, которые они захватили в процессе роста. Такая структура называется пойкилобластовой или ситовидной (рис. 10.2, *г*). Обилие включений особенно характерно для гранатов, андалузитов, ставролитов и кордиеритов. Если в породе сохраняются реликтовые структуры исходной породы, их называют бластопорфировыми или бластопсаммитовыми.

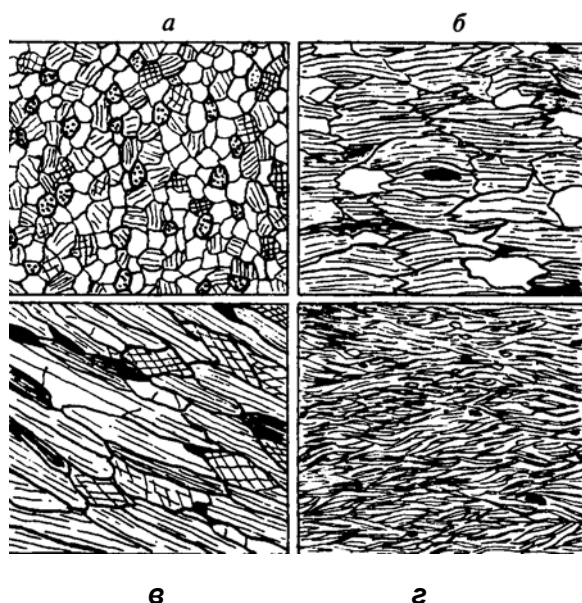
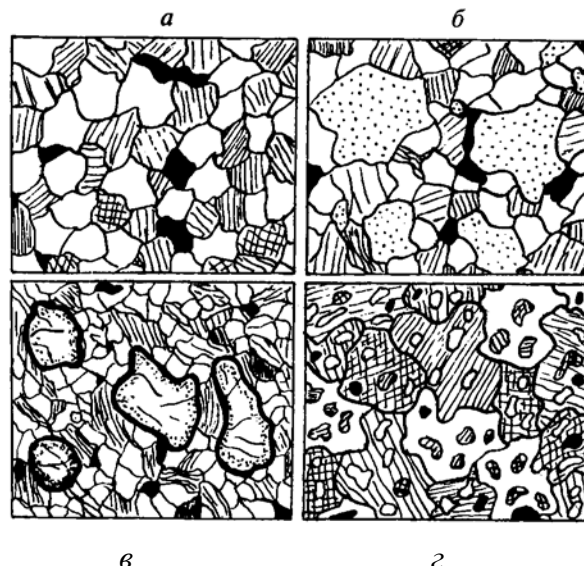


Рис. 10.1 Структуры метаморфических пород, обусловленные формой зерен минералов (по Богатикову и др., 2001):
а – гранобластовая;
б – лепидобластовая;
в – нематобластовая;
г – фибробластовая.

Рис. 10.2 Структуры метаморфических пород, обусловленные относительными размерами слагающих их минералов:
а – равнотернистая;
б – гетеробластовая;
в – порфиробластовая;
г – пойкилобластовая



Разнообразные структуры формируются благодаря различным скоростям роста кристаллов минералов вдоль различных направлений и на разных гранях при общем стремлении метаморфической породы вблизи состояния равновесия к минимальной поверхности межзерновых границ (но в условиях мощного одностороннего давления). Гранобластовые структуры характерны для пород, сложенных изометричными по форме минералами. В таких породах форма зерен близка к 5-6-угольникам, так как это дает наименьшую площадь поверхности. Гранаты и полевые шпаты имеют близкие скорости роста разных граней. Но медленный рост граната и его высокая плотность приводит к «прокручиванию» порфиробласт граната при деформации породы с образованием своеобразных зерен с формой «снежного кома». Ставролит, хлоритоид, амфиболы имеют быстро растущие конечные грани, что приводит к образованию вытянутых кристаллов и соответствующим структурам.

Текстуры метаморфических пород отражают распределение минералов в пространстве, определяющее внешний облик породы (рис. 10.3). Это массивная или пятнистая текстура контактовых роговиков, сланцеватая (рис. 10.3, а) или плейчатая (рис. 10.3, з) для слюдяных и актинолитовых сланцев, гнейсовая или гнейсовидная (рис. 10.3, б) для гнейсов и гранитогнейсов, полосчатая для мигматитов (рис. 10.3, в). Образование сланцеватых и гнейсовых текстур обусловлено ростом минералов при ориентированном давлении. На гранях зерен, где давление выше, минерал растворяется и перетлагается в «тенях давления» - в направлении более низкого давления.

Особый тип структур и текстур возникает при дислокационном или катакластическом метаморфизме. Катаклаз проявляется при снижении температур и активизации бокового давления, когда пластические деформации вновь сменяются хрупкими. Краевые части минералов крошатся, перетираются, кварц образует линзы, обтекающие обломки. По степени разрушения и крупности обломков различают брекчии

(рис. 10.3, *д*), катаклазиты и милониты (рис. 10.3, *е*). Милониты бывают настолько тонкозернистые, что неразличим предшествующий катаклазу облик породы. Так часто милонитизированные граниты при картировании принимают за вулканические породы – порфириты

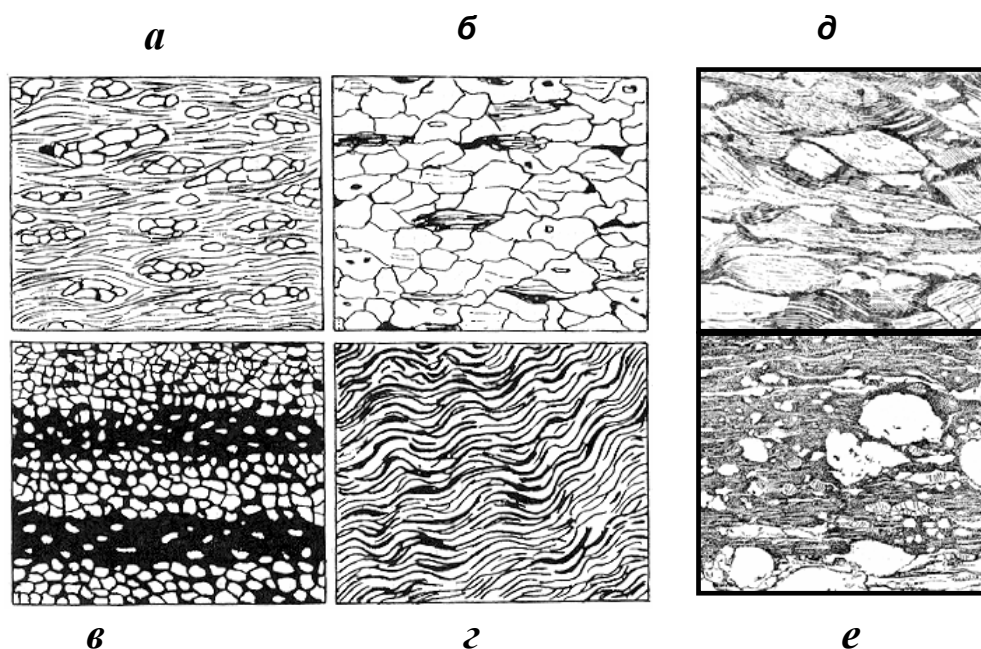


Рис. 10.3 Текстуры метаморфических пород (по Богатикову и др., 2001): *а* – сланцеватая; *б* – гнейсовидная; *в* – полосчатая; *г* – плейчатая. Катаклазиты: *д* – брекчия; *е* – очковый милонит.

Метаморфические минералы

Метаморфические породы сложены обычно ограниченным числом минералов, набор которых меняется с ростом метаморфизма. Минералы, их форма, состав, взаимоотношения являются той матрицей, с помощью которой мы можем установить степень метаморфизма пород и близость к равновесному состоянию. Можно также определить температуру и давление при метаморфизме и реконструировать природу исходной породы – протолита. Многие метаморфические минералы имеют переменный состав, который меняется в зависимости от состава породы или степени ее метаморфизма. При одном и том же составе породы по составу минералов переменного состава (гранатам, амфиболам, биотитам, пироксенам) можно рассчитывать температуру и давление при метаморфизме.

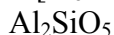
Наиболее простыми являются мономинеральные породы – кварциты и мраморы. Их метаморфизм сводится к перекристаллизации и укрупнению зерен: кварца – в кварцитах, кальцита и доломита – в карбонатных породах. Самые чистые кварциты и

мраморы получают при метаморфизме радиоляриевых илов и хемогенных известняков. Любая примесь терригенного материала или органики приводит к усложнению минерального состава этих пород с образованием слюдистых кварцитосланцев, кальцифиров, графитовых мраморов.

Наибольшее число парагенных, находящихся в равновесии (парагенезисе) минералов наблюдается в высокоглиноземистых породах (метапелитах), образующихся в процессе метаморфизма глинистых пород (пелитов) и кор выветривания. Они могут насчитывать в парагенезисе до 8 минералов. Например, кварц + плагиоклаз + мусковит + биотит + гранат + андалузит + ставролит + магнетит. Остальные метаморфические породы имеют парагенезисы из 3-5 породообразующих минералов.

Главные минералы метаморфических пород и их формулы:

Пирофиллит $Al_4[Si_8O_{10}](OH)_4 \rightarrow$ кианит (андалузит, силлиманит)



Хлорит $(Mg, Fe)_6[Al Si_3O_{10}](OH)_8$

Слюды: Серицит \rightarrow мусковит – $KAl_2[Al Si_3O_{10}](OH)_2$

Биотит $K (Mg, Fe)_2(Fe, Al, Ti) [Al Si_3 O_{10}](OH)_2$

Цоизит – эпидот $(Ca, Fe)_2Al_3[Si_3O_{12}]OH$

Хлоритоид $(Fe, Mg, Mn)_2Al_4[Si_2O_{10}](OH)_4$

Ставролит $(Fe, Mg)_2(Al, Fe)_9O_8[SiO_4](O, OH)_2$

Кордиерит $Al_3(Mg, Fe)_2[Si_5AlO_{18}]$

Гранаты: Пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$

Альмандин $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$

Спессартин $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$

Гроссуляр $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$

Амфиболы: Актинолит – тремолит $Ca_2(Mg, Fe)_5[Si_8O_{22}](OH, F)_2$

Куммингтонит - грюнерит}

Роговая обманка $(Ca, Na, K)_2(Mg, Fe, Al)_5[Si_6Al_2O_{22}](OH, F)_2$

Пироксен моноклинный – диопсид $(Ca, Mg, Fe)_2Si_2O_6$

Пироксен ромбический – гиперстен $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$

Жадеит $NaAlSi_2O_6$

Лавсонит $CaAl_2[Si_2O_7](OH)_2H_2O$

Плагиоклазы: альбит $NaAlSi_3O_8 \rightarrow$ анортит $Ca Al_2Si_2O_8$

Калиевый полевой шпат $(K, Na)Al Si_3O_8$

Наиболее низкотемпературными метаморфическими минералами являются кварц, альбит и слоистые силикаты. В глиноземистых породах они представлены пирофиллитом ($Al_4[Si_8O_{10}](OH)_4$), серицитом и хлоритами. Серицит – это тонкочешуйчатая разновидность мусковита с пониженным содержанием калия и повышенным – воды. Хлориты $(Mg, Fe)_{12}[(Si, Al)_8O_{20}](OH)_{16}$ имеют широкие пределы изоморфизма по соотношению Mg и Fe.

Все эти минералы содержат до 5-7 % воды в слюдах и до 12% в хлоритах. Они развиваются по гидрослюдам (иллиту, монтмориллониту, каолину, смектиту) в глинистых

породах, претерпевших ранее катагенез, и устойчивы уже при 300°C. В основных породах это хлориты и серпентины с 12 % воды, развивающиеся по пироксенам и оливину.

В условиях высокой зеленосланцевой фации (450-500° С) из слоистых силикатов становятся устойчивыми мусковиты и биотиты, которые имеют широкие пределы изоморфизма: К и Na в мусковите в зависимости от давления, Mg и Fe в биотите в зависимости от температуры. Поэтому по белым слюдам (мусковиту) можно определять давление, а по биотитам – температуру. Температурный интервал устойчивости слюд очень широк. Мусковит $KAl_2 [AlSi_3O_{10}](OH)_2$ устойчив до 600-650° С, где он распадается на ортоклаз и воду. Биотит $K (Mg, Fe)_2(Fe, Al, Ti)[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ устойчив до гранулитовой фации, где он становится высокотитанистым (до 5-6 % TiO_2). Для карбонатных пород характерен флогопит – высокомагнезиальный аналог биотита.

Группа граната объединяет много разновидностей этого минерала с широким диапазоном изоморфных замещений. Самыми распространенными являются железистый минерал альмандин $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$, магниевый – пироп, кальциевый – гроссуляр и марганцевый - спессартин. Они образуют непрерывные ряды смесимости, где соотношение минералов зависит от исходного состава породы и от параметров метаморфизма. В метаморфических породах шире всего распространен альмандиновый гранат, появляющийся в метапелитах при 480-500°C. При одинаковом составе метапелитов в низкотемпературных зонах он обогащен спессартиновым минералом (15-25 %), а в высокотемпературных – пиропом (от 4 % в зеленосланцевой фации до 25 % в гранулитовой фации) (рис. 10.4). В бедных кальцием метапелитах содержание Са в гранате не превышает 4 мас. %, но при высоких давлениях оно значительно возрастает. В то же время в богатых кальцием кальцифирах в амфиболитовой фации встречаются чистые гроссуляры, а гранаты кристаллических сланцев по основным породам обогащены и пиропом, и гроссуляром. Другими словами, состав граната зависит как от исходного состава породы, так и температуры и давления ее метаморфизма.

Гранаты почти единственные минералы метаморфических пород, в которых часто наблюдается зональность по составу. Это связано с очень низкими скоростями диффузии компонентов в данном минерале. Высокое содержание спессартина в центре зерен с убыванием его к краевой зоне сопровождается обычно увеличением к краям зерна количества пироба, что свидетельствует о росте зерна граната на прогрессивном этапе

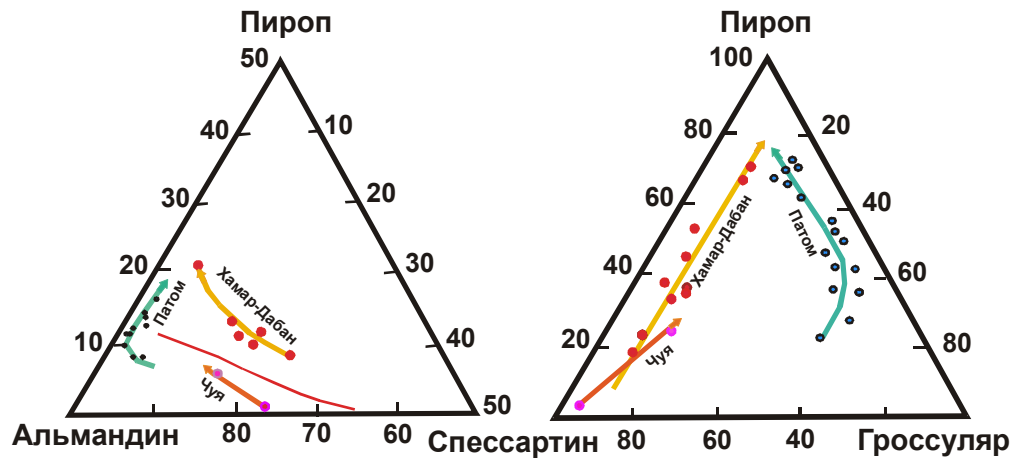


Рис. 10.4 Изменение состава граната с ростом метаморфизма в фациальных сериях повышенного (Патом) и низкого (Хамар-Дабан) давлений.

метаморфизма при повышении температуры (рис. 10.5). Обратная зональность с ростом концентрации марганца в краевых зонах зерен граната со снижением содержаний магния характерна для регрессивного этапа метаморфизма. Таким образом, по изменению состава граната по профилю зерен можно расшифровать температурный ход метаморфизма во времени.

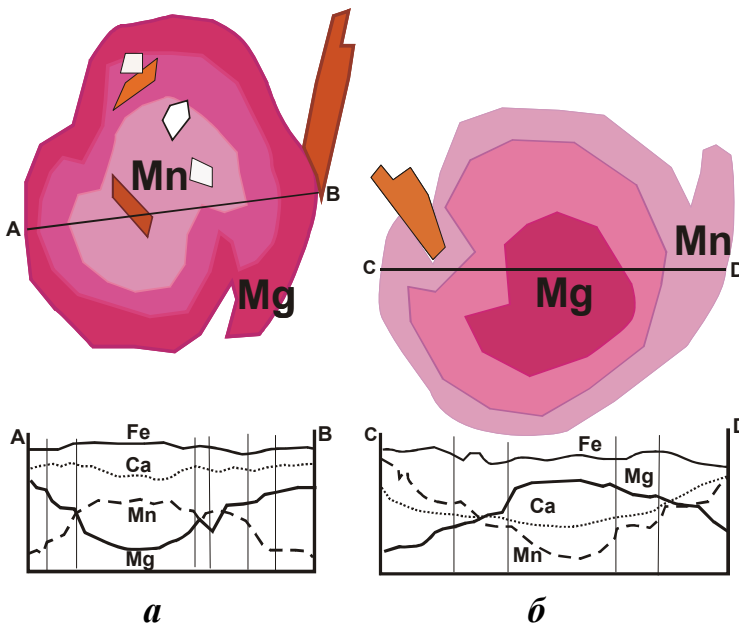


Рис. 10.5 Зональный рост зерен граната *a* – на прогрессивном этапе с обогащением ядра Mn, а краевой части Mg (прогрессивная зональность) и *б* – на регрессивном этапе с нарастанием более низко температурных, обогащенных спессартином краевых зон. Включения: темные – чешуи биотита, белые – кварц. Внизу приведены профили изменения состава гранатов по главным катионам.

Пироксены характерны, главным образом, для пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, развивающихся по базитам, туффитам, карбонатным породам. Они представлены двумя подгруппами: ромбическими гиперстенами и моноклинными диопсидами. Гиперстен является промежуточным членом изоморфной бескальциевой серии энстатит ($Mg_2[Si_2O_6]$) – ферросилит ($Fe_2[Si_2O_6]$). Моноклинные пироксены являются членами диопсид-геденбергитовой изоморфной серии $CaMgSi_2O_6$ –

$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$. Для пироксенов характерен изоморфизм $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}$, который также связан как с составом пород, так и с изменением температуры и давления при метаморфизме. В породах серий ультравысоких давлений в моноклинных пироксенах развивается другой тип изоморфизма – $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}) \rightarrow \text{NaAl}$. Жадеиты, омфацинты с высокими содержаниями натрия и алюминия являются главными признаками высокобарического метаморфизма.

Обширную группу представляют *амфиболы*, широко развитые в метапородах основного и среднего состава. Это сложные по составу и особенно по вариантам изоморфных замещений минералы. Широко распространены достаточно низкотемпературные моноклинные Са-содержащие актинолиты $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$, которые в амфиболитовой и гранулитовой фации сменяются роговыми обманками с повышенным содержанием Al_2O_3 и TiO_2 . Существует ряд Fe-Mg (бескальциевых) моноклинных амфиболов серии куммингтонит-грюнерит, характерный для метаморфических пород низких давлений. В породах высоких давлений, как и в пироксенах, проявляется изоморфизм $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}) \rightarrow \text{NaAl}$ с развитием щелочных амфиболов ряда глаукофанов. Они имеют в шлифах синие и фиолетовые окраски, за что вся метаморфическая глаукофансланцевая фация получила еще одно название – голубых сланцев. Ромбические Mg-Fe амфиболы ряда антофиллит-жедрит встречаются в региональных и контактовых метаморфических породах.

Минералы группы *эпидота – цоизита* ($\text{FeAlSiO}_4 - \text{CaAlSiO}_4$) наиболее характерны для сланцев среднетемпературных зон метаморфизма: железистые эпидоты (для сланцев основного состава), клиноцоизиты и чистые кальциевые цоизиты. Последние образуются при распаде основного плагиоклаза на альбит и цоизит при метаморфизме габбро и базальтов в условиях повышенных давлений, а также в карбонатных сланцах с туфовым материалом.

Полевые шпаты – одна из самых распространенных групп метаморфических минералов. Широко известный ряд Са-На полевых шпатов – плагиоклазов – встречается в метаморфических породах самого разного состава и во всем интервале РТ-условий метаморфизма. В низкотемпературных фациях метаморфизма терригенных и магматических пород устойчив альбит, который развивается не только по более Са-плагиоклазам исходных пород, но и по калишпату. При этом кальций уходит в цоизит, а калий – в слюды. С повышением температуры натрий в плагиоклазе постепенно замещается кальцием с параллельным замещением кремния алюминием. В высокой зеленосланцевой и амфиболитовой фациях плагиоклаз представлен уже олигоклазом и андезином. При кислом составе пород андезин может сохраняться до высоких температур. В породах основного и карбонатного состава он достигает состава битовнита – анортита.

При повышении давления все более устойчивым оказывается альбит, а кальций переходит в минералы ряда эпидот – цоизит. При очень высоких давлениях альбит также становится неустойчивым: кальций переходит в лавсонит, а натрий – в глаукофаны, жадеиты и омфацит.

Калиевые полевые шпаты в метаморфических породах представлены микроклином и ортоклазом, различающимися степенью структурной упорядоченности. В разупорядоченный более высокотемпературный ортоклаз входит больше изоморфной примеси натрия. Он возникает при 650° С путем распада мусковита на калишпат и воду. Калишпаты устойчивы только в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма.

В группе метапелитов, имеющих наиболее богатый минеральный состав, встречаются специфические минералы, содержащие много алюминия и железа и характерные только для метаморфических пород. Прежде всего это *полиморфы силикатов алюминия* – андалузит, кианит (дистен) и силлиманит. Они имеют одинаковый состав Al_2SiO_5 , но разную кристаллическую структуру, что определяет их устойчивость при различных РТ-параметрах. Андалузит устойчив при низких давлениях и температурах. При повышении давления он сменяется кианитом, а при повышении температуры оба они замещаются силлиманитом. Само их наличие в породе является функцией состава (высокой глиноземистости) породы, а полиморфная разновидность служит индикатором температур и давлений метаморфизма.

Хлоритоид $(Fe^{2+}, Mg, Mn)_2Al_4[SiO_4(OH)_2O]_2$ характерен для высоко железистых и глиноземистых пород низкой степени метаморфизма. Он образует зеленые удлиненные кристаллы среди войлока слюд и хлорита и отличается от амфиболов аномальными голубыми и зеленовато-серыми окрасками в скрещенных николях. С увеличением степени метаморфизма до амфиболитовой фации он сменяется *ставролитом* $(Fe^{2+}, Mg)(Al, Fe^{3+})_9O_6[SiO_4]_4(O, OH)_2$. Название происходит от слова «ставрос» - крест, он встречается в виде ромбических длинных темно коричневых кристаллов, которые часто образуют крестообразные сростки. Оба минерала наиболее характерны для метаморфизованных кор выветривания, где они слагают до 30-40 % породы.

Кордиерит $(Mg, Fe^{2+})_2Al_3[Si_5O_{18}]$ – кольцевой силикат магния, железа и алюминия. В силу своей кольцевой, рыхлой структуры встречается в фациях низкого давления регионального и контактового метаморфизма. Состав его меняется от чисто магниальных до высоко железистых разновидностей в зависимости от состава исходных пород и температуры, а в каналах его структуры может «прятаться» целый ряд элеменов-

примесей, в том числе летучих компонентов. Чисто магниевый кордиерит прозрачен, имеет сине-фиолетовый, переливающийся цвет и приобретает ювелирную ценность.

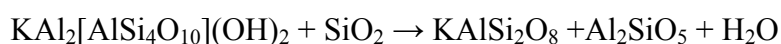
Лавсонит $\text{CaAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$ можно рассматривать в качестве водного аналога анортита. Этот минерал является индикатором метаморфизма высоких давлений и демонстрирует расширение полей устойчивости водосодержащих минералов при повышении давления. Характерен для низко метаморфизованных основных пород.

Волластонит $\text{Ca}[\text{SiO}_4]$ образуется в карбонатных породах высоких степеней метаморфизма и продуктах их метасоматического преобразования при относительно низких давлениях.

Таким образом, *состав всех минералов переменного состава в метаморфических породах зависит от двух факторов – исходного состава породы и параметров метаморфизма. При перекристаллизации породы на каждой новой, более высокой ступени метаморфизма происходит миграция и перераспределение элементов в новые минералы в направлении уплотнения структур и более низкого содержания воды (дегидратации минералов).* Зависимость состава минералов от P-T-условий метаморфизма настолько закономерна, что позволила разработать целый ряд минеральных геотермометров и геобарометров, которые более подробно мы рассмотрим в дальнейшем.

Метаморфизм пород различного состава

Преобразование минеральных ассоциаций осадочных, вулканических и интрузивных пород под воздействием повышения температур и давлений начинается при выходе параметров за пределы полей термодинамической устойчивости составляющих исходные породы минералов. Другими словами, для начала метаморфических реакций нужен заметный перегрев породы. При этом давление способствует протеканию реакций с образованием минералов меньшего объема, а температура – более высокотемпературных минералов, часто имеющих больший объем. Результирующие парагенезисы, удовлетворяющие влиянию и того, и другого фактора, формируются в реакциях, прежде всего, *дегидратации и декарбонатизации* минералов. Например, в зеленосланцевой фации за счет хлорита образуется более плотный и безводный гранат с выделением воды, а при переходе к высокой амфиболитовой фации мусковит разлагается с формированием ортоклаза и воды:



мусковит кварц ортоклаз силлиманит вода

Реакции дегидратации и декарбонатизации являются главными реакциями прогрессивного этапа метаморфизма. Метаморфизм происходит путем перекристаллизации породы в твердом состоянии: минералы, неустойчивые при новых

значениях Т и Р, реагируют между собой через пленку межзернового флюида с образованием других минералов, находящихся в равновесии при новых условиях. Наличие водного раствора и геологическое время являются главными условиями полного протекания метаморфических реакций.

Осадочные породы до литификации содержат до 20-40 % воды. В результате уплотнения и преобразований при диагенезе и катагенезе часть этой воды удаляется, часть поглощается гидрослюдами, и к началу собственно метаморфизма морские осадки содержат 10-15 % воды. К этому моменту обломочные породы бывают мало изменены. В глинистых осадках при диа- и катагенезе формируются гидрослюды – иллит, смектит, монтмориллонит, каолин, диаспор. При повышении температуры гидрослюды замещаются хлоритом и серицитом, серицит – мусковитом, пиррофиллит и хлоритоид – андалузитом и ставролитом, хлорит – гранатом, затем появляются калишпат, силлиманит. При этом развиваются все более плотные и безводные парагенезисы, а порода в целом теряет 10-15 % воды и 5-10 % объема. Выделяющаяся при реакциях вода и обеспечивает наличие флюида в породе, хотя большая ее часть выдавливается из породы и уходит в область более низких давлений.

Интрузивные и вулканические породы, изначально имеющие высокотемпературные парагенезисы, неравновесны в условиях низкотемпературного метаморфизма и реагируют с метаморфогенными растворами с формированием водосодержащих низкотемпературных минералов (но только при наличии этих растворов). Пироксены и амфиболы в них замещаются хлоритами, оливины – серпентином, основные плагиоклазы – сростаниями цоизита и альбита. Зачастую это происходит еще на морском дне.

Таким образом, в осадочно-вулканогенной толще развитие зеленосланцевого метаморфизма будет прогрессивным процессом для осадков, но регрессивным для вулканитов. При дальнейшем повышении степени метаморфизма в основных метавулканитах также развиваются маловодные минералы. Породы превращаются в амфиболиты и двупироксеновые плагиосланцы. То есть метаморфизм для всей толщи становится прогрессивным. При этом амфиболиты, сформировавшиеся за счет осадочных туффитов и основных граувакк, с одной стороны, и базальтов с другой, внешне становятся неразличимыми, и их природа диагностируется только геохимическими методами. Метаморфические породы, образовавшиеся за счет осадков (метаосадки) называют еще парапородами, а за счет изверженных пород – ортопородами.

Карбонатные породы – доломиты и известняки, испытывают перекристаллизацию с разложением (декарбонатизацией) железистых и магнезиальных карбонатов, превращаясь в мраморы. Флюидная фаза этих пород состоит преимущественно из CO_2 .

Таким образом, вся толща пород разного состава и генезиса в процессе прогрессивного метаморфизма теряет H_2O и CO_2 , обеспечивая наличие в породе порового флюида, через посредство которого, собственно, и происходят метаморфические реакции. Мало этого, в плотных, слабо проницаемых породах флюиды долго не могут покинуть систему, создавая высокое флюидное давление и расширяя поля устойчивости водосодержащих минералов.

В амфиболитовой фации, где достигаются условия пластического течения пород, начинается процесс *метаморфической дифференциации*. Это загадочный процесс, который до сих пор не получил окончательного объяснения. Казалось бы, при полной перекристаллизации пород должна наступать их гомогенизация. Однако даже в однородных породах в амфиболитовой фации метаморфизма происходит разделение темноцветных и лейкократовых минералов без изменения состава породы в целом. Гнейсы приобретают полосчатость, где прослойки, обогащенные биотитом, амфиболом или гранатом, чередуются с кварц-плагиоклазовыми. Видимо, главной причиной здесь является разная растворимость и объемные характеристики минералов. Мелкие зерна светлых и более объемных минералов, растворяясь в зонах повышенного давления, наращивают зерна тех же минералов в зонах относительно пониженных давлений, группируясь в линзы и прослои лейкократового состава. При дальнейшем повышении температуры, а главное, при переходе к воздыманию структуры и декомпрессии этот процесс перерастает в мигматизацию пород и их гранитизацию с последующим плавлением. Поскольку здесь уже наблюдается привнос-вынос вещества и изменение общего состава пород, подробнее мы рассмотрим этот процесс при обсуждении метасоматоза.

Глава 11 МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ СЕРИИ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЕТКИ, ИЗОГРАДЫ

Появление нового метаморфического минерала при повышении температуры настолько закономерно, что используется при картировании зональных метаморфических комплексов. *Линия появления или исчезновения минерала в определенном типе породы соответствует уровню одинаковой температуры в термальном поле метаморфизма.* Она называется *изоградой* и по существу является линией протекания реакции. В трехмерном пространстве это плоскость, отвечающая данной температуре. Многие минералы переменного состава являются сквозными и проходят через ряд метаморфических зон. Поэтому при картировании в качестве изоград используются так называемые критические для данной породы и зоны метаморфизма минералы, или *индекс-минералы*.

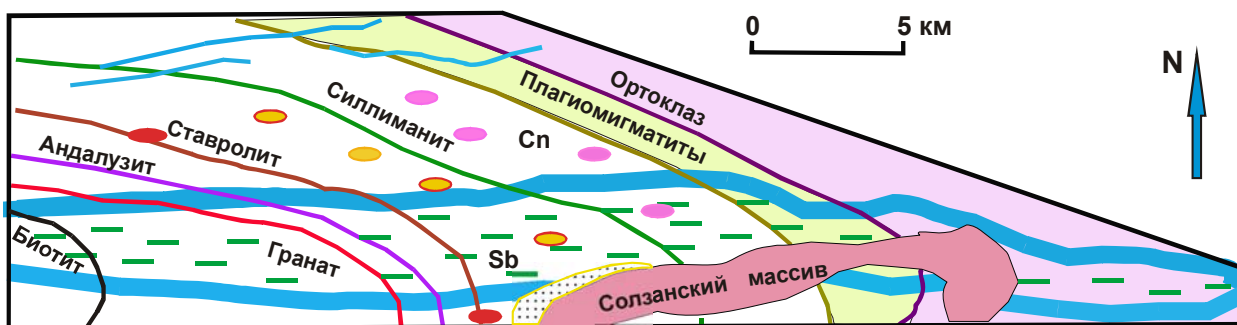


Рис. 11.1 Изограды индекс-минералов в зональном метаморфическом комплексе Хамар-Дабана. Сп – корниловская свита, метапелиты; Sb – шубутуйская свита, метаалевролиты основного состава и известняки. Солзанский гранитный массив с ореолом роговиков в андалузит-ставролитовой зоне.

Так, при метаморфизме метапелитов хорошо картируются изограды появления последовательно *хлорита*, *хлоритоида*, *биотита*, *граната* в зеленосланцевой фации (рис. 11.1). Переход к эпидот-амфиболитовой фации картируется по появлению *олигоклаза* вместо альбита, *андалузита* вместо пиррофиллита. Начало амфиболитовой фации картируется по изограде появления *ставролита*. В высокой амфиболитовой фации и при переходе к гранулитовой исчезают *мусковит*, *ставролит*, *андалузит*, но появляются *ортоклаз*, *кордиерит*, *силлиманит*. В основных породах изоград значительно меньше. Переход от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации отмечен изографами *актинолита* и *эпидота*, а переход к амфиболитовой фации - появлением *роговой обманки*

и диопсида. В основных сланцах гранулитовой фации кристаллизуется второй пироксен, ромбический *гиперстен*. Характерный парагенезис – двупироксеновые плагиосланцы.

Появление минерала, особенно в низкотемпературных зонах, бывает настолько отчетливым, что можно при картировании в поле одной ногой стоять в одной зоне метаморфизма, а другой – в следующей. Это связано с тем, что новые минералы в данных зонах растут в виде довольно крупных порфиробласт, хорошо различающихся на фоне мелкозернистой массы породы. В высокотемпературных зонах перекристаллизация пород приводит к формированию более крупных и близких по размеру зерен, порода становится более равномернозернистой.

Метаморфические зоны называются по наиболее характерным минералам: хлорит-биотитовая, андалузит-ставролитовая, силлиманит-ортоклазовая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, двупироксеновых сланцев.

Метаморфические фации

Очень важным для изучения метаморфизма является понятие *метаморфической фации*. Как уже говорилось, этот термин ввел в метаморфическую геологию Эскола, что было важнейшим шагом вперед в изучении метаморфизма и классификации его типов. Эскола формулировал это понятие так: «Метаморфическая фация - это группа пород, характеризующихся определенной совокупностью минералов, которые в условиях, существовавших во время их образования, находились в равновесии друг с другом» (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962). Основой принципа фаций Эскола является положение о том, что минеральный состав метаморфических пород является функцией их химического состава и физических условий метаморфизма. Современная формулировка понятия фации звучит так: «*метаморфическая фация – это ограниченная область в P , T координатах, характеризующаяся определенным, специфичным набором минеральных ассоциаций, устойчивых только в этой области*» [Метаморфизм и тектоника, 2001]. Монофациальные метаморфические комплексы характеризуются развитием на больших площадях одной фации. В зональных (полифациальных) метаморфических комплексах с большим перепадом температур и давлений наблюдается последовательная смена фаций, разделяемых изоградами. В совокупности эти фации называются фациальной серией.

Все породы близкого химического состава, испытавшие метаморфизм при сходных P - T -условиях, будут иметь одинаковые парагенезисы минералов, если равновесие достигнуто, независимо от времени или места проявления метаморфического процесса. В зональных метаморфических поясах мы видим ряд сменяющих друг друга фаций, которые образуют *фациальную серию*. Особенно четко это прослеживается на тех редких участках зональных комплексов, где границы зон пересекают простирания пород (рис. 11.1). В этих

случаях пласт породы одного состава прослеживается из одной температурной фации в другую.

Фундаментальным принципом, лежащим в основе изучения метаморфических процессов, является соответствие минеральных ассоциаций пород физическим условиям, при которых они образовались. Об этом свидетельствуют как многолетние полевые исследования метаморфических поясов, так и бурно развивающаяся база экспериментальных исследований.

Когда Эскола ввел понятие метаморфической фации, эксперименты по изучению области устойчивости метаморфических минералов были еще в самом зародыше. Для отображения зависимости парагенезиса минералов от химического состава породы и термодинамических параметров он строил треугольные диаграммы «состав – парагенезис», каждая из которых была применима к определенному составу породы (рис. 11.2).

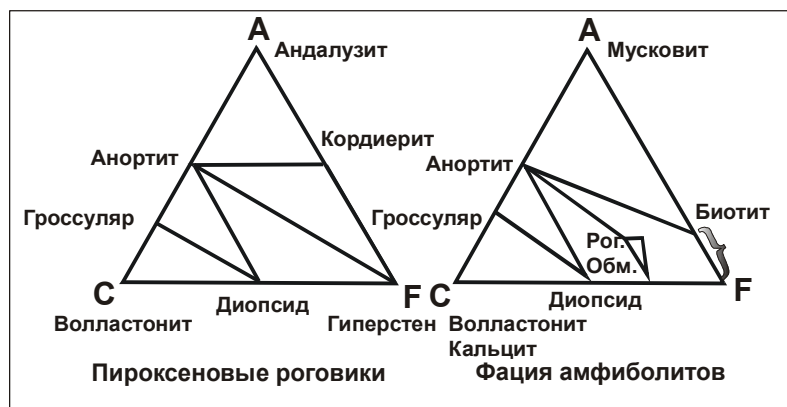


Рис. 11.2 Треугольники составов Эскола для пироксеновых роговиков и основных сланцев амфиболитовой фации.

Диаграммы ACF строились для кварцсодержащих пород, бедных калием, в координатах $A = Al_2O_3$, $C = CaO$ и $F = (Fe, Mg)O$ или AKF – для пород, богатых калием ($K = K_2O$), но бедных кальцием. Для карбонатных пород в углах треугольной диаграммы стояли CaO , MgO , SiO_2 . Положение минерала в треугольнике наносилось по соотношению (в процентах) в его составе этих трех компонентов. Эскола первоначально выделил 5, затем 8 метаморфических фаций, для каждой из которых построил диаграммы состава и качественно определил РТ-интервалы их существования:

1. *Санидиновая фация*, критические минералы - санидин и пижонит, условия очень высоких температур и низких давлений, встречается в виде ксенолитов в вулканитах (пирометаморфизм).

2. *Роговиковая фация*, критическая ассоциация: диопсид - гиперстен и ортоклаз – андалузит; развита во внутренних зонах контактовых ореолов.
3. *Фация зеленых сланцев*: характерные ассоциации мусковит – хлорит – кварц и альбит – эпидот – кварц; продукт регионального метаморфизма при низких давлениях и температурах.
4. *Фация эпидотовых амфиболитов*: критическая ассоциация кварц – альбит – эпидот – роговая обманка; геологическое положение указывает на промежуточные условия между фациями зеленых сланцев и амфиболитов.
5. *Амфиболитовая фация*: критическая ассоциация роговая обманка – плагиоклаз; региональный метаморфизм при умеренных температурах и давлениях, более значительную роль, чем при контактовом метаморфизме, играет вода.
6. *Гранулитовая фация*: критическая ассоциация кварц – ортоклаз – плагиоклаз – альмандин – гиперстен; региональный метаморфизм при высоких температурах и давлениях в «сухой среде».
7. *Фация глаукофановых сланцев*: критические минералы глаукофан – лавсонит – пумпеллиит; высокая плотность этих минералов и присутствие натрия в пироксенах позволило Эскола сопоставлять ее с эклогитовой фацией, но более низких температур. Другие авторы сравнивали ее с зелеными сланцами или эпидотовыми амфиболитами.
8. *Эклогитовая фация*: критическая ассоциация омфациит – пироп-альмандиновый гранат – рутил; по высокой плотности минералов считалось, что это продукты глубинного метаморфизма при очень высоких давлениях и температуре.

К чести Эскола следует отметить, что по прошествии века набор основных фаций метаморфизма практически не изменился, также выделяются фации контактового, регионального метаморфизма и метаморфизма высоких давлений. Появились лишь количественные оценки P-T-условий каждой фации.

Петрогенетические сетки

Сейчас экспериментальная петрология развилась очень широко. Экспериментально установлены линии равновесия большинства метаморфических реакций в широком диапазоне температур и давлений. Это привело к построению петрогенетических сеток, где в координатах температура и давление нанесены экспериментально полученные линии реакций между метаморфическими минералами. Впервые нанести экспериментальные данные по метаморфическим реакциям на координаты давление - температура предложил Боуэн [1940]. С тех пор было сделано много вариантов сеток для разных типов пород. Наиболее сложными всегда были сетки для метапелитов, как самых многофазных (много минеральных) систем.

Упрощенный вариант распределения метаморфических фаций в координатах РТ приводит Ярдли [1991] (рис. 11.3). Здесь без нанесения отдельных реакций между минералами отражены поля устойчивости фаций контактового метаморфизма вдоль оси температур от альбит-эпидотовых до пироксеновых роговиков и санидинитов. Далее нанесены последовательные поля фаций регионального метаморфизма от пренит-пумпеллитовой через зеленосланцевую и амфиболитовую до гранулитовой фации. Отдельно выделена фаціальная серия высоких давлений с глаукофановыми сланцами и

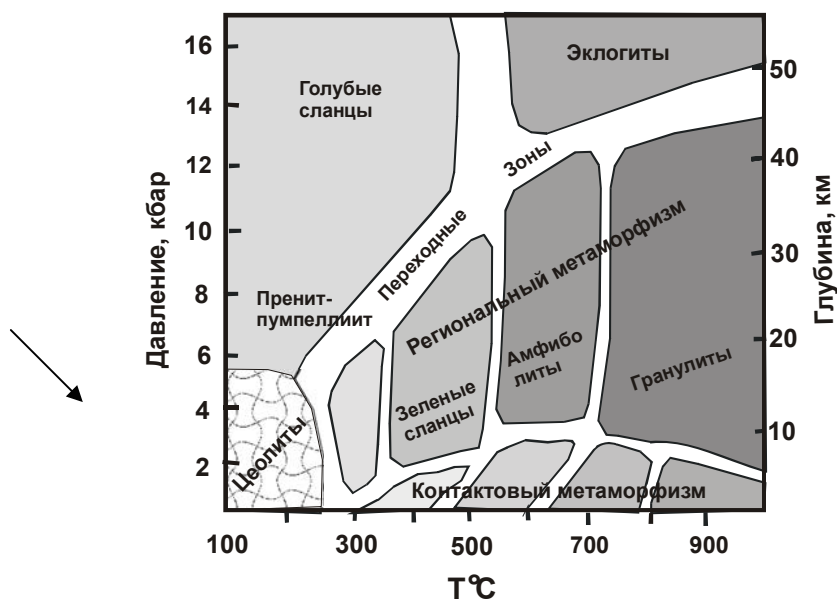


Рис. 11.3 Петрогенетическая сетка Ярдли [1991]. эклогитами. Вдоль границ фаций оставлены переходные зоны, где могут сосуществовать минералы соседних фаций.

В 1970 году вышел 1-ый том многотомной монографии «Фации метаморфизма» коллектива новосибирских ученых. Предложенная в нем петрогенетическая сетка Н.Л. Добрецова для различных типов метаморфизма до сих пор является одной из самых востребованных (рис. 11.4). На ней нанесены линии тройного равновесия полиморфов $Al_2Si_2O_5$ - андалузита, кианита и силлиманита и главных реакций между критическими для метаморфических фаций минералами. Она гораздо более сложная, но в ней четко выделены фаціальные серии разных давлений, которые обозначены буквами.

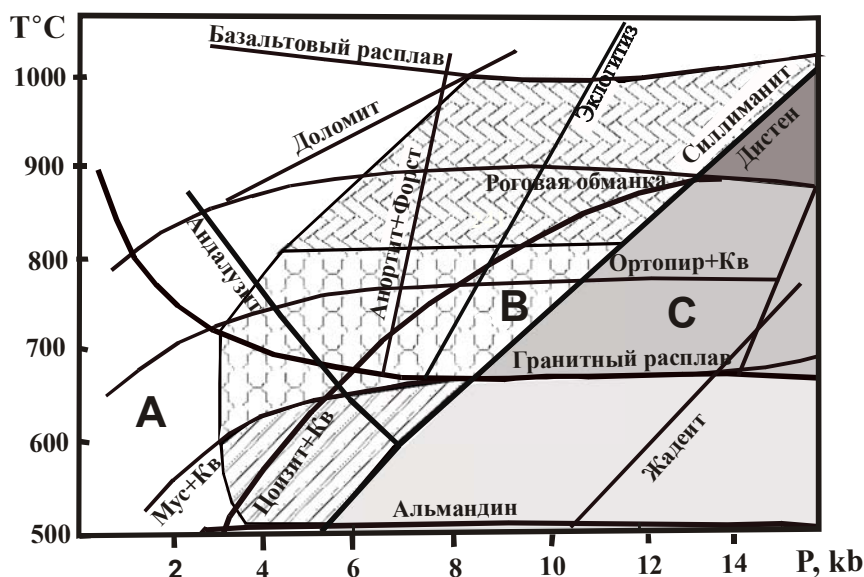


Рис. 11.4 Петрогенетическая сетка фаций метаморфизма Н.Л. Добрецова и др., 1970.

Серия А объединяет фации низких давлений и соответствует области **контактового метаморфизма**. Давления меняются от 1 бара до 3 кбар, температуры – от 700 до 1200°С. В названиях фаций зачастую звучат критические минералы.

A_0 – спуррит-мервинитовая фация (аналог санидинитовой фации пирометаморфизма Эскола). Давления 1-300 бар, температуры 900-1200°С.

A_1 – пироксен-роговиковая фация; характерна для внутренних зон контактовых ореолов габбро. Давления от 0,3 до 3-4 кбар, температура – 700-900°С.

A_2 – амфибол-роговиковая фация, контактовые ореолы гранитов и средние зоны контактовых ореолов габбро. Те же давления, но более низкие температуры - 600-800°С.

A_3 – мусковит-роговиковая фация, внешние зоны контактовых ореолов. Температуры ниже 550-600°С.

A_4 – фации низкотемпературных преобразований (вторичные кварциты, грейзены, пропилиты и т.д.), связанных с контактовыми ореолами интрузий и вулканитов и по сути являющихся уже метасоматическими.

Фациальная серия В среднего или умеренного давления – от 3-5 до 10-13 кбар. Это область развития **регионального метаморфизма**, самого масштабного процесса преобразования пород земной коры. Температурный интервал метаморфизма – от 300 до 900-1000°С, где он ограничивается появлением расплава. В этом интервале резко падает давление воды – до $P_{H_2O} = 0,2-0,3 P_{общ}$, но возрастает давление CO_2 . В серии **В** выделяется 6 фаций.

B_1 - *фа́ция дву́пироксено́вых гнейсов (гранулитовая)*; температуры метаморфизма от 750-800 до 900-1000° С, давления от 4-5 до 10-13 кбар. Сверху по температуре и давлению поле фации ограничено линией плавления базальта, устойчивости альмандина и доломита. Выделяется по ассоциации ромбического и моноклинного пироксена, высокой глиноземистости ортопироксена и титанистости биотита.

B_2 – *фа́ция силлиманит-биотитовых гнейсов (амфиболитовая)*. Верхний температурный предел обозначен исчезновением двупироксен - ортоклазовой ассоциации. Поле устойчивости парагенезисов этой фации - 650-800° С. По давлению фации B_1 и B_2 ограничены от фаций высоких давлений линией устойчивости кианита и линией эклогитизации пород.

B_3 – *фа́ция андалузит-биотит-мусковитовых сланцев*, соответствующая *эпидот-амфиболитовой* фации основных пород. Верхний ее предел определяется устойчивостью мусковита и ставролита с кварцем, нижний предел – переход граната в хлорит, ставролита – в хлоритоид. Температуры – от 500 до 600-650° С, давления – 2-7 кбар.

B_4 – *фа́ция зеленых сланцев*. Температурный интервал – от 350-400 до 500-550° С. Сверху по температуре она ограничена линией перехода хлорит – гранат, для нее характерно появление актинолита и альбита вместо роговой обманки и олигоклаза, устойчивость пирофиллита. Нижний предел – появление каолинита, диаспора, цеолитов в осадках, испытавших катагенез. От фаций высоких давлений отделена линией устойчивости лавсонита с кварцем.

B_5 – *цеолитовая фа́ция* относится уже к катагенезу при температурах от 100 до 300-350° С. Наиболее широко проявлена в областях развития вулканических пород.

Фа́циальная серия С – эклогит–глаукофансланцевая серия. Это серия высокого давления от 8 кбар при низких температурах и выше 14 кбар при высоких температурах. Температурный интервал 300-1000° С. Характерна для обстановок зон субдукции.

C_1 – *эклогитовая фа́ция*. Настоящие эклогиты (без амфиболов) характерны только для мантии. В условиях земной коры эклогиты помимо критических минералов - омфацита, пироп-гроссулярового граната и коэсита (разновидность кварца при высоких давлениях), рутила и иногда алмаза часто содержат Na-амфибол, который может быть и регрессивным.

C_2 – *фа́ция дистеновых (кианитовых) гнейсов и амфиболитов*. Эта фа́ция отвечает силлиманит-биотитовой фации серии В, но в поле устойчивости кианита.. Температура меняется от 650-850° С, давление – от 6 до 10 кбар.

C_3 – *фа́ция кианит-мусковитовых сланцев*, соответствующая по температурам фации андалузит-мусковитовых сланцев, но в поле устойчивости кианита (6-10 кбар), при

более высоких давлениях. Н.Л. Добрецов объединяет ее с глаукофан-альмандиновой фацией, хотя последней свойственны более высокие давления до 15 кбар, до линии лавсонита.

S_4 - жадеит-лавсонит-глаукофановая фация, фация низких температур 350-500° С и высоких давлений – свыше 8-10 кбар.

А. Мияширо в 1961 году выделил парные метаморфические пояса низких и умеренных давлений, представляющих *андалузит-силлиманитовые* и *кианит-силлиманитовые фациальные серии регионального метаморфизма*. Возникновение этих серий обусловлено неравномерным распределением давления в областях складчатости, даже при одной геодинамической обстановке. Смена фаций в этих сериях с повышением температуры и давления лежит в поле устойчивости андалузита-силлиманита (3-6 кбар) и кианита-силлиманита (6-10 кбар) при одинаковом температурном интервале (рис. 11.5).

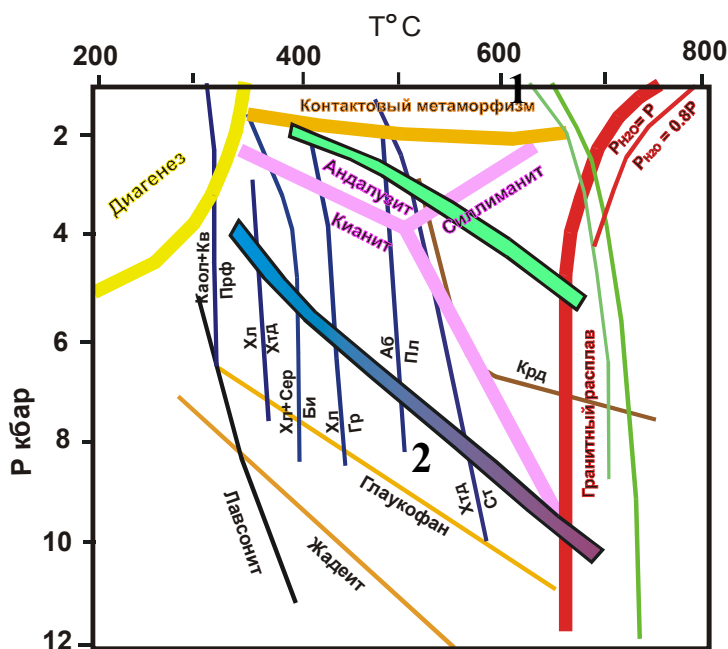


Рис. 11.5 Сечение зональных метаморфических комплексов умеренных давлений Хамар-Дабана (1) (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) и повышенных давлений Патомского нагорья (2) (кианит-силлиманитовая серия) [Петров, Макрыгина, 1975].

Область устойчивости кианит-силлиманитовой серии на РТ-диаграммах естественно отделяется от эклогит-глаукофансланцевой серии линией появления жадеита. Они четко отражены на РТ-диаграмме В.А.Глебовицкого. Разделение этих двух серий оправдано их большой распространенностью и разной тектонической позицией (сопряженные пояса растяжения и сжатия). Смысл их выделения состоит не только в различающихся парагенезисах и разных давлениях летучих, разном флюидном режиме, но и в развитии в них различных типов полезных ископаемых.

Глава 12 ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ

Уже с самого начала выделения и изучения метаморфических пород исследователи полагали, что продукты метаморфических реакций наиболее приближены к состоянию химического равновесия. Это проистекало из тех фактов, что породы определенного состава в близких условиях давали одинаковые парагенезисы минералов, устойчивые в данном интервале температур и давлений. Возникает вопрос, почему метаморфизм приводит к формированию пород, наиболее близких к состоянию физико-химического равновесия по сравнению с другими геологическими процессами?

Это обусловлено, прежде всего, большой длительностью метаморфизма. Как мы увидим дальше, этот фактор – *геологическое время* – играет огромную роль и в сохранении особенностей состава исходных пород, несмотря на полное преобразование их минерального состава. Региональный метаморфизм длится несколько миллионов лет. Преобразование осадка начинается через 1-100 лет. Кристаллизация вулканитов продолжается до года, а интрузий – тысячи лет. За столь короткое по сравнению с метаморфизмом время редко успевает сформироваться полностью равновесный парагенезис минералов, и велика вероятность наличия метастабильных фаз. Поэтому метаморфический процесс, как наиболее длительный, считается наиболее близким к равновесному, а метаморфические процессы издавна изучались с позиций равновесной термодинамики.

Большинство пород, подвергающихся метаморфизму, представляют по составу весьма сложные многокомпонентные системы. Строго говоря, эти системы являются открытыми, так как могут обмениваться веществом с внешней средой и не могут описываться законами равновесной термодинамики. В то же время, эту макросистему можно разделить на бесконечное число мелких подсистем, в которых метаморфическая реакция прошла до конца, и сформированный парагенезис равновесен в данных РТ-условиях. Данный принцип «мозаичного равновесия», выдвинутый Д.С. Коржинским [1957], или локального равновесия Томпсона [1959] лег в основу возможности применения равновесной термодинамики к изучению метаморфических и метасоматических процессов. Это привело к прорыву в развитии физико-химического моделирования в области геологических систем.

Равновесным состоянием системы называется такое, когда система остается неизменной при одновременной неизменности окружающей среды. На микроуровне в ней могут протекать процессы, уравнивающие друг друга, но внешние независимые

параметры состояния остаются неизменными. При изменении хотя бы одного параметра система становится неустойчивой и в ней начинаются преобразования.

Базисными понятиями термодинамического анализа (в применении к породным системам – парагенетического анализа) являются термины *система, параметры системы, фаза, компонент, химическое равновесие, метаморфические реакции, химический потенциал, константа равновесия*.

Система – это совокупность материальных тел, имеющая общую границу раздела с окружающей средой и характеризующаяся определенными физическими характеристиками (температурой, давлением, составом, объемом). Системы бывают *открытые*, когда они могут обмениваться с окружающей средой веществом или теплом, *закрытые*, когда они не могут обмениваться с окружающей средой, или частично закрытые. Совокупность всех физических и химических характеристик системы называется *состоянием системы*. Для метаморфической геологии системой может являться блок пород, метаморфизованный в одной фации, или отдельный пласт, или порода. Состояние системы характеризуется рядом термодинамических свойств, которые взаимосвязаны и изменяются одновременно. Для полного описания системы необходимо и достаточно знать какое-то наименьшее количество термодинамических свойств, которые называются *параметрами состояния системы*.

Параметры – величины, при помощи которых может быть однозначно описано состояние системы. Это независимые переменные, такие, как температура, давление, объем, масса, внутренняя энергия и т.д. Среди них различаются экстенсивные и интенсивные параметры.

Экстенсивные – это параметры, обладающие свойством аддитивности. Например, объем, масса, энтропия. Так, объем системы равен сумме объемов фаз, а масса системы – сумме масс фаз.

Интенсивные – это параметры, не зависящие от массы системы или числа частиц в ней (температура, давление, химический потенциал, плотность, концентрация).

Фаза – это отделенная физическими границами часть системы, находящаяся в твердом, жидком или газообразном состоянии и обладающая устойчивым составом при определенных значениях температуры и давления. Применительно к породной системе – это минералы, флюид, газовая фаза. Все зерна минерала одинакового состава представляют одну фазу. Минералы переменного состава содержат несколько минералов, которые не являются отдельными фазами, так как не имеют четких разделов, а представляют твердый раствор. Например, гранат, представляет фазу, но входящие в его состав альмандин, пироп, спессартин и гроссуляр отдельными фазами не являются. Так же

как в плагиоклазе входящие в него миналы альбита и анортита не представляют отдельных фаз.

Компоненты – это элементы (оксиды), полностью отражающие состав системы. Реакции между ними могут дать весь набор составляющих систему фаз (минералов). Компоненты подразделяются на зависимые и независимые, инертные и подвижные. *Зависимые* компоненты системы имеют одинаковые стехиометрические формулы, но разное физическое или структурное состояние. Например, жидкая, твердая и газообразная вода, полиморфы силикатов глинозема (кианит, андалузит, силлиманит) или кварца (α - и β -кварц, кристобалит, а также стишовит и коэсит, устойчивые при ультравысоких давлениях). *Независимые* компоненты представляют наименьшее количество тех элементов, оксидов или стехиометрических единиц, из которых могут быть получены все фазы системы.

Д.С. Коржинский [1955, 1957] писал, что при изучении природных систем важно установить, какие из параметров определялись внешними условиями и начальным состоянием системы, то есть должны рассматриваться как независимые, а какие зависят от первых. Так, если мы рассматриваем процесс метаморфизма без изменения химического состава, то ясно, что массы компонентов исходной породы будут независимыми параметрами или *факторами равновесия*, поскольку они, наряду с температурой и давлением определяют продукт метаморфизма. Компоненты, массы которых при данном процессе являются факторами равновесия, называются *инертными*. Остальные (например, находящиеся в растворе или привнесенные в породу с образованием новых фаз) называют *вполне подвижными*.

Правило фаз

В равновесной системе, сложенной K компонентами, число взаимно независимых параметров не может быть меньше, чем $K + 2$. Если в системе с постоянной массой всех компонентов температура и давление изменяются, но так, что в каждый момент все параметры системы определяются температурой и давлением, система сохраняет равновесие на каждом шаге изменения параметров. Очень важным для парагенетического анализа метаморфических пород является *правило фаз Гиббса*. Оно определяет наибольшее число взаимно независимых интенсивных параметров в равновесной системе, называемое «числом степеней свободы» или вариантноностью системы (n) и записывается следующей формулой:

$$n = K + 2 - \Phi,$$

где K – число компонентов, Φ – число фаз. Правило фаз показывает, что чем больше фаз в системе, тем меньшее число интенсивных параметров системы может

изменяться независимо. Если число фаз равно числу компонентов ($\Phi = K$), только два интенсивных параметра могут изменяться независимо (температура и давление), остальные (концентрация, внутренняя энергия) будут зависеть от двух первых. Если число фаз больше числа компонентов, то система не имеет степеней свободы (инвариантна), пока не уменьшится число фаз. Такое положение складывается на пересечении линий нескольких реакций до тех пор, пока какая-либо из них не пройдет до конца и число фаз не уменьшится. Это наглядно видно на диаграмме состояния простой системы полиморфов силиката алюминия (рис. 12.1). Линии равновесия кианит - андалузит, кианит - силлиманит и андалузит - силлиманит являются дивариантными, имеют две степени свободы, где совместное изменение температуры и давления не изменит устойчивости двух полиморфов, а вызовет движение вдоль линии равновесия. В тройной точке могут сосуществовать все три минерала, но она инвариантна, так как любое изменение температуры или давления приведет к исчезновению одной из фаз. В поле устойчив один из полиморфов в широком интервале изменения температуры и давления, ограниченном линиями равновесия.

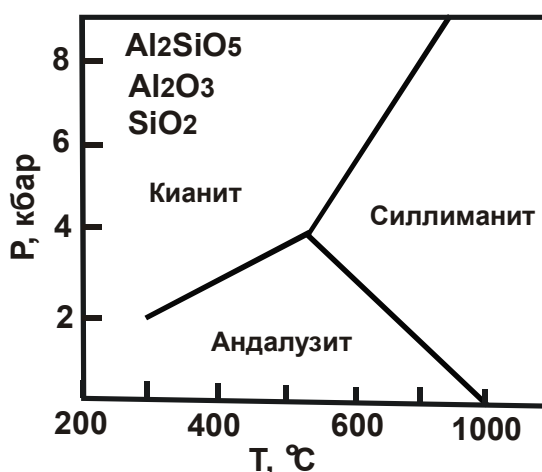


Рис. 12.1 Соотношение устойчивости кианита, силлиманита и андалузита в системе Al_2SiO_5 (Holdaway, 1966)

Если система достаточно долгое время находится под воздействием определенной температуры и давления, как это происходит при метаморфизме, между ее компонентами протекают реакции, приводящие к формированию устойчивого парагенезиса минералов. При этом и минералы переменного состава будут иметь состав, отвечающий данным условиям. В этом случае система будет находиться в состоянии *химического равновесия*.

Для учета вещественного состава системы используется концентрация компонента и его химический потенциал. *Химический потенциал μ* характеризует состояние какого-либо рассматриваемого компонента в фазе данного состава при определенных внешних условиях. Он зависит от концентраций всех компонентов. В состоянии равновесия

химический потенциал и каждого компонента должен быть одинаков во всех фазах системы.

Если рассматривать систему с точки зрения энергетических характеристик, то равновесное состояние будет отвечать минимуму *свободной энергии*. При изменении параметров метаморфизма – температуры и давления, система выходит из состояния равновесия, ее свободная энергия повышается. Между фазами начинают протекать *химические реакции*, которые ведут к такой перегруппировке компонентов системы (перекристаллизации минералов), что она вновь приходит к минимуму свободной энергии и состоянию нового равновесия. Реально это выражается в формировании нового парагенезиса минералов в следующей зоне метаморфизма.

Условия равновесия, или направленность реакции, наиболее удобно и точно выражаются при использовании термодинамических потенциалов, таких как внутренняя энергия U , свободная энергия Гельмгольца A или свободная энергия Гиббса G , энтальпия H и энтропия S . *Термодинамический потенциал* – это функция состояния, вследствие изменения которой система совершает соответствующий вид работы. Термодинамические потенциалы взаимосвязаны. Свободную энергию Гиббса можно выразить так:

$$G = A + PV = H - TS$$

С помощью этих потенциалов можно рассчитывать основные типы равновесий, встречающихся в геологических системах.

Расчет каждой химической реакции в метаморфических системах ведется при постоянных температуре и давлении, поскольку пока она не пройдет до конца, эти параметры при метаморфизме не меняются. Поэтому чаще всего применяются свободная энергия Гиббса $G(T, P)$ – изобарно-изотермический потенциал, и химический потенциал μ , равный свободной энергии 1 моля чистого вещества.

При метасоматозе, где реакции идут при постоянном объеме, может использоваться свободная энергия Геймгольца $A(T, V)$ (изохорно-изотермический потенциал).

Энтальпия (теплосодержание) и энтропия (мера хаоса, беспорядка) иногда используется вместо свободной энергии, особенно когда рассчитывается термальная устойчивость вещества с изменением температуры.

Повышение температуры благоприятно для образования фазы с наивысшей энтропией, что следует из соотношения:

$$(dG/dT)_P = -S$$

Каждому равновесному состоянию будет соответствовать наивысшая энтропия и минимум свободной энергии.

Все эти понятия необходимы для вывода формул, по которым рассчитываются реакции между минералами, их константы, величины температур и давлений, при которых данная реакция протекает. Сейчас существуют компьютерные программы, куда заведены эти формулы и расчет по которым проводится автоматически. Но для того, чтобы правильно поставить задачу и ввести в программу данные, необходимо разобраться, какие компоненты входят в систему, какие из них зависимые, независимые, инертные или вполне подвижные. Поэтому надо четко себе представлять, что означают эти понятия, так как от грамотной постановки задачи и выбора компонентов зависит правильность рассчитанной модели.

Физико-химическое моделирование метаморфизма

С помощью термодинамических констант был создан целый ряд парных минеральных геотермометров и геобарометров. Они базируются на закономерном перераспределении компонентов между минералами переменного состава с ростом температуры и давления при метаморфизме. Это гранат-биотитовый, гранат-клинопироксеновый, гранат-амфиболовый, двуполевошпатовый и многие другие геотермометры (Л.Л. Перчук, D.J. Ellis, R. Powell, M.J. Holdaway и др.). Для парагенезисов с участием полиморфов силиката алюминия, а также для граната и клинопироксена созданы геобарометры. В основу положены обменные реакции между минералами, например, $Vi_{Mg} + Gr_{Fe} = Gr_{Mg} + Bi_{Fe}$ (Альмандин + Флогопит = Пироп + Аннит)

Константа равновесия этой реакции равна:

$$K_D^T = X_{Mg}^{Gr}(1 - X_{Mg}^{Bi}) / (1 - X_{Mg}^{Gr})X_{Mg}^{Bi}$$

и ее зависимость от температуры:

$$RT \ln K_D^T \approx \Delta G_T^0,$$

откуда выводится уже уравнение для расчета температуры:

$$T(K) = \frac{41952 + 0.311 P + G + B}{10.35 - 3R \ln K_D}$$

G и B – так называемые коэффициенты Маргулиса для учета активности компонентов, если она отличается от единицы. В этом уравнении мы знаем величины магнезиальности граната и биотита (X_{Mg}^{Gr} и X_{Mg}^{Bi}), но оно содержит еще два неизвестных – температуру и давление, одно из которых приходится определять независимым путем или предполагать его примерную величину.

Чаще всего геотермометры построены на перераспределении Fe и Mg между сосуществующими минералами, реже учитывается содержание Ca в гранате, K и Na в калишпатах. То есть при расчетах температур и давлений с помощью парных минеральных геотермометров и геобарометров учитывается, как правило, только два

изоморфно замещающих друг друга компонента и два минерала. Но остальные компоненты, весь состав породы также оказывают влияние на равновесную температуру. Поэтому такие расчеты имеют большие погрешности. Приходится вводить поправки на содержание еще одного компонента, оказывающего наиболее сильное влияние. Например, поправка на Mn в гранат-биотитовом геотермометре Л.Л. Перчука [1983].

С развитием и наполнением банка данных по экспериментально полученным термодинамическим константам метаморфических минералов стали создаваться программы по физико-химическому моделированию метаморфических реакций и процесса в целом. Пионером в этой области был Р.М. Гаррелс [1962], потом появились работы Хельгесона [Helgesson, 1967] и И.К. Карпова [1967], которые перешли от плоскостных, двумерных диаграмм к методам выпуклого программирования на ЭВМ. Выпуклое программирование ведется в многомерном пространстве, что позволяет учитывать все большее число компонентов. В настоящее время при выпуклом программировании учитываются все компоненты системы, твердые, жидкие и газообразные.

По мере усовершенствования вычислительных машин и пополнения базы экспериментальных данных системы усложнялись и ставились все более сложные задачи, более приближенные к природным системам. В Институте геохимии был разработан и переведен на персональные компьютеры вычислительный программный комплекс «Селектор», который включает самые совершенные алгоритмы для моделирования различных природных процессов

Термодинамический процесс есть всякое преобразование системы, связанное с изменением хотя бы одного параметра. Для построения термодинамических моделей достаточно использовать всего девять переменных: давление P , температуру T , объем V , внутреннюю энергию U , энтропию S , свободную энергию Гиббса G , энтальпию H , энергию Гельмгольца A и вектор b - химический состав системы. По набору факторов равновесия выделяется 4 типа систем, равновесие в которых определяется значениями четырех термодинамических потенциалов. Изобарно-изотермический потенциал $G(T, P)$, где равновесие при постоянных температуре и давлении отвечает минимуму свободной энергии системы используется для моделирования гидротермальных, магматических и метаморфических систем, в которых факторами равновесия являются температура и давление.

Методы моделирования строятся на основных законах термодинамики: *первом законе - сохранения энергии и втором законе, согласно которому закрытые системы, не*

обменивающиеся с окружающей средой ни энергией, ни веществом, стремятся к состоянию равновесия.

Для учета вещественного состава системы используется концентрация компонента и его химический потенциал. *Химический потенциал* μ характеризует состояние какого-либо рассматриваемого компонента в фазе данного состава при определенных внешних условиях. Он зависит от концентраций всех компонентов. При равновесии химический потенциал и каждого компонента должен быть одинаков во всех фазах системы.

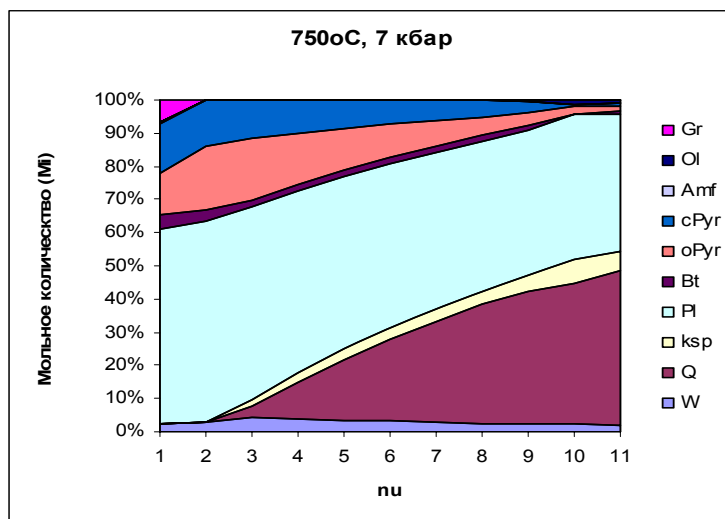


Рис. 12.2 Решение прямой термодинамической задачи: изменение минерального состава гранат-двупироксенового сланца с привнесом К-Na-Si флюида на каждом из 11 шагов при заданных давлении и температуре.

Задачи физико-химического моделирования бывают прямые и обратные. В прямых задачах для какого-то заданного интервала температур и давлений по известному составу породы (системы) рассчитывается равновесный парагенезис минералов и состав равновесного раствора. Для расчета изменения фазового состава, к примеру, в процессе метаморфизма или гранитизации задается пошаговое изменение температуры и давления и для каждого шага рассчитывается состав и соотношение фаз и состав равновесного флюида (рис. 12.2).

В обратных задачах по известному составу фаз рассчитываются температура и давление его образования. На рисунке 12.3 показан вариант расчета температуры и давления гранулиты путем минимизации функции S на множестве $M_{(x)}$ – выпуклое программирование путем последовательных приближений с помощью программного комплекса Селектор-С (Карпов И.К.). Пятиугольник – искомые значения T и P .

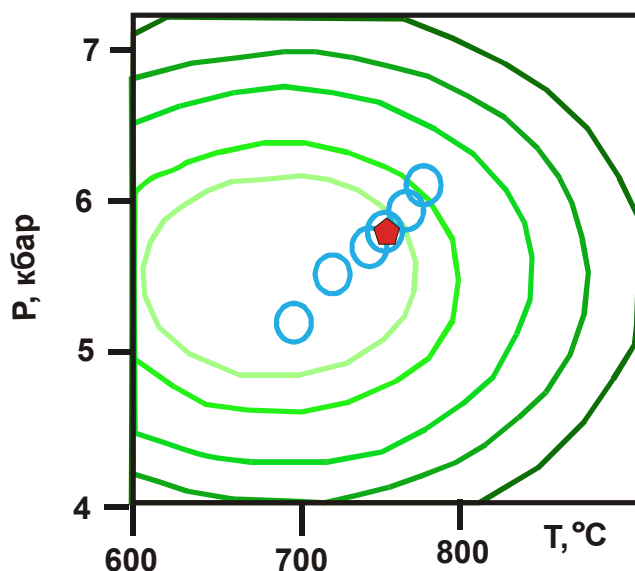


Рис. 12.3 Вариант решения обратной термодинамической задачи – расчет температуры и давления образования гранулитов [Карпов и др., 2003]

В любом случае сначала составляется матрица всех фаз и компонентов системы, включая компоненты раствора (до 80). При этом минералы переменного состава представлены всеми возможными миналами. Затем подбираются граничные условия – интервалы температур и давлений и шаги их изменения. После этого с помощью программного комплекса Селектор-С путем ряда приближений рассчитывается фазовый состав системы при минимуме свободной энергии потенциала Гиббса. Дополнительно можно рассчитать активности всех компонентов, летучести газов, состав равновесного с данным парагенезисом раствора. С помощью физико-химического моделирования можно получать не только воспроизведение геологического процесса, продукты которого геологи наблюдают на поверхности, но и рассчитывать условия его протекания в тех областях, где прямые наблюдения невозможны - в низах земной коры и в мантии.

Глава 13 ГЕОХИМИЯ ЗОНАЛЬНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Геохимия метаморфизма – это поведение элементов в данном процессе, закономерности перераспределения их между минералами новых парагенезисов.

С самого начала изучения метаморфизма пород сосуществовало два мнения:

- 1) метаморфизм при всей масштабности преобразования минерального состава и структуры породы не влияет существенно на ее исходный состав,
- 2) при метаморфизме происходит интенсивное изменение состава пород с выносом значительных масс компонентов и сопутствующим формированием метаморфогенных месторождений.

Представление о сохранности состава исходных пород при метаморфизме заложено уже в трудах Ф. Бекке, У. Грубенмана и В.М. Гольдшмидта. Они исходили из сходства составов многих метаморфических пород с осадочными и вулканическими и считали, что породы, претерпевшие региональный метаморфизм сохраняют свой состав за исключением потерь воды и CO_2 . Так был выдвинут тезис об *изохимическом характере метаморфизма*.

Затем в связи с возникновением гипотезы метасоматической гранитизации Лападю-Арга этот тезис стал подвергаться сомнению. Д.С. Коржинский и А.А. Маракушев считали щелочные элементы вполне подвижными при метаморфизме, Де Воре и Я.Н. Белевцев [1979] утверждали, что привнос-вынос вещества при метаморфизме имеет большие масштабы и ведет к формированию метаморфогенных месторождений.

Кто же прав и почему трудно установить истинный характер поведения элементов при метаморфизме? Причин, затрудняющих изучение геохимии метаморфизма, несколько.

- 1) Отсутствие четкого разделения процессов метаморфизма и метасоматоза. *Метасоматоз*, в отличие от метаморфизма, происходит при поступлении в породу чужеродных растворов, контрастных по отношению к ее составу. *Метаморфизм* осуществляется при участии собственных флюидов породы, отделившихся в реакциях дегидратации и декарбонатизации. Метаморфизм гораздо более длительный процесс, чем метасоматоз.
- 2) Отсутствие четкого разделения *прогрессивного* и *регрессивного* этапов метаморфизма. Условия и время протекания прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма существенно различаются. На прогрессивном этапе растут температура и давление, а главное, резко сокращается пористость и, соответственно, проницаемость пород. Регрессивный метаморфизм имеет место только при условии декомпрессии, снижения

давления и температур. Он происходит только в тех участках, куда вследствие увеличения проницаемости пород устремляются остаточные растворы. Гранитизация пород относится уже к регрессивному этапу метаморфизма.

3) Не учитывалась исходная *фациальная изменчивость осадочных пород*. В современных бассейнах состав осадков существенно меняется по профилю осадконакопления.

4) Отсутствие хороших *природных моделей*. В большинстве зональных метаморфических комплексов метаморфические границы параллельны напластованию пород. При этом нет возможности проследить изменение или сохранность состава по одному пласту породы в разных зонах метаморфизма.

Прогрессивный региональный метаморфизм

Прежде всего, постараемся найти хорошие модели и отделить прогрессивные и регрессивные изменения пород, благо последние бывают проявлены локально.



Рис. 13.1 Линии одинаковых температур (изограды) проходят, не меняя направления, через повернутый тектонический блок, в результате чего возникает секущая простирация пород метаморфическая зональность.

Для строгого доказательства справедливости той или иной точки зрения необходимо найти участки метаморфических толщ, где изограды минералов, то есть границы метаморфических зон, пересекают простираения пород. Такие участки возникают в той редкой ситуации, когда в крупной термальной аномалии, где границы метаморфических зон параллельны контролируемому поступлению тепла разлому и простираению пород, какой-то блок пород тектонически повернут поперек общего простираения толщи (рис. 13.1). Таких участков в мире немного. В Прибайкалье есть несколько таких участков – в хамардабанском и патомском метаморфических комплексах (см. рис. 9.7).

Хамардабанский зональный метаморфический комплекс низких давлений

В Южном Прибайкалье, в бассейне р. Утулик А.А. Шафеевым был закартирован хамардабанский зональный метаморфический комплекс. Изограды минералов обозначили термальную синклираль. Она наложена на более узкую геологическую синклинальную

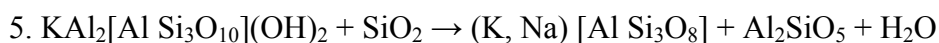
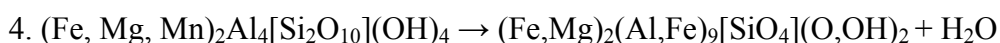
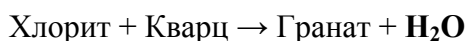
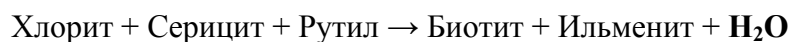
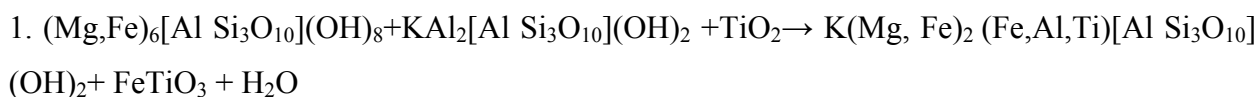
структуру. В результате границы метаморфических зон по оси синклинали пересекают простирания пород (см. рис. 11.1). На бортах синклинали метаморфические границы параллельны простиранию пород.

Структура сложена породами хамардабанской серии. Нижняя корниловская свита состоит преимущественно из ритмически переслаивающихся метапелитов и метаалевролитов. Верхняя шубутуйская свита представляет чередование сланцев основного состава с метаграувакками. В результате вдоль одного пласта можно проследить смену парагенезисов от хлоритовой и хлорит-биотитовой зон зеленосланцевой фации до ортоклаз-силлиманитовой зоны амфиболитовой фации метаморфизма. В метапелитах по простиранию пласта последовательно появляются биотит, гранат, андалузит, ставролит, затем исчезают мусковит и андалузит с появлением ортоклаза и силлиманита. На РТ-диаграмме показан тренд этой метаморфической зональности с последовательным пересечением линий равновесия соответствующих реакций (см. рис. 11.5). Это классическая андалузит-силлиманитовая фациальная серия низких давлений. По оценкам геотермометров температуры здесь меняются от 430 до 670° С, а давление от 3,5 до 5,5 кбар.

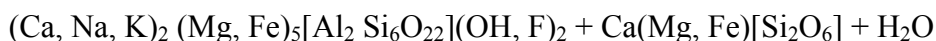
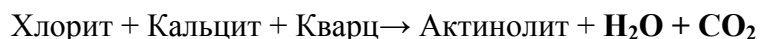
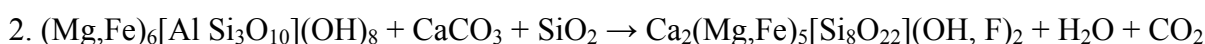
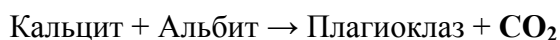
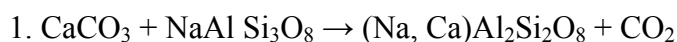
В основных сланцах шубутуйской свиты на уровне хлорит-биотитовой зоны метапелитов мы видим в обнажениях ритмично переслаивающиеся карбонат-хлорит-альбитовые метааргиллиты, метаалевролиты и метагравелиты с обломками основных пород, замещенных хлоритом. Сначала происходит разложение карбоната с одновременным переходом альбита в андезин и высвобождением CO_2 , то есть реакция декарбонатизации. Затем вдоль простирания этих пластов появляется актинолит. Далее с повышением степени метаморфизма более тонкозернистые осадки превращаются в биотит-куммингтонитовые сланцы, а более грубозернистые – в амфиболиты и диопсидовые сланцы. Исходное переслаивание осадочных пород при мощности слоев в 5-10 см сохраняется. Таким образом, в известково-силикатных породах шубутуйской свиты по смене парагенезисов в отличие от метапелитов можно выделить только три зоны метаморфизма: 1) биотит-хлорит-карбонатную, 2) актинолит-плагиоклазовую и 3) амфибол-диопсид-плагиоклазовую. И в них происходят реакции не только дегидратации, но и декарбонатизации.

В этом комплексе мы получаем реальную возможность сравнить состав одного и того же пласта пород в разных зонах метаморфизма. В данной зональности можно было провести представительное опробование. Пласт углистых известняков, разделяющих корниловскую и шубутуйскую свиты, служил маркером. Вдоль залегающего под ним пласта отбирались пробы метапелитов, над ним – переслаивающиеся пласты

метаалевролитов и метаграувак шубутуйской свиты (см. рис. 11.1). Посмотрим главные реакции, которые ответственны за преобразование пород вдоль пласта метапелитов:



В сланцах основного состава (метавулканитах, туффитах, песчаниках с карбонатным цементом) протекают иные реакции.



Все ведущие реакции при прогрессивном метаморфизме происходят с выделением *воды* или CO_2 . Остальные элементы перераспределяются из одних минералов в другие. При этом минералы переменного состава, проходящие через несколько зон, меняют свой состав строго закономерно. Так, с повышением температуры в гранате снижаются содержания Mn, Fe и повышаются Mg. В сосуществующем с ним биотите, напротив, увеличивается железистость. При высоких давлениях Ca перераспределяется из плагиоклаза в цоизит и гранат, а Na – из плагиоклаза в глаукофан и жадеит. То есть на прогрессивном этапе метаморфизма преобладают *обменные реакции*.

Реакция окисления графита за счет трехвалентного железа очень важна для установления среды минералообразования. Осадочные породы часто бывают обогащены органическими остатками, которые сохраняются только в бескислородной восстановительной среде и постепенно превращаются в графит. При повышении

температуры трехвалентное железо, выделяющееся из минералов, окисляет углерод до угольной кислоты, способствуя снижению восстановительного потенциала. Таким образом, соотношение количества Fe_2O_3 и углерода определит, будет ли среда минералообразования восстановительной или окислительной.

Посмотрим, что происходит с составами пород в реальной метаморфической зональности. В таблице 13.1 показан состав главных компонентов метапелитов в последовательных зонах метаморфизма. Единственно, что изменилось значительно – это содержание летучих: от 3,48 мас. % в метапелитах зеленосланцевой фации до 1,2 % - в амфиболитовой. Поскольку это весовые проценты, с изменением этих цифр меняются и содержания всех остальных компонентов. Чтобы выяснить, изменились ли составы пород

Таблица 13.1 Средний состав пласта метапелитов в зонах метаморфизма хамардабанского комплекса

Зона	Сланцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	B
I	Хл-Би-Сер	59,50	0,87	18,87	2,15	4,89	0,11	3,25	0,99	2,89	3,28	3,48	126
II	Гр-Анд-Би	59,28	0,89	19,84	1,87	5,45	0,13	2,41	0,87	2,30	3,46	3,50	121
III	Ст-Гр-Анд	60,03	0,96	21,41	1,99	5,35	0,10	2,14	0,62	1,57	3,42	2,44	124
IV	Сил-Мус-Гр	60,01	1,09	19,63	2,66	6,01	0,13	2,49	0,64	1,59	3,39	2,00	95
V	Пл мигматиты	66,33	1,16	15,75	1,72	5,49	0,09	1,98	1,07	2,14	2,89	1,17	57
VI	Кпш-Сил	68,10	1,02	15,11	1,40	4,89	0,10	1,68	1,35	2,51	2,63	0,82	35

Пересчет на сухой остаток

I	Хл-Би-Сер	61,64	0,90	19,55	2,23	5,07	0,12	3,37	1,03	2,99	3,40		
II	Гр-Анд-Би	61,43	0,92	20,56	1,94	5,65	0,14	2,50	0,85	2,38	3,58		
III	Ст-Гр-Анд	61,53	0,98	21,94	2,04	5,48	0,11	2,19	0,64	1,61	3,51		
IV	Сил-Мус-Гр	61,23	1,11	20,03	2,71	6,13	0,13	2,54	0,65	1,62	3,46		
V	Пл мигматиты	67,09	1,17	15,93	1,74	5,55	0,10	2,00	1,08	2,16	2,92		
VI	Кпш-Сил	68,66	1,03	15,24	1,41	4,93	0,10	1,69	1,36	2,53	2,65		

в отношении других компонентов, пересчитаем все породы на сухой (безводный) остаток (табл. 13.1). Мы видим, что в пределах ошибки анализа составы метапелитов при повышении метаморфизма практически не изменились

Только в высокотемпературных зонах наблюдается заметное повышение содержания кремнекислоты с некоторым снижением, соответственно, магния и кальция. В шлифах видно, что в этих же пробах растет содержание кварца. Это может быть связано с фациальной изменчивостью осадка – увеличением кварца по мере приближения к области сноса терригенного материала. Следовательно, при оценке степени изменения состава пород при метаморфизме или его отсутствия необходимо учитывать *влияние фациальной*

изменчивости осадка в зависимости от расположения и близости источника сноса и правильно рассчитывать состав пород с учетом «усыхания» породы – ее дегидратации.

На этом примере мы видим, что в таком большом температурном интервале метаморфизма и на расстоянии 30-35 км, состав пласта практически не изменился. Однозначным остается только вынос летучих компонентов, наиболее интенсивно воды, углекислоты, бора и серы. Содержания фтора, фосфора и хлора практически не меняются.

В пласте основных сланцев шубутуйской свиты от зеленосланцевой фации к амфиболитовой содержание летучих снижается от 6,7 % до 0,7 %. В пересчете среднего по зонам состава пород на сухой остаток мы видим также отсутствие значимых изменений содержаний главных элементов (табл. 13.2). На всем протяжении зональности в 30 км сохраняется даже состав отдельных тонких прослоев разного состава.

Таблица 13.2 Средний состав метаалевролитов - метаграувакк шубутуйской свиты в зонах метаморфизма хамардабанского комплекса

Метаалевролиты - диопсид-амфиболовые сланцы											
Фации	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп
Зеленосланцевая	56,97	0,89	12,88	1,67	5,21	5,63	8,54	3,05	1,02	0,21	4,03
Амфиболитовая	59,27	1,04	12,04	1,70	5,39	5,67	10,11	2,57	0,40	0,20	1,53
Мигматитов	59,36	1,40	11,10	1,96	5,18	5,84	10,87	2,40	0,25	0,24	1,22
Метаграувакки - биотит-куммингтонитовые сланцы											
Зеленосланцевая	60,20	0,94	13,94	1,89	5,62	6,57	2,76	3,34	2,30	0,19	2,45
Амфиболитовая	61,96	1,06	13,75	1,66	5,67	5,56	3,78	3,21	2,10	0,19	0,94
Мигматитов	62,76	1,36	13,05	2,05	5,27	5,02	4,19	3,16	1,93	0,19	0,95

Чередование 5-10 см прослоев метаалевролитов и метаграувакк преобразуется в амфиболитовой фации в тонко полосчатые куммингтонит-биотитовые и диопсид-амфиболовые сланцы. Это говорит о том, что обмена растворами и веществом между прослоями не происходит. Растворы движутся вдоль пластов в направлении уменьшения давления. Другими словами, каждый пласт является частично закрытой системой.

Рассмотрим теперь редкоэлементный состав этих пород. Прежде всего следует отметить, что изученные породы по спектру редких элементов сильно различаются между собой и эти различия не меняются с ростом метаморфизма. Для хамардабанских метапелитов, как и для всех метапелитов мира, характерны повышенные концентрации Li, Rb и Ba, которые являются геохимическими аналогами магния и калия. Они избирательно сорбируются гидрослюдами еще на этапе диагенеза и катагенеза. Особенностью данных метапелитов являются довольно высокие и очень непостоянные концентрации Pb, Sn и Zn, которые могут быть связаны с неравномерной терригенной примесью рудных минералов.

По профилю зональности метапелитов содержания Ва и Sr практически не меняются, так же как концентрации Co, Ni, Cr и V (табл. 13.3). Для основных сланцев в отличие от метапелитов характерны высокие и постоянные концентрации элементов группы железа - Co, Ni, Cr и V, что подтверждает значительное участие основных пород в составе терригенного материала, исходного для этих сланцев.

Таблица 13.3 Средние содержания редких элементов в породах хамардабанского комплекса в последовательных зонах метаморфизма (I - VI)

Зоны	Li	Rb	Ba	Sr	Co	Ni	Cr	V	Pb	Zn	Ce	Yb
Метапелиты корниловской свиты												
I	52	71	587	127	13	67	156	132	8	82	66	3,4
II	75	116	733	183	12	35	117	160	16	137	142	4
III	91	117	900	130	23	61	116	138	19	298	142	4
IV	113	139	740	143	13	45	117	170	9	257	128	5,2
V	69	112	638	150	22	57	136	135	28	417	110	4,6
VI	37	87	464	216	18	52	118	113	30	376	78	3,5
Метаалевролиты шубутуйской свиты												
I	14	11	550	500	18	183	528	122	19	177	78	2,9
II	12	16	550	300	22	155	445	123	11	154	88	3,8
III	5	6,5	320	400	21	213	550	110	12	168	98	3,7
IV	6	7	190	293	27	246	690	121	11	129	85	3,7
V	7	3,5	90	120	29	290	493	109	11	143	87	3,9
VI	11	4,5	283	133	27	270	800	112	12	126	95	4,2
Метаграувакки шубутуйской свиты												
I	49	47	650	250	24	202	527	115	12	108	100	3,2
II	36	45	700	220	26	228	577	131	10	125	95	4
III	43	40	750	300	25	210	535	120	15	178	74	3,5
IV	42	56	839	271	29	244	561	128	14	129	79	3,9
V	35	63	934	300	28	216	597	120	22	190	108	3,2
VI	55	51	600	317	24	275	610	110	14	173	102	3,7

В то же время содержания Rb, REE, Pb, Zn и Sn меняются разнонаправлено, возрастая в направлении высокотемпературных зон в метапелитах и снижаясь в основных сланцах, что вряд ли связано с метаморфизмом. Наиболее заметные изменения содержаний ряда элементов в основном приурочены к зонам мигматизации пород, которая является хоть и продолжением метаморфизма, но уже другим процессом (рис. 13.2).

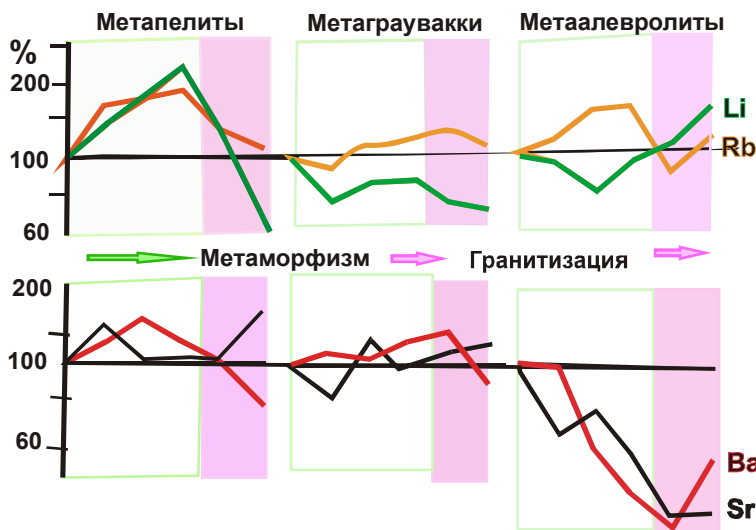


Рис. 13.2 Вариации средних содержаний редких щелочных (Li, Rb) и щелочноземельных (Ba, Sr) элементов по профилю метаморфической зональности (400-700°C) в пластах разных пород. Серое – зоны мигматизации.

Таким образом, на этапе прогрессивного регионального метаморфизма хамардабанской серии (до проявления ее мигматизации) вариации в составе пород незначительны. Существенно снижаются лишь концентрации воды и бора. Намечающиеся тенденции в изменении содержаний ряда главных и редких элементов разнонаправлены в переслаивающихся пачках пород и не могут быть обусловлены метаморфизмом. Как показали И.П. Адамчук и Д.Н. Пачаджанов [1978], подобные изменения содержаний Ca, Mg, Ba, Pb, Zn, Sn свойственны смене условий литогенеза. Их отношения считаются индикаторами смены морских условий прибрежными, либо положения источника сноса.

Патомский метаморфический комплекс повышенных давлений

Рассмотрим преобразования пород еще в одном зональном метаморфическом комплексе - Патомском. Он расположен в Северном Прибайкалье. Здесь метаморфизму подверглись породы мощной (до 20 км) флишоидной толщи, отлагавшейся на пассивной окраине Сибирского континента в неопротерозое (по старой шкале – в рифее). Высокградиентный метаморфизм Патомского нагорья имеет тот же температурный интервал, что и в Хамар-Дабане, но происходил при более высоких давлениях. Он относится к кианит-силлиманитовой серии.

В Патомском метаморфическом комплексе есть несколько блоков, повернутых относительно главных направлений изоград метаморфических индекс-минералов (см. рис. 9.7). Наиболее наглядными и интересными для изучения геохимии метаморфизма оказались Мараканский, Угаханский и Витимский участки. Проследим характер минералообразования в последовательных зонах этого комплекса и поведение элементов в разных типах пород.

Мараканский и Угаханский участки представляют тектонический блок, повернутый относительно генерального направления структур и простираций пород бодайбинской толщи (см. рис. 13.1). В результате пласты слагающих его углистых

метапелитов, карбонатных и известково-силикатных пород пересекаются последовательно изоградами (в метапелитах): ильменита, хлоритоида, биотита, граната, ставролита, кианита (рис. 13.3). Это типичная кианит-силлиманитовая фаціальная серия повышенных давлений. Температуры здесь меняются от 400 до 620° С, а давления от 6 до 8 кбар. В известково-силикатных породах изоград меньше. Здесь появляются эпидот, актинолит, плагиоклаз, роговая обманка, диопсид.

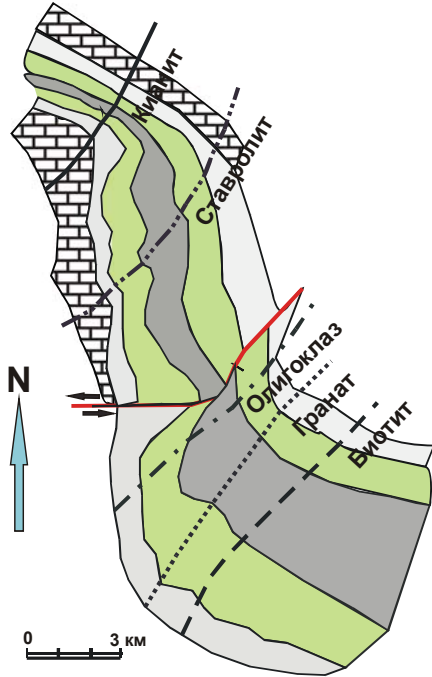


Рис. 13.3 Мараканский участок метаморфического комплекса Патомского нагорья. Изограды от биотита до кианита пересекают простирания переслаивающихся пластов метаалевролитов и мраморов.

Таблица 13.4 Средние состав сланцев патомского комплекса в последовательных зонах метаморфизма

Зоны	Парагенезис	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп
Бурошпатовые метапелиты валюхтинской свиты											
I	хл-сер-аб-кв-сид	63,64	0,98	17,10	6,13	0,08	3,71	0,41	1,63	3,12	4,78
II	гр-би-мус-аб-кв	57,64	0,91	18,00	8,46	0,11	5,75	0,92	1,45	3,01	4,51
III	ст-гр-пл-мус-кв	61,34	0,94	17,60	7,65	0,10	4,47	1,12	1,40	3,10	3,16
IV	дст-гр-ст-би-мус-пл	64,23	0,98	17,50	7,31	0,07	3,52	0,60	1,50	3,17	2,62
Мергели - известково-силикатные сланцы жуинской свиты											
I	хл-би-аб-анк-ка	45,92	0,84	13,11	5,83	0,08	4,27	12,69	1,03	2,43	13,26
II	би-мус-хл-аб-анк	49,18	0,60	12,25	5,92	0,09	4,37	13,31	1,20	2,18	9,89
III	эп-би-пл-ка-дол	46,64	0,95	13,94	6,39	0,09	4,93	13,86	1,05	2,83	8,96
IV	эп-би-пл-ка-дол	46,06	0,64	12,68	6,63	0,11	4,90	14,90	1,03	2,91	8,54
Высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты											
I	прф-сер-кв	47,82	1,26	30,30	12,20	0,11	1,17	0,21	1,33	1,86	4,85
II	хлд-мус-гр-кв	49,50	1,15	28,90	13,37	0,15	0,58	0,31	1,07	2,02	3,31
III	ст-гр-дст-мус-кв	50,54	1,16	32,00	11,63	0,20	0,41	0,24	0,48	1,07	1,75

IV	дст-ст-гр-мус-кв	50,90	1,20	28,60	11,35	0,16	0,77	0,42	0,52	1,89	1,68
Метабазальты медвежьевской свиты											
I	эп-аб-хл-кв	47,11	1,19	15,02	12,20	0,26	8,24	10,37	3,50	0,15	2,70
II	акт-аб-эп-кв	48,40	0,99	15,48	12,51	0,25	7,02	9,50	3,70	0,13	2,38
III	ро-пл-эп-кв	49,74	0,67	15,65	11,26	0,25	7,24	11,21	2,48	0,17	1,70
IV	ро-пл-кв-эп	50,30	0,81	16,17	11,79	0,25	7,33	10,13	2,79	0,20	0,89

Анализ средних по зонам содержаний большинства петрогенных и редких элементов показал их незначительные вариации с сохранением особенностей состава пород (табл. 13.4, 13.5). В метапелитах концентрации Fe, Co, Ni и Cu наиболее высоки в амфиболитовой фации. Возможно, это связано с мобилизацией этих элементов в низкотемпературных зонах на этапе регрессивного метаморфизма с выносом и переотложением их в виде пирита в трещинах кливажа этих же пород.

Таблица 13.5 Средний состав редких элементов в сланцах патомского комплекса в последовательных зонах метаморфизма

Зоны	Li	Rb	Ba	Sr	Co	Ni	Cr	V	Pb	Zn	Cu	Au	U	Th	Ce	Yb	Zr
бурошпатовые метапелиты валюхтинской свиты																	
I	65	103	630	100	7,9	31	176	167	11	40	22	5,7	1,06	7,7	90	3,5	140
II	69	105	510	150	17,3	73	182	140	14	42	42	11,5	0,45	9,6	85	2,6	160
III	69	92	740	150	15,4	48	172	133	20	31	60	5,5	0,45	8,2	82	3	120
IV	59	95	680	150	11,3	30	165	143	13	46	38	4,8	1,31	6,6	78	3,4	160
метапелиты вачской свиты																	
I	58	97	760	130	19	90	170	200	15	42	24		1,9	8,3	60	3,3	170
II	48	94	900	81	19	88	203	222	18	40	55		1,92	7,9	55	2,9	250
III	83	96	710	93	19	110	218	194	13	48	69		1,64	7,7	62	3,4	220
IV	55	90	1040	140	17	83	187	171	14	40	51		1,19	5,9	61	3	240
высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты																	
I	32	95	560	89	29	141	142	126	15	254	19				250	5,9	200
II	8	91	790	140	43	110	87	135	23	225	30				200	4,8	190
III	15	45	460	110	47	98	97	127	18	302	44				220	4	200
IV	13	67	670	110	41	79	74	124	24	221	55				240	5,4	240
метабазаьты медвежьевской свиты																	
I	34	4	35	260	49	205	223	284	7	31	14		1,4	3,7	51	2,6	63
II	21	4	35	185	53	180	167	333	10	31	23		0,73	3,9	58	3,2	54
III	17	3	36	111	50	163	173	270	7	37	42		0,74	3,7	63	3,5	48
IV	25	3	40	137	45	142	116	256	8	30	42		0,91	3,4	60	3,4	60

В большинстве графитсодержащих пород выявился ряд элементов (U, Au, Ag, Mo), концентрации которых наиболее высоки на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Данная группа элементов практически не входит изоморфно в решетки силикатов. В исходных осадках они обогащают именно углистые разности, сорбируясь на остатках органического вещества. При анализе углеродистого вещества данных пород обнаружилось его обогащение именно этими элементами. Видимо, они

выносятся из зон высокого метаморфизма, где остатки исходного органического вещества превращаются в графит и теряют свои сорбционные свойства. В новообразованные минералы эти элементы не входят, ибо неспособны к изоморфизму. В зеленосланцевой фации они вновь сорбируются аморфным органическим веществом или пиритом в зонах пиритизации. Такое повторное обогащение углистых сланцев и пирита золотом и серебром, а в карбонатных породах – ураном, может приводить к формированию рудопроявлений этих металлов. Большинство остальных элементов благодаря большой продолжительности метаморфизма успевают войти в решетки новообразованных силикатов, изоморфная емкость которых по отношению к примесям при высоких температурах увеличивается.

Витимский участок находится на западном фланге Патомского нагорья. Здесь породы нижней части баллаганакской серии окаймляют северо-восточное окончание Чуйского поднятия (выступа фундамента платформы) и также пересечены изоградами индекс-минералов (рис. 13.4). Высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты налегают на породы докембрийского фундамента и предсталяют переотложенную и метаморфизованную кору выветривания. Эти отложения перекрываются метадиабазами медвежевской свиты.

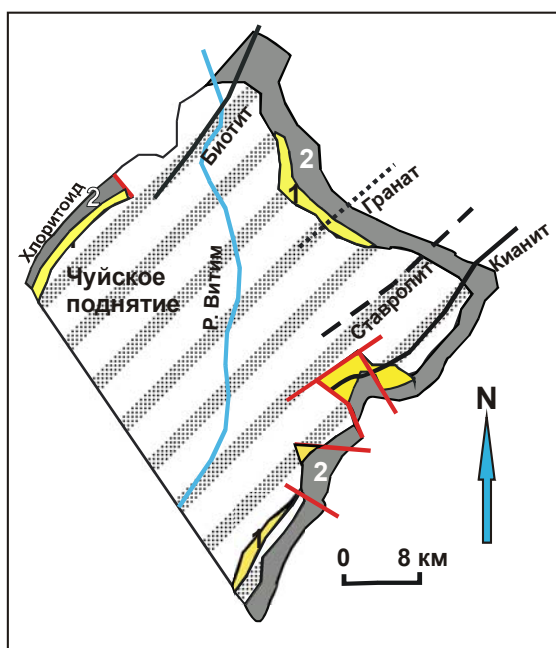


Рис. 13.4 Витимский участок патомского метаморфического Комплекса. Чуйский выступ фундамента обрамлен отложениями переотложенной коры выветривания (1) и медвежевской свитой метабазальтов (2). Изограды индекс-минералов пересекают простирания пород.

Метаморфизм пород меняется от низов зеленосланцевой до амфиболитовой фации в интервале 320-600° С. В низкотемпературном конце зональности в глиноземистых сланцах еще встречаются конкреции диадора, а в перекрывающих песчаниках – глауконит, – минералы, устойчивые при диагенезе. Затем образуются пиррофиллитовые сланцы, хлоритоидные с альмандином и альмандин-кианитовые. При повышении

температуры на 250° С экзотический состав этих сланцев остается постоянным и соответствует латеритовым корам выветривания. Они практически полностью состоят из кремния, алюминия и железа с минимумом щелочей и полным отсутствием Ca, Mg, Sr (табл. 13.4, 13.5). Зато характерными для них являются многозарядные элементы - редкие земли, Zr, Nb, а также Ni, Cr, V. Их содержания с ростом метаморфизма почти не меняются. Породы теряют только летучие – от 5 до 1,7 %.

В перекрывающей пачке метадиабазов интересно то, что в начале зеленосланцевой фации до изограды биотита в породах сохраняются еще реликты магматических пироксенов. То есть по отношению к первичному парагенезису метаморфизм в этой зоне является регрессивным. За изоградой биотита пироксен полностью замещается актинолитом.

Поведение элементов при метаморфизме

Рассмотрим коротко поведение групп элементов в процессе прогрессивного регионального метаморфизма для всего разнообразия пород патомского комплекса.

Кремний, алюминий, титан. Наиболее резко породы различаются по содержаниям кремния – от первых процентов в карбонатных породах до 40-50 в высокоглиноземистых и основных сланцах и до 85 % в кварцитосланцах. Чаше всего кремнезем коррелируется с количеством терригенного материала, особенно обломочного кварца. При сравнении содержаний кремния в пластах всех этих пород по зонам метаморфизма видно, что колебания их средних значений направленного изменения с ростом метаморфизма не имеют (рис.13.5). Для Al и Ti эти вариации содержаний по метаморфическим зонам еще меньше, хотя различия между уровнями концентраций алюминия в породах велики и сохраняются при любой степени метаморфизма. В осадочных породах между количеством Al и Ti существует положительная корреляция, которая увеличивается с ростом зрелости пород, то есть со степенью их переработки при гипергенезе. Геохимически связанные с этими элементами примеси (Cr, Th, РЗЭ) также ведут себя инертно на прогрессивном этапе метаморфизма.

Железо, магний, марганец. Различия пород патомского комплекса по содержаниям этих элементов тоже значительны. Они входят в темноцветные минералы и определяют их количество. По зонам метаморфизма концентрации магния в породах практически не меняются (рис. 13.5). По содержаниям железа и марганца наблюдаются большие вариации. Но они неоднозначны. В четырех разновидностях из группы метапелитов изменений практически нет, в двух наблюдается рост железа в эпидот-амфиболитовой фации. Только в железистых метапелитах и железце, и марганец последовательно растут с ростом метаморфизма. Элементы группы железа (Co, Ni, V и в какой-то мере Cr)

повторяют поведение железа, а литий - магния. Уровни их концентраций сохраняются при метаморфизме, что в немалой степени помогает при реконструкциях обстановок формирования протолита. Только в углеродистых и железистых метапелитах наблюдается рост содержаний кобальта и никеля в амфиболитовой фации метаморфизма, что может быть связано с выносом данных элементов на регрессивном этапе. К этому факту мы еще вернемся при рассмотрении геохимии процесса гранитизации.

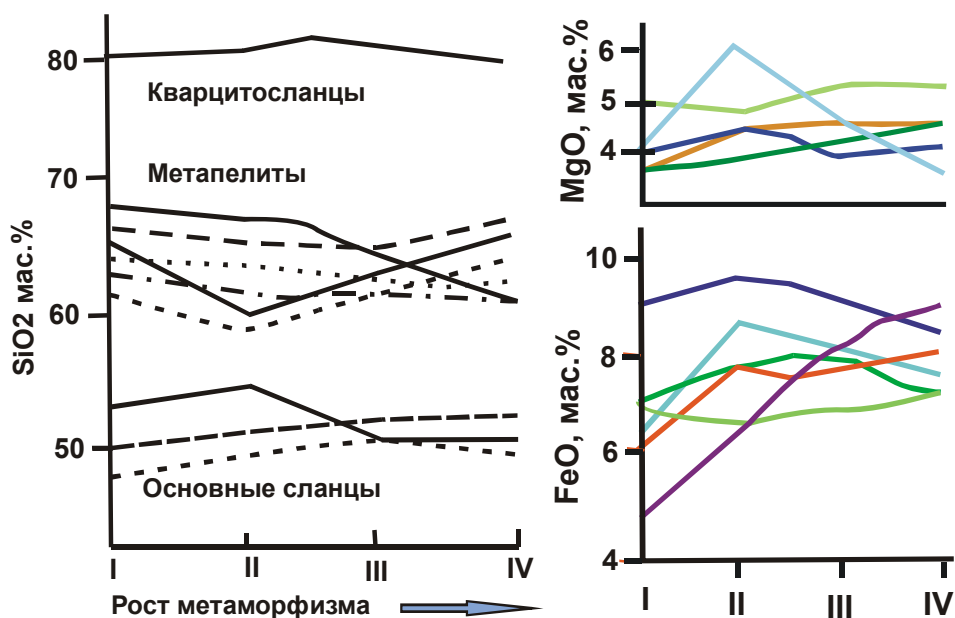


Рис. 13.5 Вариации SiO₂, MgO и FeO вдоль пластов разных пород по зонам метаморфизма (Патомское нагорье).

Кальций характерен для карбонатных и основных пород: известняков, туффитов, базальтов. В метапелитах его содержания низки. Лишь в некоторых разновидностях терригенных пород в зонах зеленосланцевой фации есть примесь кальцита или анкерита. С ростом метаморфизма происходит декарбонатизация, прежде всего неустойчивого анкерита с переходом кальция в плагиоклаз и гранат. Средние концентрации кальция в разных породах с увеличением P-T-условий почти не меняются. Редкие резкие изменения концентраций могут быть обусловлены нечетким опробованием одного пласта. Изоморфный с кальцием Sr обогащает карбонатные и основные породы и является инертным компонентом при метаморфизме. Но в разных пластах известняков содержания стронция могут различаться на порядок, отражая особенности климата и других условий эпохи осадконакопления.

Калий, натрий. Поведение щелочей при метаморфизме дискутируется, пожалуй, наиболее оживленно. Однако достоверных данных по содержаниям щелочных элементов в сериях метаморфических пород, как и других элементов, в литературе мало. Вывод о

подвижном поведении щелочей сделан на данных по изменению состава пород из зоны перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации, где проявлена гранитизация пород. При низко-среднетемпературном метаморфизме пород патомского комплекса наблюдается инертное поведение щелочей. Обмена щелочными элементами между соседними пластами на всем протяжении зональности также не происходит. Изоморфные с калием Rb и Ва строго коррелируют с ним в породах и в основном ведут себя инертно. Но там, где у калия наблюдаются значительные изменения концентраций, Rb меняется еще более резко, подчеркивая эти отклонения. Это происходит в углистых метапелитах из амфиболитовой фации в начале мигматизации пород и в патомском, и в хамардабанском комплексах.

Вода, углекислота, углерод. По мере того, как степень метаморфизма возрастает, количество этих компонентов в кристаллических фазах однозначно убывает. Содержание воды в пределах метаморфической зоны остается постоянным, а на изограде происходит скачкообразное уменьшение концентрации воды, отражающее протекание реакции (рис. 13.6). Так, при протекании реакции пиррофиллит → кианит + кварц количество воды в высокоглиноземистом сланце резко падает с 4,8 до 3,2 %.

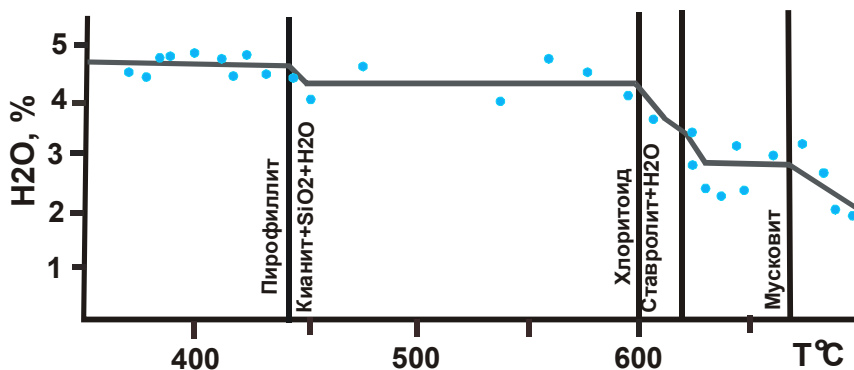


Рис. 13.6 Ступенчатый характер дегидратации пласта пород с перегибами на границах метаморфических зон (высокоглиноземистые сланцы Патомского нагорья).

Углекислота высвобождается в больших количествах при реакциях декарбонатизации в известково-силикатных породах зеленосланцевой фации. Другой ее источник – окисление остатков органического вещества, происходящее за счет восстановления трехвалентного железа. Когда все железо восстановлено, остатки органики переходят в графит, устойчивый до больших глубин и высоких температур (до условий его превращения в алмаз).

Таким образом, мы видим, что прогрессивный этап регионального метаморфизма в большом интервале температур практически является *изохимическим в отношении элементов, определяющих тип породы*. Даже при тонком переслаивании разных пород сохраняются все особенности их состава. Эта важная черта регионального метаморфизма позволяет по особенностям состава пород, близкого к исходному, реконструировать обстановки осадконакопления, размещение и состав источников сноса терригенного материала и геодинамические обстановки прошлого. То же самое можно сказать и о поведении большинства редких и рассеянных элементов.

Возникает вопрос – почему при отделении такого количества воды и углекислоты не происходит значительного выноса других компонентов породы с заметным изменением ее состава? Теоретики на этом основании утверждают, что метаморфизм должен быть аллохимическим. Однако результаты изучения геохимии метаморфизма на представительных разрезах с секущей зональностью противоречит этому. Объяснение лежит в действии фактора геологического времени. Отделяющиеся в процессе дегидратации минералов растворы длительное время находятся в контакте с новыми парагенезисами. Содержащие в них элементы успевают войти в решетки вновь образованных минералов, тем более, что изоморфная емкость последних с ростом температуры увеличивается. Это подтверждается длительными экспериментами в проточном автоклаве, где на выходе, после реакции с породой, фильтрат почти не содержит примесей [Алехин и др., 1982].

Две приведенные выше природные модели андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой фациальных серий регионального метаморфизма хороши еще и тем, что имеют одинаковые по составу пласты метапелитов, зонально метаморфизованные в близком интервале температур (от 400 до 650-750° С), но при разном литостатическом (3,5-5.5 и 6-8 кбар) и флюидном давлении. Значит, при прочих равных условиях можно определить, как влияет фактор давления на составы одноименных минералов. Мы уже выяснили, что валовый состав пород существенных изменений не претерпевает. Происходящие вариации в составе минералов происходят путем перераспределения компонентов внутри породы.

Наиболее показательным является состав гранатов. При общем для двух фациальных серий повышении в гранатах содержания Mg за счет Mn с ростом температуры, в зональности более высоких давлений значимо возрастает доляgrossулярового минала (см. рис. 10.4). При этом в патомских метапелитах гранат появляется в поле устойчивости альбита, которое расширяется, так как кальций захватывается более grossуляровым гранатом и плагиоклаз не может образоваться. В

андалузит-силлиманитовой фациальной серии обратная картина: поле основного плагиоклаза существенно расширено в область низких температур, а гранат имеет спессартин-альмандинный состав.

Проанализировав гидроксилсодержащие минералы обеих зональностей, мы обнаружили, что в патомском комплексе их структура насыщена группой $(\text{OH})^{-1}$, тогда как слюды и амфиболы хамардабанского комплекса недосыщены водой. Это свидетельствует о более низком парциальном давлении воды и флюида в целом в андалузит-силлиманитовой серии. Газово-хроматографический анализ показал, что в хамардабанском комплексе флюид состоял практически из воды с примесью CO_2 , CO , N_2 , и H_2 . При этом он составлял в низко температурных зонах около $0,3 P_{\text{лит}}$, повышаясь до $0,8$ с ростом метаморфизма. О низком давлении CO_2 в этих породах свидетельствует раннее разложение карбонатов в известково-силикатных породах с расширением поля устойчивости основного плагиоклаза в область низких температур. В патомских метапелитах давление флюида в амфиболитовой фации равно 8 кбарам по замерам в газовой-жидких включениях [Макагон, 1977], что равно литостатическому. При этом давление CO_2 даже в метапелитах составляет $0,3 P_{\text{фл}}$, а в карбонатных породах достигает $0,6-0,9 P_{\text{фл}}$. Следовательно, флюидный режим этих серий существенно различается, что приводит к расширению полей устойчивости карбонатов и гидроксилсодержащих минералов в кианит-силлиманитовой серии по сравнению с андалузит-силлиманитовой серией. Как мы увидим ниже, эти различия во флюидном режиме играют большую роль при формировании полезных ископаемых на регрессивном этапе метаморфизма.

Глава 14 ГЕОХИМИЯ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА И ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА

Геохимические особенности гранулитового метаморфизма

Прогрессивный переход от среднетемпературных фаций метаморфизма к гранулитовой в областях развития архейских пород встречается исключительно редко. Чаще участки гранулитовой фации наблюдаются в виде реликтов среди наложенной ретроградной амфиболитовой фации. Поэтому непосредственно проследить, меняется или нет состав конкретных пород при переходе от амфиболитовой к гранулитовой фации трудно.

Только в Индии, штате Карнатака, и в Шотландии, на плато Далрадиан описаны прогрессивные переходы от амфиболитовой к гранулитовой фации. К. Конди [1987], изучивший геохимические особенности этих пород в Карнатаке, считает, что исходными породами для гранулитов были тоналиты (кварцевые диориты), которые представляются первичной протокорой. При их метаморфизме образуется широкая гамма эндербитов (плагиигранитов с гиперстеном) - двухпироксеновых сланцев, в которых вариации содержания главных элементов не связаны с изменением степени метаморфизма, а больше напоминают магматическую дифференциацию. Гранулиты содержат 1-1,5 % K_2O , что предопределяется исходным составом тоналитов. Однако К. Конди считает, что образование гранулитов сопровождается отделением углекислотных флюидов и выносом вместе с ними калия.

Анализ жидких включений показал, что флюид на 90 % состоит из CO_2 с малым количеством воды. «Сухость» - главная особенность флюидного режима гранулитовой фации. Чем выше литостатическое давление при гранулитовом метаморфизме, тем выше P_{CO_2} . Совместно с калием породы гранулитовой фации обеднены Rb, Cs, Th, U и Pb. Содержания остальных редких элементов по сравнению с амфиболитовой фацией не изменяются: высокозарядные и рудные элементы ведут себя инертно. При бедности калием и рубидием гранулиты обогащены барием и стронцием. Скорее всего, обедненность K, Rb, Pb, Th и U и обогащенность Ba и Sr связана не с метаморфизмом, а с незрелостью этих ранних блоков континентальной коры – отсутствием в них калиевых гранитов и богатых калием бывших глинистых пород - метапелитов.

В большинстве регионов гранулитовый метаморфизм изучался уже с позиций его изохимического характера. В качестве иллюстрации можно рассмотреть графики составов двухпироксеновых сланцев Шарьжалгайского выступа Сибирской платформы. Они нормированы по составу современных базальтов срединно-океанических хребтов, образуя так называемую спайдер-диаграмму (рис. 14.1). Эти мультидиаграммы хороши тем, что можно сравнить уровни содержания многих элементов с каким-либо эталоном, в данном



Рис. 14.1 Средние составы двупироксеновых сланцев шарыжалгайской серии, нормированные по современному океаническому базальту (NMORB). Архейские сланцы обогащены MnO, MgO, CaO и обеднены TiO₂ и K₂O.

случае с современными океаническими базальтами. Отчетливо видно, что составы архейских основных сланцев и современных базальтов практически одинаковы за исключением бедности древних metabasalts калием и обогащенности кальцием. Содержания калия в них в несколько раз ниже, чем в океанических современных базальтах, где их средняя концентрация всего 0,2 %. Содержания редкоземельных элементов в двупироксеновых сланцах, нормированные по РЗЭ в хондрите C1, также попадают в поле, характерное для современных базальтов окраинных морских бассейнов. Такие же спайдер-диаграммы для архейских биотит-гиперстеновых и гранат-биотитовых

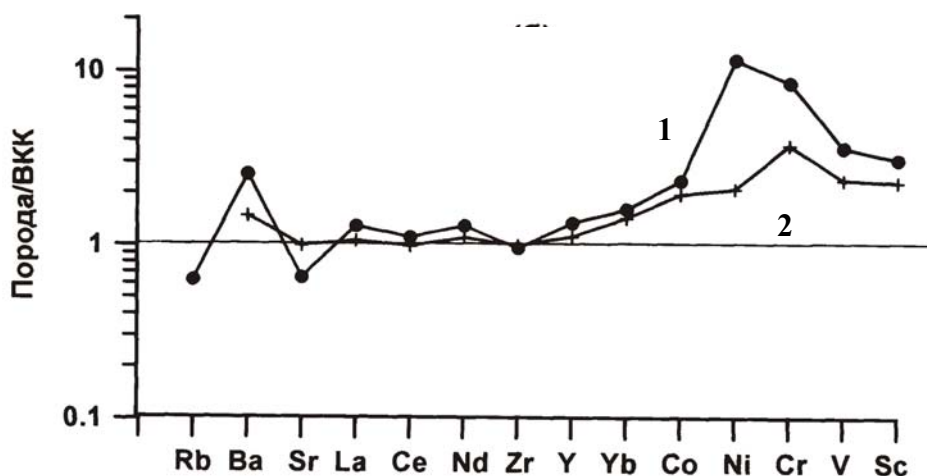


Рис. 14.2 Спайдер-диаграмма для редких элементов в метагравитках Южного Прибайкалья (биотит-гиперстеновых (1) гнейсах шарыжалгайской и гранат-биотитовых (2) гнейсах слюдянской серий). Нормированы по среднему составу верхней континентальной коры (ВКК) [Тейлор и МакЛеннан, 1988].

гнейсов Шарыжалгая (метаграувакк), нормированных по составу средних палеозойских сланцев, опять-таки показывают обедненность древних граувакк Rb и Pb, но обогащенность Ba, Sr, Ni и Cr, а по отношению к составу верхней коры архейские сланцы также обеднены Rb, но обогащены Ba и элементами группы железа (рис. 14.2).

Следует отметить, что с гранулитогнейсовыми комплексами архея и нижнего протерозоя тесно сопряжены столь же древние зеленокаменные пояса, сложенные вулканитами и граувакками, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой – амфиболитовой фации. Их отличительной чертой является наличие эффузивных аналогов ультраосновных пород, так называемых коматиитов, которые не встречаются нигде в более молодых образованиях. Базальты зеленокаменных поясов К. Конди подразделил на два типа – ТН1 и ТН2, соответствующие по составу и спектру РЗЭ базальтам срединноокеанических хребтов и окраинных морских бассейнов. Их спектры РЗЭ также демонстрируют полное сходство с основными сланцами гранулитогнейсовых комплексов архея. Другими словами, базальтовый вулканизм в истории Земли практически не менялся по составу вне зависимости от степени метаморфизма пород и возраста. Исключение составляют только коматииты зеленокаменных поясов.

Открытие в толщах древнейших на Земле пород Гренландии явно осадочных мраморов, кварцитов и основных сланцев, состав которых оказался идентичен современным карбонатным осадкам и базальтам, еще раз подтвердило сохранность составов пород при самом высоком и древнем метаморфизме с возрастом 3,8 млрд. лет. Ранее считалось, что протокора была представлена только изверженными породами – базальтами и тоналитами («серыми гнейсами»), без осадочных пород. Однако помимо древних метаосадков Гренландии, в Австралии были обнаружены метаосадочные кварциты с самым древним на Земле возрастом цирконов – 4,2 млрд. лет. Источник обломочных цирконов наверняка гранитный, значит разрушались граниты столь почтенного возраста и уже в раннем архее формировались осадочные породы.

Изучение геохимии гранулитов на разных кратонах в Канаде, Гренландии, Сибири и Австралии показало сходство их составов с современными вулканитами и осадками. Но обнаружились и некоторые особенности их геохимии, такие, как обедненность Rb, U, но обогащенность Ba, Co, Ni, Cr и V [Петрова, Левицкий, 1984; Ножкин, Туркина, 1993]. С использованием дискриминационных диаграмм для современных пород эти авторы показали аналогию составов двупироксеновых сланцев с базальтами и андезитами толеитовой и известково-щелочной серий, а древнейших серых гнейсов – с составами плагиогранитных серий (рис. 14.3).

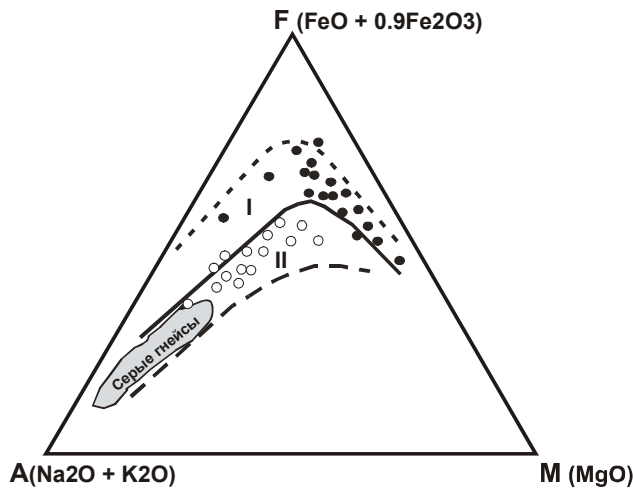


Рис. 14.3 Положение составов двупироксеновых сланцев – гранулитов канского комплекса Енисейского кряжа на тройной диаграмме AFM. Они попадают в поля толеитовой (I) и известково-щелочной (II) серий. Серые гнейсы занимают поле плагиогранитов [Ножкин, Туркина, 1993].

Таким образом, гранулитовый метаморфизм архея на прогрессивном этапе также носит изохимический характер. Его особенностью является низкое абсолютное количество летучих компонентов и существенно углекислотный состав метаморфогенного флюида, преобладание безводных минералов, относительная бедность пород Rb, U, но обогащение Ba, Co, Ni, Cr и V, связанные с особенностью составов древних изверженных и осадочных протолитов.

Полиметаморфизм

В таких районах исследователи часто сталкиваются с явлениями *полиметаморфизма*. В ходе более поздних тектонических перестроек кристаллические сланцы гранулитовой фации испытывают повторный метаморфизм амфиболитовой фации. При наложении повторного метаморфизма на ранний гранулитовый параметры обычно бывают ниже, на уровне амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фации. Но это, как правило, не регрессивный этап гранулитового метаморфизма, а новый метаморфизм, проявившийся с отрывом во времени при активизации тектонических процессов. Породы гранулитовой фации остаются в виде реликтов в поле развития парагенезисов амфиболитовой фации. Это и называется *полиметаморфическими* комплексами. Они широко развиты на щитах всех платформ и обрамляющих складчатых поясах.

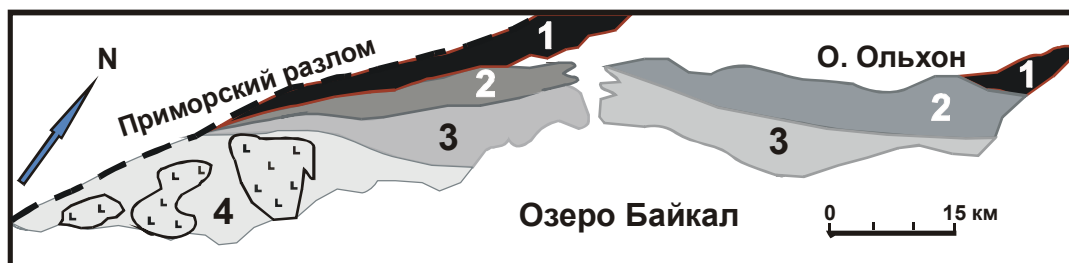


Рис. 14.4 Полиметаморфический ольхонский комплекс: 1 – гранулитовая фация, 2 – метаморфизм амфиболитовой фации, наложенный на гранулитовый, 3 – повторный амфиболитовый и 4 – эпидот-амфиболитовый метаморфизм, наложенные на ранний метаморфизм амфиболитовой фации.

Если повторный метаморфизм происходит при низком давлении летучих компонентов, без значительного привноса растворов в систему, то состав пород также сохраняется. Так в Ольхонском регионе каледонская коллизия островной дуги с Сибирским континентом вызвала зональный метаморфизм амфиболитовой – гранулитовой фации, обусловленный покровно-надвиговым тектогенезом (рис. 14.4). Позже на этапе сдвиговой тектонической перестройки этих толщ они повторно были метаморфизованы в условиях амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фаций. Границы зон нового метаморфизма были параллельны зонам раннего этапа. Детальное изучение геохимии этих толщ показало полную сохранность составов одноименных пород, перенесших как один, так и оба этапа метаморфизма. Низкое содержание летучих в толще на втором этапе метаморфизма отразилось в неполной повторной перекристаллизации пород, что и позволило выявить явление полиметаморфизма и сохранности их состава.

Характерные черты проявления гранулитового метаморфизма:

- *Отсутствие комплексов с прогрессивной зональностью,*
- *«Сухой» флюидный режим с преобладанием CO₂,*
- *Инертное поведение большинства элементов,*
- *Низкие Rb, U и высокие Ba, Co, Ni по сравнению с одноименными гнейсами амфиболитовой фации и молодыми гранулитами,*
- *Частое наложение повторного метаморфизма амфиболитовой фации - полиметаморфизм*

Геохимия контактового метаморфизма

Петрография и петрология контактового метаморфизма изучены достаточно основательно. Начало было положено в работах В.М. Гольдшмидта по роговикам района Осло. Наиболее полно все особенности петрологии контактового метаморфизма отражены в монографии В.В. Ревердатто «Фации контактового метаморфизма» [1970]. На всех петрогенетических сетках выделена область контактового метаморфизма, охватывающая широкий интервал температур (300-1100°C) и узкий - от 0,3 до 3 кбар – интервал давлений. По температурам выделяется ряд фаций контактового метаморфизма – от спуррит-мервинитовой (A₀) (пирометаморфической) и пироксен-роговиковой (A₁) до низкотемпературной мусковит-роговиковой (A₄) (см. гл., рис. 11.3). Фации от пироксен-роговиковой до мусковит-роговиковой обычно являются зонами одного контактового ореола, сменяющимися по мере снижения температур от контакта интрузии.

Причиной проявления контактового метаморфизма является прогрев вмещающих пород у контактов горячего интрузива. Для глубинных частей земной коры этот тип метаморфизма не характерен, поскольку формирующиеся здесь расплавы не namного

отличаются по температуре от вмещающих пород. Характер, структура и масштабы теплового поля у контакта интрузии габбро или гранита неоднократно просчитаны. Одна из этих моделей приведена на рисунке 14.5. Видно, что размеры ореола не превышают 5-10 км, чаще всего ограничиваются 2 км, то есть контактовый метаморфизм по сравнению с региональным имеет узко локальное распространение. Конфигурация ореола грубо повторяет контуры массива. Ширина зон увеличивается в апикальных зонах и уменьшается у крутых контактов. Структурной особенностью высокотемпературных роговиков является их мелкозернистость с полигональной формой зерен – «роговиковая» структура. Это связано с массовым образованием зародышей новых фаз при быстром повышении температуры и относительно малым временем метаморфизма.

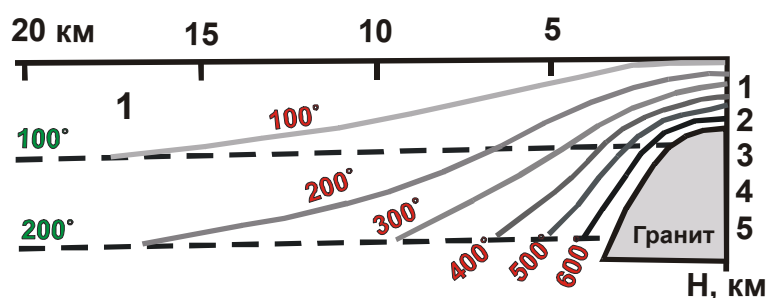


Рис. 14.5 Расчет теплового экзоконтактового ореола около гранитной интрузии. 1 – вмещающие породы; пунктиром - изограды катагенеза, сплошные линии - изограды теплового ореола [Ревердатто, 1970].

В высоко метаморфизованных породах ореола ороговикования не образуется, как и зоны закалки в массиве. Это связано с высокими температурами вмещающих пород. Уникальный случай обнаружен нами в Хамар-Дабане. Солзанский гранитный массив внедрился вдоль зоны разлома, но поперек метаморфической зональности, от ортоклаз-силлиманитовой до ставролит-гранатовой зоны. В области высокотемпературных зон граниты постепенно переходят в мигматиты и являются автохтонными, то есть гранитный расплав зародился в пределах этой зоны. Вдоль разлома расплав распространился в область более низкого метаморфизма. В ставролит-гранатовой зоне (550°C) контакты гранитов резкие, интрузивные и обрамлены ореолом кордиерит-мусковит-гранатовых роговиков (см. рис. 11.1). Этот факт свидетельствует о том, что региональный метаморфизм и гранитизация привели к образованию гранитного расплава, который в низкотемпературной области образовал свой ореол контактовых изменений, дискордантный к полю регионального метаморфизма.

Особенно явственно контактовый метаморфизм проявляется, когда интрузия габбро или гранита внедряется в слабо или неметаморфизованные породы. В области пологих контактов или над интрузивом развиваются 1) пироксеновые, роговообманковые и биотитовые роговики по основным породам, 2) плагиоклаз-калишпат-гиперстеновые, кордиерит-ортоклазовые и андалузит-мусковитовые роговики в метапелитах, 3) гроссуляр-диопсидовые, гроссуляр-волластонит-диопсидовые – в карбонатных породах.

Парагенезисы роговиков, в целом, похожи на парагенезисы регионально метаморфизованных пород. Но вследствие гораздо более низких давлений есть и минералогические, и геохимические отличия. Так, только для контактового метаморфизма характерно появление брусита (MgO), мелилита, монтчеллита и волластонита в карбонатных породах, парагенезиса, включающего кордиерит, шпинель, корунд и силлиманит при развитии ореола по метапелитам. Минералы переменного состава в роговиках отличаются более высокой железистостью. В контактовых ореолах развиваются железистый кордиерит, фаялит (вместо форстерита в региональных метаморфитах), гиперстен, гранат. Магнезиальные разности появляются только при развитии ореола в доломит-кальцитовых породах. Значит, при контактовом метаморфизме, как и при региональном, решающее значение имеет исходный состав вмещающих пород. Мало этого, как и при региональном метаморфизме сохраняется индивидуальность переслаивающихся пород разного состава, даже при наиболее высокотемпературной стадии ороговикования.

Классическим примером является описание С.Э. Тилли [1924] контактовых ореолов вокруг диоритового штока в районе Комри (Шотландия). Вмещающие породы представлены переслаивающимися пачками высокоглиноземистых метапелитов, недосыщенных кремнеземом, алевролитов и кварцевых метапесчаников. Ширина ореола не превышает 500 м. Во внешней зоне образуются пятнистые роговики, обусловленные перекристаллизацией слюд и образованием биотита. Внутренняя зона представлена кордиерит-гиперстен-ортоклаз-кварцевыми сливными роговиками в прослоях кварцевых песчаников, но андалузит-корунд-шпинель-кордиеритовыми роговиками в прослоях пород, недосыщенных кремнием. С.Э. Тилли делает вывод, что роговики образуются целиком за счет исходных осадочных пород, без привноса вещества со стороны интрузивных диоритов.

В.В. Ревердатто приводит массу литературных примеров развития контактовых ореолов как около массивов габбро, так и гранитов. Развитие процесса везде идет одинаково. Если воздействие интрузива ограничивается только привносом тепла, формирующиеся роговики во всех зонах ореола по сравнению с исходными породами

теряют только летучие компоненты, но сохраняют состав пород, вмещающих массив. Как только начинается поступление из интрузии постмагматических растворов, происходят метасоматические преобразования пород с существенным изменением их состава вплоть до формирования скарновых и гидротермальных месторождений.

Геохимия роговиков изучена очень слабо. Но имеющиеся работы показали, что породы при ороговикании теряют летучие компоненты без изменения содержаний главных элементов. Такие ореолы образуются путем кондуктивной передачи тепла, при отсутствии потока растворов из интрузии. Они характерны для безрудных интрузий, поэтому и слабо изучены. Чисто тепловое воздействие, как и в случае регионального прогрессивного метаморфизма, к существенным изменениям состава пород не приводит. Примеры – биотит-кордиеритовые роговики у контакта Константиновского гранитного штока на Патомском нагорье, андалузит-гранатовые роговики вокруг гранитных массивов в Урикско-Ийском грабене Восточного Саяна, где состав исходных углистых сланцев и метапесчаников зеленосланцевой фации метаморфизма в пределах ореола полностью сохраняется.

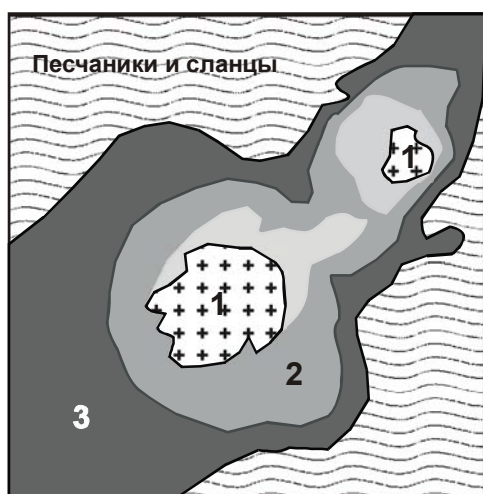


Рис. 14.6 Контактные ореолы вокруг массивов гранитов кукульбейского комплекса (1). 2 – зональный ореол ороговикования («просушки»); 3 – сопряженный ореол «обводнения» вмещающих песчаников и сланцев (развитие серицита, хлорита, биотита) [Трошин, 1978].

Ю.П. Трошин [1978] изучил контактовые ореолы вокруг Хапчерангинского и Шерловогорского оловоносных гранитных массивов в Забайкалье. Был обнаружен ореол тепловой «просушки» шириной до 0,8 км, в котором летучие компоненты пород были вынесены за пределы зоны ороговикования и образовали ореол «обводнения» вмещающих песчаников и сланцев (рис. 14.6). Минералогически ореол «обводнения» выразился в развитии биотита, серицита и хлорита. После тепловой отгонки воды вдоль тектонических нарушений и плоскостей напластования в роговики поступали рудоносные гидротермальные растворы, приводя к образованию эманационных ореолов фтора и хлора, редких элементов и рудных жил. Таким образом, при кристаллизации рудоносных интрузий ранний этап ороговикования пород и тепловой отгонки воды сменяется

поступлением из остывающей интрузии гидротермальных растворов, несущих F, Cl и редкие металлы, но это уже метасоматические, а не метаморфические изменения пород.

Таким образом, контактовый метаморфизм, развивающийся при прогреве вмещающих пород без участия магматогенных растворов, приводит только к потере породой летучих компонентов без существенного изменения состава пород так же, как и региональный метаморфизм.

Глава 15 ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИЙ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД (осадконакопления, вулканизма и их геодинамических обстановок)

В предыдущих главах мы показали, что прогрессивный этап метаморфизма имеет изохимический характер, то есть не приводит к существенному изменению состава исходных пород. Благодаря этому появляется возможность восстановить природу протолита даже высоко метаморфизованных толщ. В ходе реконструкции решается три основных задачи:

- 1) восстановление природы протолита (исходной породы);
- 2) реконструкция геодинамической обстановки, в которой сформировалась исходная вулканогенно-осадочная толща;
- 3) картирование зональных метаморфических комплексов.

Для этих целей создано немало диаграмм, в которых по соотношению индикаторных для осадков или вулканитов элементов выделены поля составов глинистых, песчанистых или карбонатных осадочных пород, либо основных, средних и кислых вулканитов. Наиболее удачные из них прижились и стали популярными у геологов, занимающихся метаморфизмом. Их описания есть в справочнике «Петрохимические методы...» [1985] и учебном пособии «Интерпретация геохимических данных» [2001]. Диаграммы бывают бинарные, тройные (треугольники) и мультикомпонентные, в которых содержание ряда индикаторных компонентов сравнивается с концентрацией их в эталонной породе (так называемое нормирование).

Реконструкция протолита метаосадочных пород и метавулканитов

При региональном метаморфизме, как уже говорилось, постепенно исчезают важнейшие признаки первичной природы пород – меняется минеральный состав, текстуры и структуры. В зонах высокого метаморфизма безошибочно определить, из какого исходного осадка, то есть протолита, образовались породы можно только для мраморов и кварцитов. Для выяснения природы всей пестрой гаммы осадочных и вулканических пород остаются особенности их состава. Диаграммы с использованием химического состава пород для определения их исходной природы строились уже давно. Ниггли, Левинсон-Лессинг, Лападю-Арг, де Ля Рош предлагали индикаторные соотношения петрогенных компонентов для выделения полей орто- и парапород (орто- и параамфиболиты, туфы или граувакковые песчаники). В настоящее время наиболее часто применяются диаграммы А.Н. Неелова, А.А. Предовского и де Ля Роша.

Диаграмма А.Н. Неелова [1979].

При разработке химической классификации осадочных и вулканогенных пород А.Н. Неелов использовал анализы неметаморфизованных и слабо метаморфизованных осадочных пород фанерозойских и некоторых докембрийских комплексов, чья природа не вызывала сомнений. Анализы пересчитывались на сухое вещество. Учитывалась только углекислота, входящая в состав карбонатов. Все петрохимические характеристики выражались в атомных количествах или их отношениях.

Основой классификации является петрохимическая сетка (рис. 15.1, 15.2). Она включает девять петрохимических параметров, определяющих составы пород и их принадлежность к соответствующим типам осадков. Обобщенный петрохимический тип породы может быть выражен формулой, куда входят несколько параметров. В основу

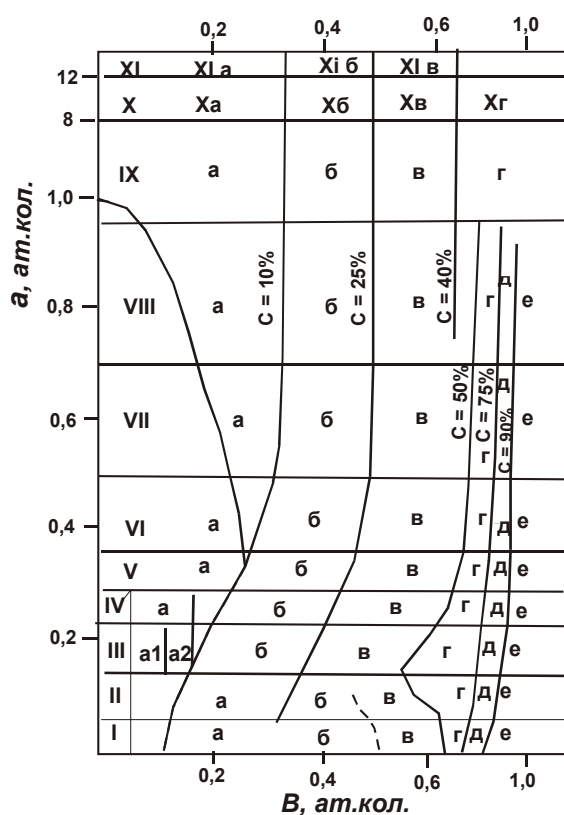


Рис. 15.1 Поля составов силикатных и карбонатных осадочных пород (Неелов, 1979). I- кварцевые псаммитолиты (а-г – увеличение карбонатности или железистости); II – олигомиктовые псаммитолиты (песчаники); III – кислые туфы, субсилициты (а-б – аркозы, граувакки, сред. и осн. туфы, в-г – с увеличением их карбонатности); IV – алевролиты, туффиты (а-в – увеличение Fe, Са, Al, г-е – карбонатолиты); V – алевропелиты; VI – пелиты; VII-а – пиррофиллитовые гидрослюдиты, б-е – мергели, карбонатолиты; VIII а-е – сиаллиты – карбонатолиты; IX – латериты; X-XI – бокситы.

$a = Al_2O_3/SiO_2$, ат.кол.
 $B = Fe_2O_3 + FeO + MgO + CaO$, ат.кол.

выделения групп пород положен глиноземистый модуль (параметр $a = Al_2O_3/SiO_2$). По его величине разделяются три крупные группы осадков – пелиты ($> 0,3$), алевролиты ($0,23 > a < 0,3$) и псаммиты ($< 0,23$). Второй модуль – основности $B = FeO + Fe_2O_3 + MnO + MgO + CaO$. В координатах этих двух модулей построена сетка для метаосадочных пород (рис. 7.1). Более подробно они делятся по модулям карбонатности $C = 2CO_2 / (CaO + MgO + FeO)$ в %, щелочности $n = Na_2O + K_2O$ и калиевости $k = K_2O / (Na_2O + K_2O)$. Последние наносятся в виде векторов к точкам составов.

Для определения протолита метавулканитов используется своя сетка в тех же координатах, но с учетом кремнекислотности ($S = SiO_2 / \Sigma_{общ}$) и в виде векторов - модулей

щелочности (рис. 15.2). Выбор граничных значений каждого из параметров определяется по многочисленным анализам членов различных вулканических серий.

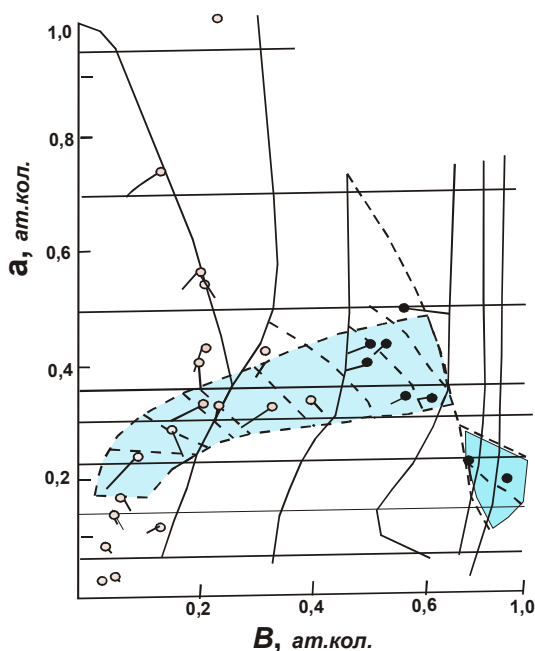


Рис. 15.2 Средние составы метапород алданского комплекса на диаграмме А.Н. Неелова. Черные кружки – основные сланцы (метабазальты); светлые – метаосадки от латеритов через пелиты до кварцитов. Поля алевролитов перекрываются с эффузивами среднего состава (поле вулканитов – серое)

Поскольку первоначальное отнесение метаморфической породы к метаосадкам или метавулканитам часто проблематично, А.Н. Неелов нанес поля составов вулканитов на осадочную диаграмму. Сложность осталась в том, что поля вулканитов перекрывают часть полей осадков смешанного состава, и точная дискриминация невозможна без полевых наблюдений. В качестве примера использования этой диаграммы приведем реконструкцию составов протолитов высоко метаморфизованных пород алданской серии архейского возраста (рис. 15.2). На диаграмме видно, что большая часть пород попадает в поля вулканитов, но часть анализов отвечает по составу высокоглиноземистым метапелитам и силицитам. Дальнейшая разбраковка – были это вулканиты или граувакки, туфопесчаники, требует применения дополнительных диаграмм с использованием соотношений редких элементов, которые являются более тонкими индикаторами.

Диаграмма А.А.Предовского (ФАК)[1970].

Наиболее популярна диаграмма для реконструкции исходного типа метаморфических пород А.А. Предовского. Это двоякая бинарная диаграмма в координатах ФАК (рис. 15.3), где

$$F = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$$

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

$$K = \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$$

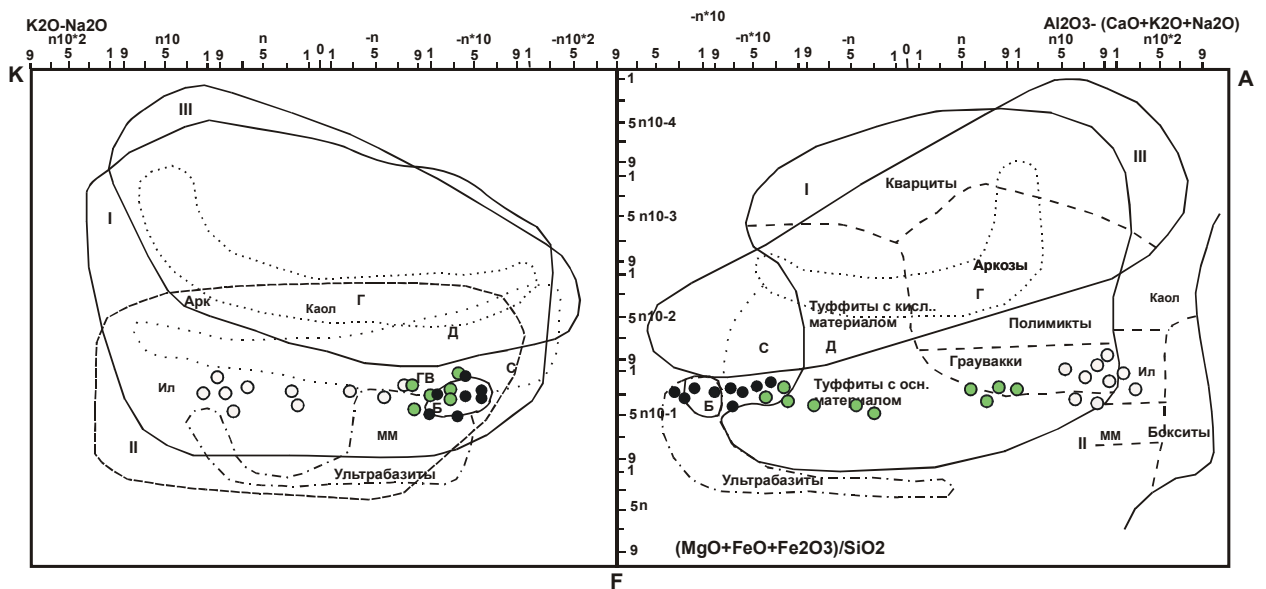


Рис. 15.3 Диаграмма ФАК А.А.Предовского (1970) для определения исходной природы метаморфических пород. Поля: I – псаммиты; II – пелиты; III – хемогенные силициты; Ark и GB – аркозы и граувакки; Ka – каолин, MM – монтмориллонит, Il – иллит; Б – базиты; С – сиениты; Д – диориты; Г – граниты и их эффузивные аналоги. Параметры рассчитываются в молекулярных количествах. Нанесены метаморфические породы хамардабанского комплекса: метаалевролиты шубутуйской свиты (черные и серые кружки), метапелиты корниловской свиты (светлые кружки).

Состав породы отображается в основном поле AF и для контроля – на поле KF. На диаграмме на основе обработки тысяч анализов неметаморфизованных и метаморфических пород выделены поля составов всех типов пород: осадочных, вулканогенных, интрузивных. Естественно, эти поля часто перекрываются. Поэтому сделаны вспомогательные диаграммы по связям информативных главных и рудных элементов. Одна из них - диаграмма в координатах $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$. На ней отделены поля аркозов и граувакк от кислых и средних вулканитов). Выведены также коэффициенты степени выветривания ($w_1 = A_{cp} + K_{cp}$) и осадочной дифференциации (d).

Пример использования такой диаграммы для пород хамардабанского комплекса показан на рисунке 15.3. Мы видим, что глиноземистые гнейсы и сланцы корниловской свиты ложатся в поле пелитов и граувакк; сланцы шубутуйской свиты образовали ряд от граувакк до туффитов и основных пород, а амфиболиты и амфибол-диопсидовые сланцы группируются в поле базальтов. Однако в низкотемпературных зонах их осадочный генезис был очевиден. Это наглядный пример парапород, неотличимых от ортопород. Состав метаграувакк – диопсид-амфиболовых сланцев полностью соответствует базальтам, что приводит к выводу о том, что источником обломочного материала здесь была толща основных изверженных пород, почти без примеси материала другого состава. Поскольку в краевой части Сибирской платформы такой толщи нет, остается

предполагать наличие в рифейское время океанических островов или океанической островной дуги, обрамляющей с юга морской бассейн, в котором шло осадконакопление.

Диаграмма де Ля Роша [1975].

На треугольной диаграмме де Ля Роша в вершинах треугольника поставлены следующие соотношения петрогенных элементов:

- 1) SiO_2
- 2) $\text{TiO}_2 + \Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO}$
- 3) Al_2O_3 ,

На каждой вершине они составляют 100%. Процентные соотношения этих компонентов в породе откладываются на сторонах треугольника и на пересечении получается точка состава породы. По эталонным составам осадочных и магматических пород выделены поля глин, аркозов, граувакк, карбонатных пород, а также линия магматических дифференциатов от габбро и диоритов до гранитов (рис. 15.4). На диаграмму для примера вынесены составы различных пород трех метаморфических комплексов. Наиболее дифференцированы составы пород патомского комплекса: от метаморфизованных кор выветривания и метадиабазов в низах разреза толщи до ритмического переслаивания аркозовых метапесчаников, метаграувакк и пелитов.

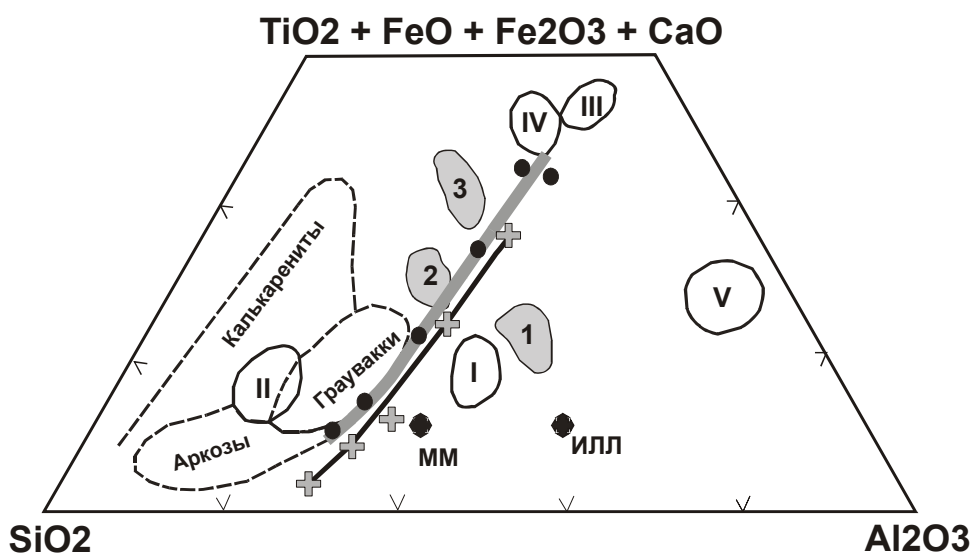


Рис. 15.4 Треугольная диаграмма де Ля Роша (1984) для восстановления природы метаморфических пород. Линия с кружками – тренд магматических пород с главными их типами. ММ – монтмориллонит; ИЛЛ – иллит. 1-3 - средние составы метаслаиваемых пород хамардабанского комплекса, продукты разрушения средних и основных вулканитов. I-V – более зрелые осадки и вулканиты патомского комплекса: I – метапелиты, II – метапесчаники, III – метабазалты, IV – метатуффиты, V – металатериты. Кресты – гнейсы чуйской серии – ортопороды.

Метаграувакки, метаалевролиты и метапелиты хамардабанского комплекса реставрируются как менее зрелые осадки. А метаморфиты чуйской серии ложатся на тренд, параллельный тренду средних магматических пород. Значит, эта толща сложена, в основном, ортопородами, метавулканитами и обстановка ее формирования была иной, близкой к активной континентальной окраине. Это подтверждается высокими содержаниями в данных породах элементов, свойственных субщелочным магматическим породам - РЗЭ, Nb, Zr. Именно эти редкие многозарядные элементы однозначно являются инертными при метаморфизме и поэтому близки исходным их концентрациям в породах. На диаграммах часто используют соотношения петрохимических модулей – гидролизатного $ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + \Sigma Fe_2O_3)/SiO_2$, алюмокремниевого $АМ = Al_2O_3/SiO_2$, фемического $ФМ$, титанового $ТМ = TiO_2/Al_2O_3$ и других, которые отображают степень зрелости осадочных пород. Так, диаграмма Я.Э. Юдовича - соотношение фемического модуля $ФМ$ и суммы щелочей $(Fe_2O_3 + FeO + MgO)/SiO_2 - Na_2O + K_2O$ служит цели разбраковки метатерригенных пород и метариолитов (рис. 15.5).

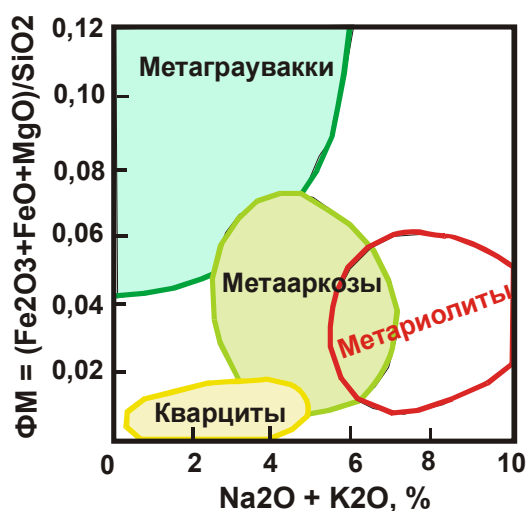


Рис. 15.5 Модульная диаграмма Я.Э. Юдовича для выявления метатерригенных пород и их отличий от риолитов.

Более простые, но удобные диаграммы используют соотношение глинозема и кремния $Al_2O_3/SiO_2 - SiO_2$ или глинозема и титана $Al_2O_3 - TiO_2$. Они также отражают степень выветривания, или зрелости пород. На первой все осадочные породы от кварцитов до латеритовых кор выветривания располагаются вдоль гиперболической кривой, как это показано для метаосадочных пород ольхонского метаморфического комплекса (рис. 15.6 а). Продукты вулканизма или незрелые продукты их разрушения ложатся вдоль линий или образуют тренды, отклоняющиеся от кривой осадков (рис. 15.6 б). На диаграмме представлены составы амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов таланчанской серии восточного берега оз. Байкал и ангинской толщи западного берега. Хорошо видно, что их составы сходны и отклоняются от осадочной кривой.

Наряду с другими диаграммами это помогло реставрировать их, как продукты вулканизма островной дуги, отделявшей задуговой бассейн от остальной акватории Палеоазиатского океана.

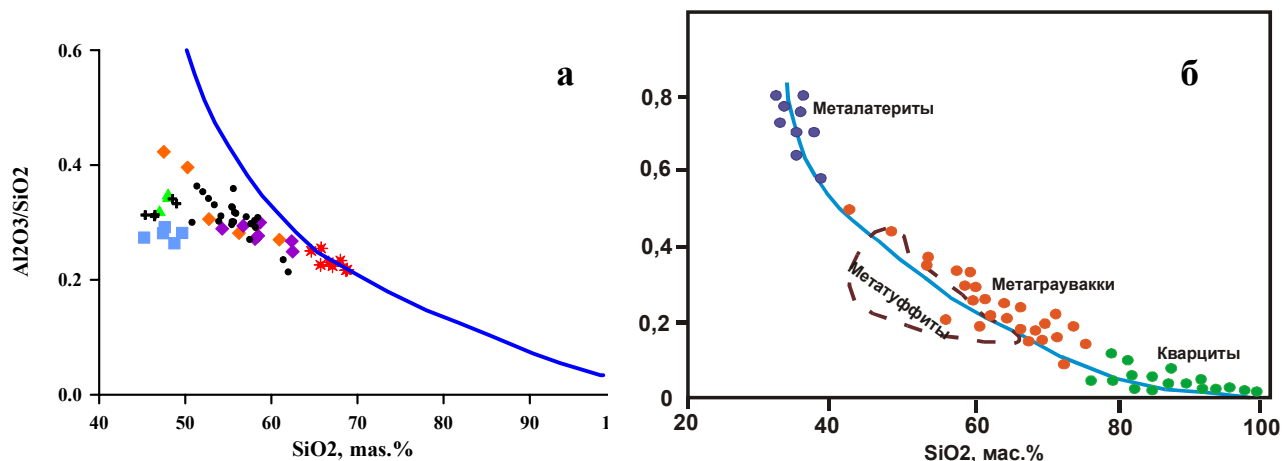


Рис. 15.6 Диаграмма глиноземистый модуль – кремнезем. **а** – биотит-амфиболовые гнейсы таланчанской серии – островодужные метавулканисты; **б** – полный ряд терригенных метаосадков ольхонской серии от кварцитов до металатеритов.

Для надежного выявления пелитов служит диаграмма $Al_2O_3 - TiO_2$. Для глинистых продуктов выветривания характерна четкая прямая корреляция содержаний этих элементов.

Реконструкции геодинамических обстановок образования протолита

Метавулканисты. Когда по типу переслаивания и составу пород уже существуют предположения о магматической природе метаморфитов, для выделения их серий и реконструкции геодинамической обстановки формирования используются обычные для магматических пород классификационные диаграммы, чаще всего в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ и диаграммы Харкера (соотношения оксидов и кремнезема). На рис. 15.7 показан пример реконструкции ортопород (метаморфизованных вулканистов и интрузивных пород) таланчанской серии восточного берега оз. Байкал. Все они относятся к серии магматических пород нормальной щелочности от габбро до андезитов. Мигматиты образуют поле в гранитной области. Поля гранитоидов Ангаро-Витимского батолита имеют немного более щелочной состав. Но в принципе, могли выплавляться из ортопород такого состава, как мигматиты таланчанской серии.

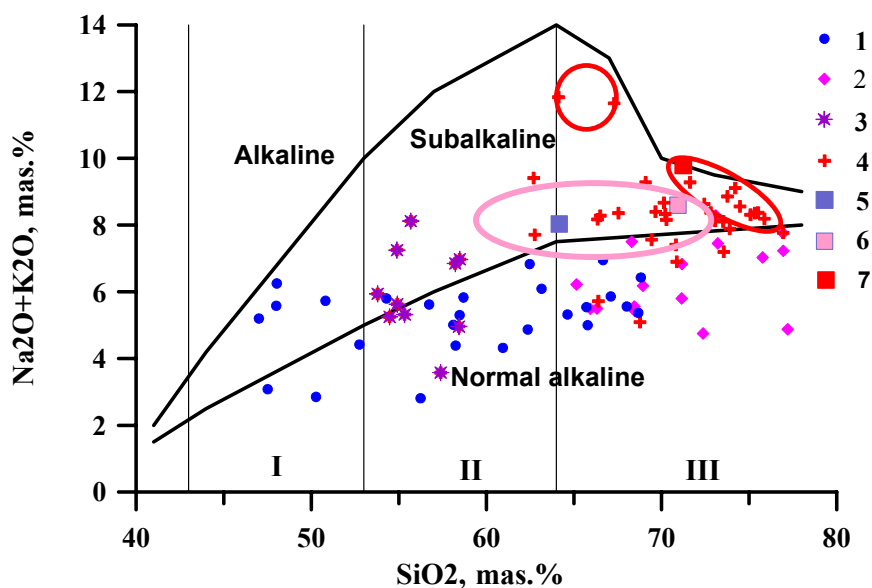


Рис. 15.7 Классификационная диаграмма кремнезем – сумма щелочей, использованная для уточнения природы ортогнейсов восточного берега оз. Байкал. Овалы – поля гранитов Ангаро-Витимского батолита. Вертикальные линии разделяют поля основных (I), средних (II) и кислых (III) магматитов. Кривые разделяют поля щелочных, субщелочных и нормальных по щелочности пород (Ефремова, Стафеев, 1985). 1 – метагаббро, метавулканы и 2 – мигматиты таланчанской серии; 3 – метадиориты; 4 – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 5-7 – средние составы и поля составов гранитоидов 1 и 2 баргузинского и зазинского комплексов.

Широко используются дискриминационные диаграммы, построенные по соотношениям редких элементов. Например, треугольные диаграммы Пирса и Канна $\text{Zr} - \text{Ti}/100 - 3\text{Y}$ или $\text{Zr} - \text{Ti}/100 - \text{Sr}/2$ (рис. 15.8). Они существуют для более точной реконструкции

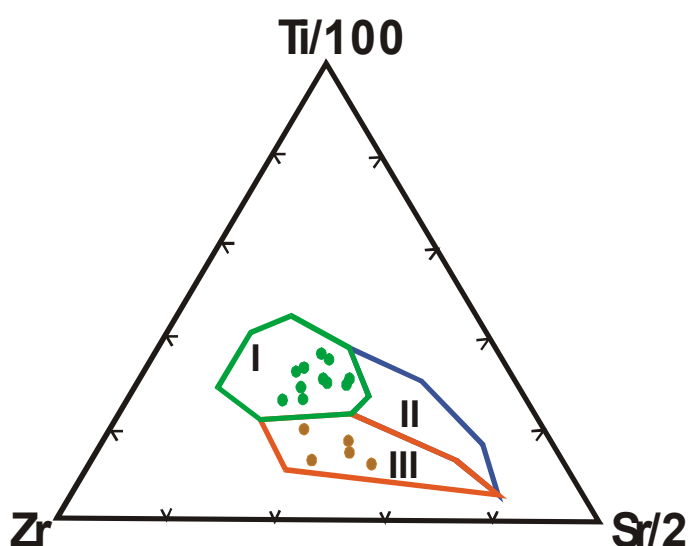


Рис. 15.8 Дискриминационная диаграмма Пирса и Канна (1973) для базальтов Поля составов базальтов: I срединно-океанических хребтов; II-III – толеитов и известково-щелочных базальтов островных дуг. Реконструкция обстановок формирования основных сланцев (точки) канского метаморфического комплекса [Ножкин, Туркина, 1993].

геодинамической обстановки проявления метавулканитов – отличия базальтов внутриплитных от срединноокеанических и островодужных. На бинарной диаграмме $\text{Ti}/\text{Cr} - \text{Ni}$ выделяются поля океанических и островодужных базальтов. Но большинство

из них рассчитано на базальтовые составы вулканитов. Только треугольная диаграмма в координатах $10\text{MnO} - \text{TiO}_2 - 10\text{P}_2\text{O}_5$ включает поля составов андезитобазальтов и бонинитов островных дуг (рис15.9).

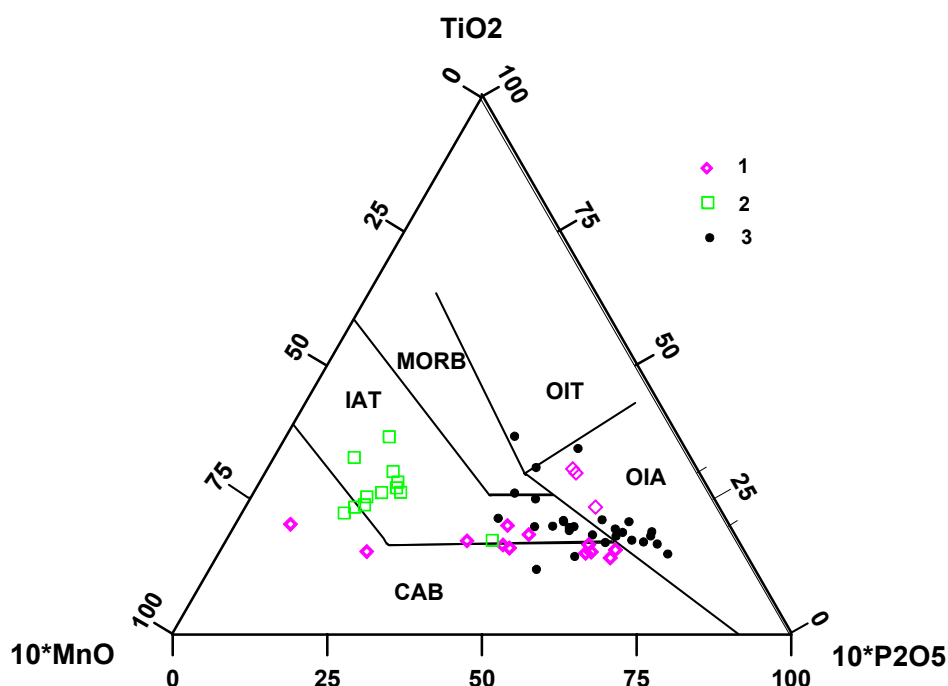


Рис. 15.9 Реконструкция геодинамических обстановок формирования метаморфических ортопород ольхонского комплекса и таланчанской серии на диаграмме Малена [Mullen, 1983]. Большинство изученных пород относятся к островодужным образованиям: 1 – метаандезиты и metabазальты таланчанской серии; 2 – metabазальты итанцинской и 3 – ангинской свит.

Например, в ольхонской и ангинской толщах Приольхонья в пачках переслаивания широко распространены амфиболиты. На классификационной диаграмме они попадают в поля низкощелочных для ольхонской и известково-щелочных базальтов для ангинской толщ. Причем в ангинской толще состав их меняется от базальтов до андезитобазальтов и андезитов, что характерно для островодужного вулканизма. Нанесение редкоэлементных характеристик этих пород на диаграммы Малена, а также Пирса и Канна $\text{Zr} - \text{Ti} - \text{Y}$ и $\text{Zr} - \text{Ti} - \text{Sr}$ подтверждает положение ольхонских амфиболитов в поле толеитовых базальтов задуговых бассейнов, а ангинских в поле островодужных базальтов. В результате такого анализа мы можем утверждать, что исходные породы ольхонского и таланчанского метаморфических комплексов формировались в обстановке островной вулканической дуги и задугового бассейна на северо-восточной окраине Палеоазиатского океана, существовавшего здесь в рифейское время.

Геохимические особенности осадочных пород дают дополнительные факты в подтверждение этих выводов. Переслаивающиеся с амфиболитами ольхонской серии

графитовые кварциты и мраморы, обогащенные элементами черных сланцев – углеродом, Ag, Mo, V, отлагались в восстановительной обстановке задугового морского бассейна. Аналогичные метаосадочные породы, переслаивающиеся в ангинской толще с метаандезитами, обогащены Mn, Ba, P и не содержат графита. Их отложение происходило на склонах островной дуги, в окислительной обстановке хорошо аэрируемого бассейна.

Таким образом, геохимический анализ высоко метаморфизованных пород помогает расшифровать ранние этапы развития толщи и региона в целом. Высокие уровни содержаний сидерофильных элементов (Co, Ni, Cr) при низких концентрациях Sr характеризуют принадлежность metabазальтов к срединно-океаническим обстановкам, а обратные отношения – к островодужным. Высокие концентрации крупноионных литофильных элементов (Rb, Cs, Ba) и высоkozарядных (Zr, Nb, P3Э) свидетельствуют в пользу субщелочных вулканитов. Базальты с такой геохимической характеристикой образуются в обстановке океанических островов и внутриконтинентальных рифтов.

Так как индикаторных элементов много, то для свертывания информации созданы многоэлементные диаграммы, так называемые спайдер-диаграммы. Ряды элементов располагаются по оси *x*, а по оси *y* в логарифмическом масштабе откладываются нормированные содержания элементов породы. Нормирование производится путем

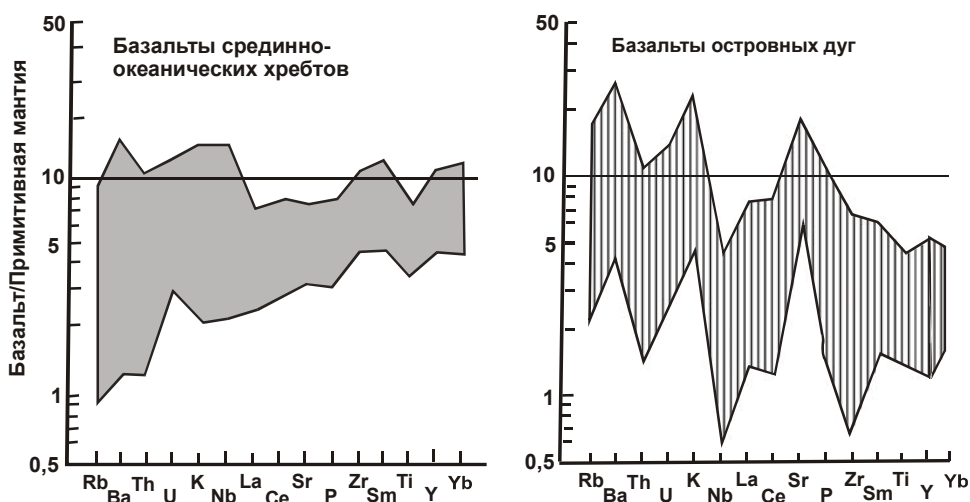


Рис. 15.10 Спайдер-диаграммы для составов современных базальтов разных геодинамических обстановок [Holm, 1985]

деления концентрации элемента в породе на концентрацию его в примитивной мантии, либо в хондрите, либо в среднем базальте MORB. Затем сравниваются полученная для породы кривая с эталонными кривыми для пород определенных геодинамических обстановок.

В вулканических породах разных геодинамических обстановок содержания почти всех элементов значительно варьируют (рис. 15.10). Поэтому для сравнения или

нормирования берутся средние значения, которые устойчиво различаются, как это видно на рисунке (рис. 15.11). Холм [Holm,1985] построил спайдер-диаграммы, характерные для различных базальтов COX (NMORB, EMORB, TMORB), для развитых и примитивных островных дуг (IAB, CAB), а также для базальтов океанических островов (OIB). В качестве элементов сравнения он выбрал ряд элементов от крупноионных до более мелких, которые назвал гидромагматофильными по их способности распределяться в пользу расплава или раствора. Эти диаграммы широко используются и для магматических пород, и для метавулканитов

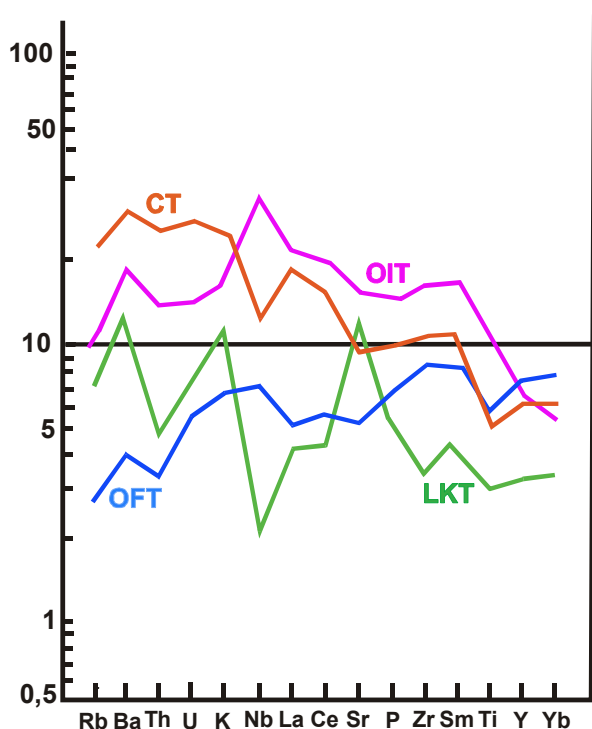


Рис. 15.11 Средние содержания гидромагматофильных элементов в базальтах и андезибазальтах разных геодинамических обстановок (Holm, 1985). OIT – толеиты океанических островов, СТ – континентальные толеиты, OFT – срединно-океанических хребтов, LKT – примитивных островных дуг. Нормировано по примитивной мантии.

Для каждой геодинамической обстановки существуют свои минимумы и максимумы на этой многоэлементной кривой по сравнению с примитивной мантией. Для базальтов срединно-океанических хребтов характерны минимумы содержаний крупноионных литофильных элементов, щелочных и щелочноземельных, минимум ниобия, и повышенные количества Co, Ni, Cr, V, Sc, даже по сравнению с примитивной мантией. Островодужным базальтам свойственны более высокие содержания литофильных элементов, особенно стронция, который образует устойчивый максимум по отношению как к составу примитивной мантии, так и по сравнению с составом базальтов срединно-океанических хребтов (NMORB).

Распределение РЗЭ является одним из хороших индикаторов принадлежности вулканических пород и их метаморфизованных аналогов к обстановкам их формирования. Содержания редких земель обычно нормируются по содержаниям в хондрите С1. На

рисунке 15.12 приведены спектры распределения редких земель в гранат-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах таланчанской и ангинской толщ Байкала, которые по классификационной диаграмме и геохимическим особенностям ближе всего сопоставляются с серией базальтов – андезитов островных дуг. Действительно, и по распределению РЗЭ они очень близки к средним андезитам Камчатки и Тихоокеанской активной окраины.

Для реконструкций обстановок накопления терригенных пород также используются соотношения главных и редких элементов. В определенных геодинамических обстановках, которые диагностируются, в основном, по составу продуктов магматизма, осадки также имеют свою геохимическую специфику. Прежде

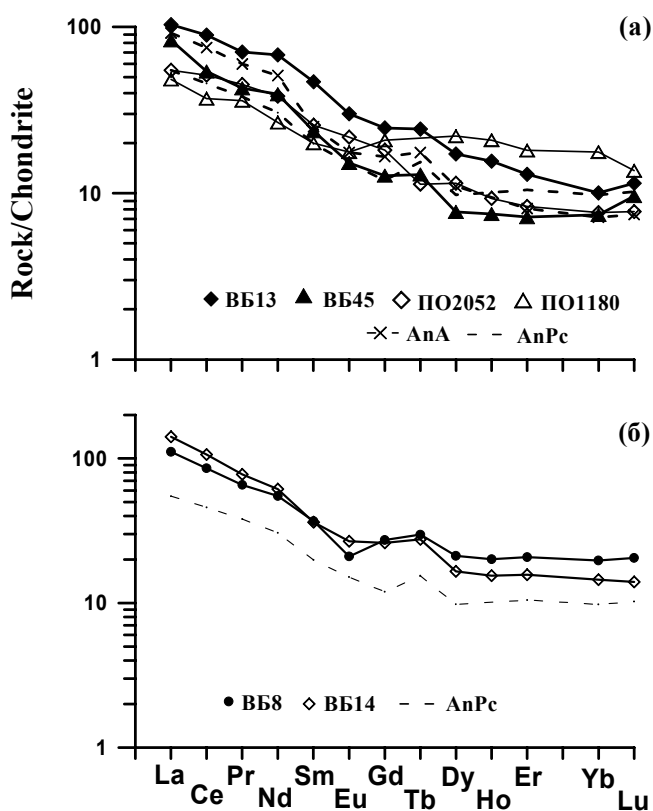


Рис. 15.12 Спектры редкоземельных элементов в амфибол-биотитовых (а) и гранат-биотитовых (б) гнейсах таланчанской и ангинской толщ по сравнению со средними андезитами Камчатки и Тихого океана (штрих)

всего, состав областей сноса резко отличается на окраине континента или в океане, вблизи океанической или зрелой островной дуги. В СОХ глубоководные осадки представлены маломощными кремнистыми илами (яшмами) либо глубоководными глинами и т.д.

Диаграммы Бхатия построены на этих отличиях состава осадков для дискриминации терригенных пород разных обстановок (рис. 15.13).

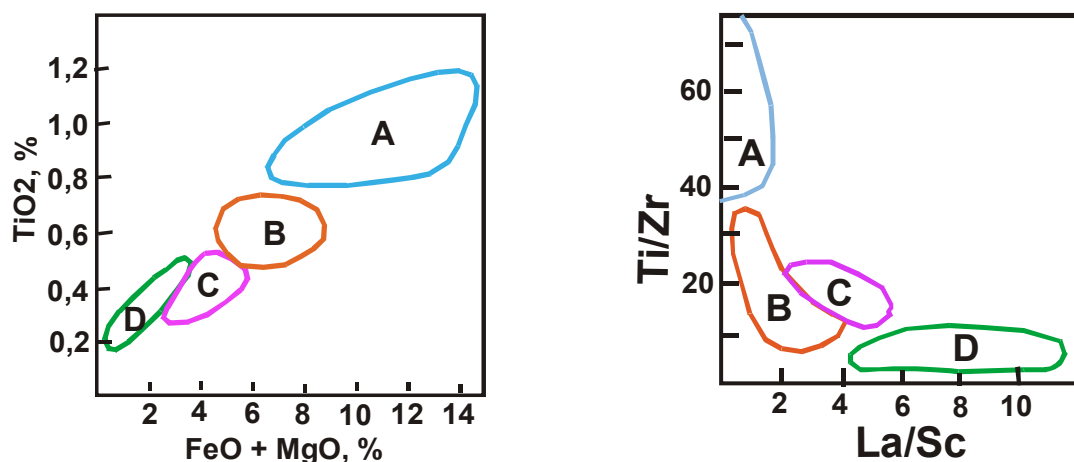


Рис. 15.13 Диаграммы М.Р. Бхатия [1983] для терригенных пород различных геодинамических обстановок. Поля: А – песчаников океанических островных дуг; В – континентальных островных дуг; С – активных окраин; D – пассивных континентальных окраин.

Реконструкции условий осадконакопления и корреляция толщ

Сохранение исходных особенностей состава пород помогает при картировании зональных метаморфических комплексов, где одни и те же пачки пород резко различаются по уровню метаморфизма. Так в патомской серии карбонатные породы имнянской и жуинской свит (названные так в разных частях региона) метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, но во всех зонах сохраняют аномально высокие содержания стронция. По этому признаку они отнесены к одному стратиграфическому уровню, также как и отложения ченчинской свиты, развитой в Ленском прогибе и измененной только на уровне диагенеза. Она также выделяется среди других карбонатных горизонтов высокими концентрациями стронция, но в то же время сохранила признаки, характерные для рифовых известняков.

Это свидетельствует о том, что все три пачки пород отлагались в условиях жаркого климата, когда могут формироваться коралловые рифы. Сложенные в жарких условиях арагонитом, эти известняки и могут накапливать высокие концентрации стронция, который в больших количествах входит в решетку арагонита, но в структуру кальцита входит в небольших концентрациях. О жарком климате, господствовавшем в конце рифея – начале палеозоя, свидетельствуют и мощные толщи соленосных отложений (эвапоритов) кембрийского возраста в основании чехла Сибирской платформы. Эти факты являются подтверждением движения литосферных плит. Значит, Сибирский кратон находился в то время вблизи экватора.

Таким образом, выявив геохимическую аномалию в стратиграфическом подразделении, можно использовать ее для корреляции этого горизонта при любом уровне метаморфизма в разобщенных выходах. При плохой обнаженности это очень помогает

при картировании. Так прослеживание высоко стронциевого карбонатного горизонта позволило объединить бодайбинскую и мамскую толщи. Мало этого, такие же высоко стронциевые известняки обнаружены в ольхонской серии Приольхонья и в основании чехла Сибирской платформы. Нужны дополнительные исследования, чтобы доказать одновозрастность всех этих образований.

В шубутуйской свите основные метаграувакки аномально обогащены Sr и Ni. Это не только свидетельствует, что область сноса их материала была сложена основными – ультраосновными породами, но и может служить корреляционным признаком для выявления ее в других толщах.

Таким же ярким примером является горизонт метаграувакк среднего состава слюдянской толщи. При средней концентрации SiO_2 63 % гранат-биотитовые гнейсы слюдянской толщи содержат до 600-800 г/т Sr и Ni. Такие высокие концентрации этих элементов свойственны только магматическим основным породам с 45-50 % SiO_2 . Следовательно, данные гнейсы являются преобразованными граувакками, в источнике сноса которых были кислые породы и ультраосновные или даже коры выветривания по ним. В корях выветривания по ультраосновным породам накапливаются целые проценты хрома и никеля, так что небольшая примесь этого материала резко повысит количество Sr и Ni в осадке.

Возможной областью сноса для слюдянских метаграувакк мог быть шарыжалгайский выступ платформы. В его составе преобладают мигматиты и гранитогнейсы, а также присутствуют основные сланцы и небольшие линзы ультраосновных пород. Кислые породы резко обогащены Ba, как и большинство архейских пород. Метаграувакки также богаты барием, что укладывается в гипотезу о Шарыжалгае, как источнике их материала. А вот ультраосновных пород слишком мало. Надо было найти метаморфизованные коры выветривания. На прилегающем к Слюдянке участке шарыжалгайской толщи таких пород нет, вероятно, смыты. Зато в западной части выступа обнажается китойская серия дистеновых сланцев, по составу отвечающих корам выветривания. Их анализ показал, что они как раз аномально – до 0,6-0,8 % - обогащены Sr и Ni (данные Л.З.Резницкого и В.И.Левицкого).

Таким образом, анализ геохимических особенностей метаморфических пород помогает расшифровать предысторию их образования и пути геологического развития данного региона.

Глава 16 ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Термин «метасоматизм» или «метасоматоз» был предложен в середине 19 столетия К.Ф.Науманном для процесса образования минеральных псевдоморфоз. Линдгрэн (1925) определил метасоматоз «как процесс практически одновременного капиллярного растворения и отложения, с помощью которого минерал, имеющий частично или полностью иной химический состав, может расти в теле исходного минерала или минерального агрегата». С тех пор область применения этого термина необычайно расширилась, и теперь под *метасоматозом* понимают изменение минерального и химического состава пород в твердом состоянии при воздействии флюидов разного генезиса. То есть метасоматоз – это преобразование горной породы или минерала в другую породу или минерал иного состава под воздействием привноса и выноса вещества. Именно этим он отличается от процесса метаморфизма, где при изменении минерального состава и структуры состав породы в целом практически не меняется. И хотя, как правильно пишет Д.И. Царев (2002), в масштабах замещения одного зерна метаморфизм и метасоматоз не различимы, металлогенические следствия этих процессов совершенно различны, поэтому важно их разделять. Метасоматические образования широко распространены и включают как *региональный метасоматоз*, являющийся продолжением метаморфизма на регрессивном этапе, так и *локальный контактово-реакционный метасоматоз*. С последним связано образование многих рудно-магматических систем с крупными месторождениями.

Еще одним важным отличием процесса метасоматоза от метаморфизма является сохранение объема породы при замещении. Это обусловлено тем, что при метасоматозе внешнее давление, как правило, бывает постоянным. Фактором равновесия является давление флюида. При метаморфизме прогрессивного этапа литостатическое давление растет, что приводит к уменьшению объема пород.

Исследование метасоматических образований обнаруживает много черт, указывающих на значительную роль химического равновесия при метасоматозе. В то же время метасоматические системы являются открытыми, поскольку обмениваются веществом с внешней средой. Только обоснование Д.С. Коржинским принципа *локально-мозаичного равновесия*, когда изменение параметров системы в каждом элементарном участке немедленно уравнивается изменением состава породы, создало возможность применения законов равновесной термодинамики к описанию метасоматических систем. Развитию теории метасоматоза способствовала разработка Д.С. Коржинским, а затем его учениками В.А. Жариковым, Л.Л. Перчуком и др. понятий минеральной фации, теории метасоматической зональности, дифференциальной подвижности компонентов,

фильтрационного эффекта и эффекта кислотно-основного взаимодействия, методов парагенетического анализа.

Минеральная (метасоматическая) фация – это совокупность пород, образованных в зонах единой метасоматической колонки в результате воздействия определенных растворов в данной области температур и давлений.

Дифференциальная подвижность компонентов – фундаментальное понятие в учении о метасоматозе. При изучении природных систем важно установить, какие параметры определялись внешними условиями и начальным состоянием системы, то есть должны рассматриваться как независимые, а какие зависимы от первых. При метасоматозе независимыми параметрами, то есть факторами равновесия системы будут массы нерастворимых компонентов породы и концентрации растворимых компонентов в растворе, задаваемые извне, а также температура и давление флюида. Остальные параметры, включая и массы растворимых компонентов в породе, будут зависеть от факторов равновесия.

Компоненты, массы которых в данном процессе являются факторами равновесия, называются *инертными*, а все остальные – *вполне подвижными*. Для вполне подвижных компонентов факторами равновесия являются их химические потенциалы. Согласно правилу фаз, число фаз $\Phi = k + 2 - n$. Каждый из вполне подвижных компонентов, являясь фактором равновесия, вносит в систему по одной степени свободы, уменьшая на единицу число сосуществующих фаз. Максимальное число фаз равно или меньше числа инертных компонентов и не зависит от числа вполне подвижных. Изменение числа фаз на границах метасоматических зон связано с переходом во вполне подвижное состояние одного из инертных компонентов. В результате полного протекания процесса тыловая зона должна стать мономинеральной. Это и есть принцип дифференциальной подвижности компонентов.

В обычных случаях факторами равновесия при метасоматозе являются температура, давление порового раствора, объем породы, содержание в этом объеме инертных компонентов и концентрации в растворе вполне подвижных компонентов. В отличие от метаморфизма объем породы при метасоматозе не меняется – *закон постоянства объема при метасоматозе В. Линдгрена (1935)*. Вследствие этого давление на поровый раствор бывает ниже, чем на минералы, поэтому растворы бывают пересыщенными из-за повышенной растворимости в них минералов.

Метасоматическая зональность – устойчивая и закономерная смена пород, наблюдаемых как единая, повторяющаяся совокупность, которая обусловлена дифференциальной подвижностью компонентов [Коржинский, 1973]. Это характерная

черта метасоматических процессов. Ее возникновение связано с различной скоростью продвижения фронтов замещения разных минералов, так как скорость реакции разных минералов с компонентами раствора различна. При интенсивном метасоматозе образуется ряд последовательных зон с тенденцией к образованию резких границ, с уменьшением числа сосуществующих минералов.

Формированию зональности способствует также существование *фильтрационного эффекта*. Частицы вещества в поровых растворах (ионы, комплексные соединения) имеют разные размеры и могут двигаться с различной скоростью и по-разному проходить слабопроницаемые породы (геохимические барьеры). Это явление и называется фильтрационным эффектом. Количество вещества m_a , прошедшее через фильтр, выражается формулой:

$$dm_a = \varphi_a C_a dv,$$

где φ_a – коэффициент фильтрационного эффекта, показывающий часть вещества, прошедшую через фильтр с раствором; C_a – начальная концентрация раствора, v – его объем. Благодаря этому эффекту на геохимических барьерах отлагаются самые разнообразны руды.

Главной средой, через посредство которой происходят метасоматические замещения, является существенно водный или водно-углекислотный флюид. Его состав и состояние зависят от температуры и источника растворов. Гидротермальные растворы, помимо воды и CO_2 , содержат галоиды щелочных и сульфаты щелочноземельных металлов, а также редкоэлементную и рудную нагрузку, зависящую от состава магматического источника. По составу воздействующих на породу растворов метасоматоз подразделяется на кремнещелочной, щелочной, кислотный, известковый, магниальный, железистый и т.д. Образующиеся породы в целом называют метасоматитами с соответствующими определениями (щелочные, железистые метасоматиты), или собственными именами – грейзены, скарны, пропилиты, березиты и т.д.

Выделяется *инфильтрационный и диффузионный тип метасоматической зональности*, которые связаны с различиями механизма перемещения компонентов путем диффузии или инфильтрации ионов в растворе. В первом случае компоненты могут перемещаться через неподвижный раствор посредством диффузии в сторону более низкой концентрации (необходимое условие – наличие градиента концентрации). Во втором компоненты переносятся вместе с раствором.

Главным признаком инфильтрационного метасоматизма является постоянный состав минералов во всем пространстве зоны. В случае диффузионного метасоматоза состав минералов меняется постепенно. Но в чистом виде диффузионный и

инфильтрационный метасоматоз проявляются редко, чаще бывают комбинации с подчиненной ролью диффузионного метасоматоза вследствие малой скорости диффузии. Особенностью инфильтрационных метасоматических колонок является резкие фронты замещения – границы зон колонки (рис. 16.1). На границе замещается весь минерал породы, в следующей зоне его уже нет. Это правило нарушается в случае неравномерной пористости. Тогда в зоне замещения могут оставаться реликтовые участки породы или пятнами замещаться какой-либо один минерал, чаще всего наиболее мелкий. Крайняя степень замещения – мономинеральные зоны – наблюдаются вдоль трещиноватых зон, по которым проникают растворы. Это обычно кварцевые, флюоритовые или карбонатные жилы.

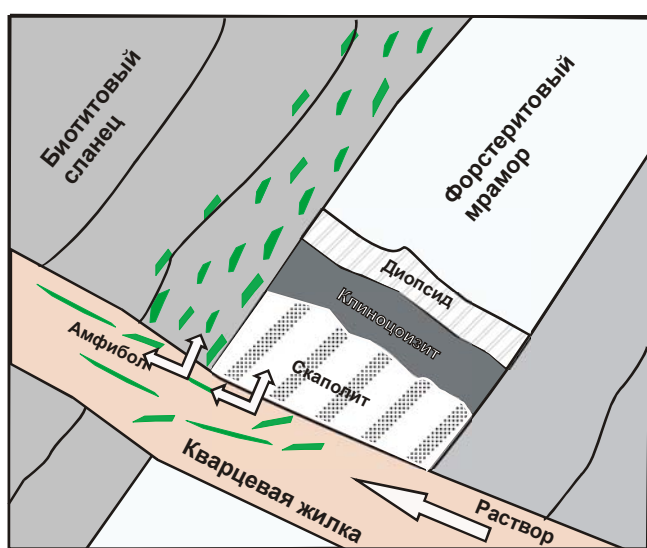


Рис. 16.1 Инфильтрационная метасоматическая зональность в мраморе и биотитовом сланце висячем экзоконтакте кварцевой жилки (мощность 10 см). Влияние разной проницаемости пород: рассеянная амфиболизация в проницаемом биотитовом сланце и резкие фронты замещения в форстеритовом мраморе с образованием узких четких зон диопсида, клиноцоизита и скаполита.

В приведенном примере кварцевая жилка является результатом инфильтрации богатого кремнекислотой раствора по трещине, секущей пачку переслаивания контрастных по составу пород – биотитовых сланцев и форстеритовых кальцифиров. Раствор, взаимодействуя с породами, насыщается CaO, MgO и CO₂ из кальцифира, Al₂O₃, Na₂O и K₂O – из сланца. Раствор в данном случае является «транспортным средством», переносящим компоненты из одной породы в другую. В кальцифире происходит растворение кальцита и форстерита с образованием внешней диопсид-актинолит-кальцитовой зоны, затем клиноцоизит-актинолитовой зоны и тыловой скаполитовой зоны. Из-за высокого давления CO₂ вместо плагиоклаза формируется CO₂-содержащий мейонит – основной скаполит. Вследствие слабой проницаемости мрамора, и развивающихся метасоматических зон мощность последних достигает всего 5-8 см.

В биотитовом сланце вследствие привноса раствором CaO, MgO по биотиту развивается амфибол. Но повышенная проницаемость этой породы приводит к

«рассеянному» метасоматозу - на расстоянии 40 см от жилки наблюдается пятнистое замещение биотита амфиболом. В результате обогащения раствора компонентами пород в самой жилке также растут кристаллы амфибола. Смена зон с привнесом – выносом компонентом выражается следующим образом:

Фо+Ка | Ди+Акт+ Ка | Кцо+Акт | Ск ←Кв → Кв+Акт | Акт+Би+Пл | Би+Пл (парагенезисы)

CaO, MgO → ← SiO₂, Al₂O₃, Na₂O ≡ ≡ CaO, MgO → ← Al₂O₃, Na₂O (компоненты)

кальцифир H₂O+SiO₂ биотитовый сланец (породы)

Соотношение *инертных и подвижных компонентов* от зоны к зоне метасоматической колонки меняется. Изучив минеральный состав в каждой зоне, можно расположить компоненты в ряд относительной подвижности компонентов. Порядок элементов в этом ряду зависит от состава замещаемых пород, температуры и давления раствора. Но некоторые компоненты почти всегда возглавляют этот ряд – такие как вода и углекислота, затем идут сера, хлор, щелочи. Следующая группа – кислород, Ca, Mg, Fe, кремнекислота, чья подвижность сильно зависит от P, T и состава замещаемых пород. Подвижность FeO и CaO возрастает с понижением температуры, а Al₂O₃ - уменьшается. При скарнировании известняков магний подвижнее кальция, в доломитах – наоборот, кальций подвижнее магния. Почти всегда инертны Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅. Так для известковых скарнов Турьинских медных рудников, как и для большинства высоко- и части среднетемпературных процессов характерен такой ряд убывающей подвижности (Коржинский, 1955):

H₂O, CO₂, S, K₂O, Na₂O, O₂, MgO, Fe, CaO, SiO₂, P₂O₅, Al₂O₃, TiO₂

Подвижность многих компонентов меняется в зависимости от анионного состава раствора. Так, сера повышает инертность Fe, фтор – Ca, углекислота – Ca, Mg, Fe в связи с отложением, соответственно, пирита, флюорита, карбонатов. При высокой щелочности растет подвижность Si и Al по сравнению с Mg и Fe [Граменицкий и др., 2000]. Так что ряды подвижности варьируют с изменением состава и насыщенности растворов.

Диффузионная метасоматическая зональность образуется обычно в околорудных или околотрещинных ореолах. Изменение боковых пород при фильтрации раствора по трещине происходит путем встречной диффузии компонентов. Ее отличие от инфильтрационной зональности заключается в непрерывном изменении химических потенциалов компонентов, тогда как в первой изменение потенциалов происходит скачком на границе зон. Это приводит к постепенному изменению состава минералов переменного состава в диффузионной метасоматической колонке. Диффузионный метасоматоз хорошо воспроизводится в эксперименте, блестяще подтверждая теоретические построения Д.С. Коржинского (рис. 16.2). Реально наблюдаемые в природе

колонки околотрещинного метасоматоза мощностью 0,5-2 м, согласно экспериментальным данным, образуются за 10 тыс. лет, а узкие оторочки рудных прожилков (1-5 см) – за несколько лет [Граменицкий и др., 2000].

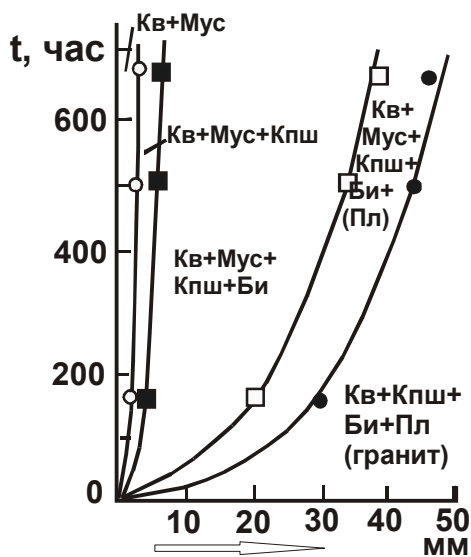


Рис. 162 Разрастание последовательных зон экспериментальной диффузионной колонки среднетемпературного кислотного метасоматоза гранита ($P = 1$ кбар, $T = 400^{\circ}\text{C}$, $1.0 \text{ m KCl} + 0.05 \text{ m HCl} + \text{SiO}_2$) [Г.П. Зарайскому, 1989]

Породы контрастного состава должны метасоматически взаимодействовать, так как между ними создаются градиенты химических потенциалов одноименных компонентов. Но это происходит *только при наличии потока флюидов*, проникающего сквозь обе породы. Как мы уже видели, при метаморфизме, когда отделяющиеся флюиды движутся вдоль пластов, метасоматических изменений контрастных прослоев не наблюдается, даже при их мощности в 0,5-1 см, то есть каждый пласт работает как закрытая система. Когда же на регрессивном этапе вдоль трещин поступают чужеродные флюиды, например, от контактов интрузии или из зоны гранитизации, они способствуют мощному взаимодействию между контрастными породами с образованием ореолов, часто рудных скарнов до десятков метров шириной. Это явление называется *биметасоматоз*.

В качестве примера можно привести ореол метасоматических изменений у контакта редкометалльного пегматита в Хамар-Дабане. Жила бериллиевого пегматита мощностью 3,5 м пересекает пласты графитового мрамора и амфиболита шубутуйской свиты (рис. 16.3). Как вы уже знаете, эти пласты не претерпели существенных изменений состава на прогрессивном этапе метаморфизма в интервале зеленосланцевая - амфиболитовая фации. Отделившиеся на постмагматическом этапе от пегматита растворы вызвали биметасоматическое взаимодействие сланца и мрамора с формированием 12 м зоны известковых скарнов с диопсид-скаполитовой внешней зоной, андрадитовой промежуточной и кварц-везувиановой внутренней, тыловой зоной. То, что агентом метасоматоза были растворы, связанные с Ве-пегматитом, подтверждается не только пространственной сопряженностью, но и обогащенностью скарна бериллием (везувиан

содержит до 400 г/т Ве), что обычным скарнам не свойственно и в 100 раз превышает фоновые концентрации этого элемента. То есть здесь мы имеем послемагматическое берилл-кварц-мусковитовое замещение пегматита (кислотная волна) и биметасоматическое взаимодействие мрамора и амфиболита через посредство отделившихся от пегматита кремнекислых растворов.

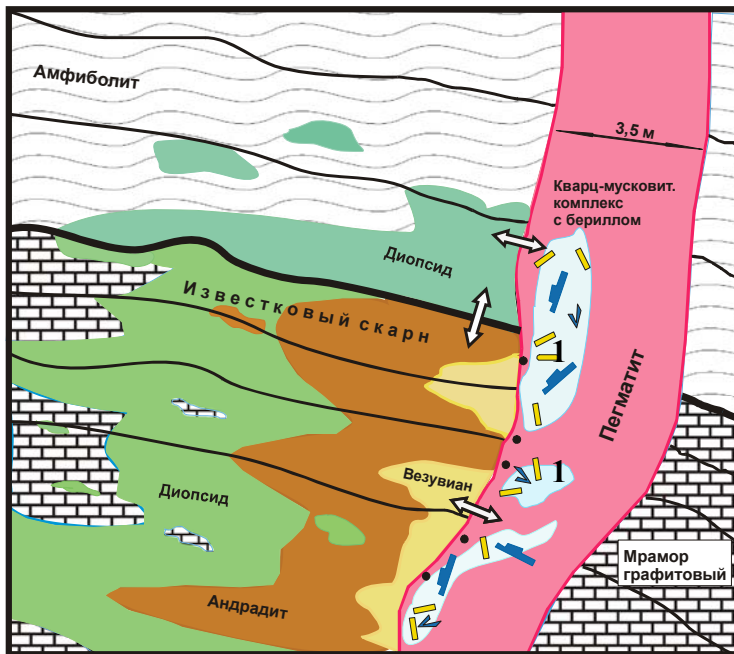
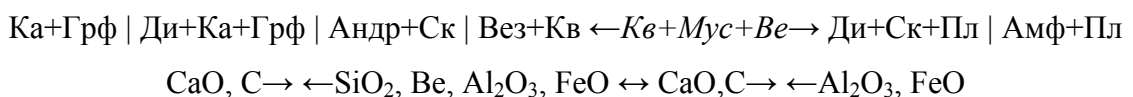


Рис. 16.3 Постмагматический метасоматоз кислотной стадии в пегматите - развитие берилл-мусковит-кварцевого комплекса (1), Хамар-Дабан. Экзоконтактовый метасоматоз под воздействием этих же растворов в пластах амфиболитов – графитовых мраморов с образованием известкового скарна по мраморам и зоны диопсида со скаполитом в амфиболите. Между пластами пород происходит биметасоматоз. Схема метасоматической колонки:



В метасоматитах, как и в метаморфических породах, химический и минеральный состав тесно связаны. Минеральный состав метасоматита зависит, с одной стороны, от соотношения в нем инертных компонентов, а с другой – от внешних условий, то есть от интенсивных факторов равновесия. К ним относятся *температура, давление раствора, концентрации или химические потенциалы вполне подвижных компонентов.*

Метасоматические породы, образовавшиеся при одинаковых внешних условиях, при вполне подвижном поведении одних и тех же компонентов и одинаковой их концентрации в растворе, относятся к одной *метасоматической фации* (Д.С. Коржинский). Понятие о метасоматической фации лежит в основе парагенетического анализа, разработанного Д.С. Коржинским. Сначала с помощью петрографического метода выявляются парагенетические ассоциации в каждой зоне метасоматической колонки и в разнообразных породах, сформированных в пределах одной метасоматической фации. Анализируются наборы инертных и вполне подвижных компонентов. Чтобы в графической форме отобразить зависимость главных минералов

фации от химического состава, надо число инертных компонентов свести к трем главным (виртуальным). Для этого прибегают к искусственному их сокращению за счет разделения на *компоненты-примеси*, не определяющие состав минералов, *обособленные компоненты*, входящие обычно в аксессуарные минералы (апатит, циркон, сфен). И наконец, *избыточные* компоненты, которые образуют отдельные минералы, такие как кварц и кальцит в пересыщенных SiO_2 и CaO породах.

В те времена, когда Д.С. Коржинский разрабатывал теорию и практические методы парагенетического анализа, такие искусственные приемы сокращения числа главных компонентов были необходимы из-за невозможности использования расчетов в многомерном пространстве. Сейчас, когда существуют алгоритмы расчетов многокомпонентной системы в многомерном пространстве методами физико-химического моделирования, появилась возможность учитывать все компоненты.

В качестве примера Д.С. Коржинский рассматривает систему метасоматических образований флогопитовых месторождений Слюдянки. Флогопитовые жилы образуются в межбужинных пространствах пластов диопсидовых плагиосланцев, переслаивающихся с мраморами (рис. 16.4). В метасоматической колонке флогопитовой жилы встречаются следующие минералы: доломит, форстерит, диопсид, скаполит, флогопит, ортоклаз, кварц. Исходные породы пересыщены кальцием, поэтому кальцит представляет избыточный компонент, циркон и апатит – обособленные компоненты. Летучие, щелочные компоненты, кислород и железо ведут себя вполне подвижно. В качестве виртуальных остаются SiO_2 , Al_2O_3 и MgO . Именно они помещаются в вершины треугольной диаграммы, где их содержания равны 100 %. Затем для каждого минерала рассчитывается соотношение в нем виртуальных компонентов.

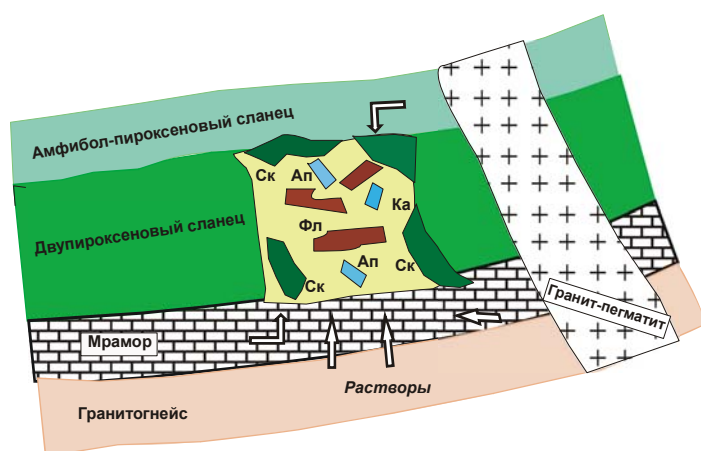


Рис. 16.4 Межбужинная флогопитовая жила, Слюдянское месторождение, Юго-западное Прибайкалье. Мощность жилы – 4 м.

На сторонах треугольника оказываются минералы, сложенные двумя инертными компонентами, а внутри его флогопит, содержащий все три компонента. Линиями –

коннодами – соединяются сосуществующие минералы. В результате площадь большого треугольника разбивается на 8 малых, представляющих тройные разрешенные парагенезисы этой колонки (рис. 8.5). В качестве четвертого минерала везде может присутствовать кальцит (избыточный минерал). Минералы, не соединенные коннодами, встречаться вместе (находиться в равновесии) не могут. Так кварц может в этой колонке образовывать равновесный парагенезис только с диопсидом и ортоклазом. Действительно, в природной колонке флогопитовой жилы развиты зоны, сложенные этими парагенезисами. Благодаря парагенетическому анализу можно графически получить полный набор возможных равновесных парагенезисов данной метасоматической фации, даже когда в обнажении мы видим лишь часть колонки.

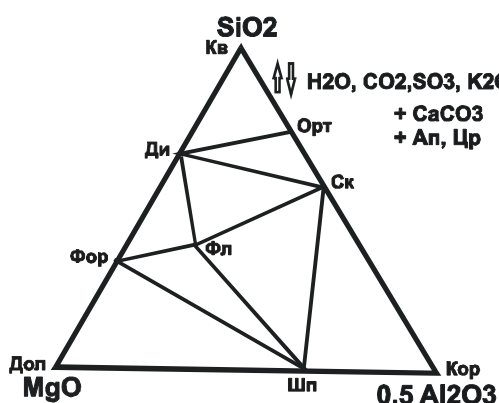


Рис. 16.5 Треугольник состава, отражающий парагенезисы метасоматической колонки, характерной для флогопитовых жил Слюдянки [Д.С. Коржинскому, 1955]. Избыточный – кальцит, обособленные – апатит, циркон; вполне подвижные – со стрелками.

Эволюция постмагматических растворов с понижением температуры проявляется в виде волны кислотно-щелочного взаимодействия с формированием метасоматитов щелочной стадии, стадии кислотного выщелачивания и позднещелочной. Эти стадии проявляются при формировании многих контактовых ореолов, при развитии постмагматического метасоматоза в пегматитах и гранитных телах. Отделяющиеся от магматического источника растворы при высоких температурах ($500\text{-}600^\circ\text{C}$) имеют щелочную реакцию, которая отражается в повышенной активности калия. В пегматитах на этой стадии формируется зона блокового калишпата, развивающаяся по мелкозернистой аплитовой оторочке. В результате концентрация калия в растворе падает, кислотность растет за счет растворяющегося кварца и снижения температуры. Под воздействием кислых растворов по калишпату развивается кварц-мусковитовое замещение, как мы видели на примере хамардабанского пегматита, и апогей кислотной стадии – кварцевое ядро пегматитовой жилы. В раствор опять поступают щелочные компоненты. Но при более низкой температуре в растворе выше активность натрия по сравнению к калием, что приводит к развитию зон альбитизации на поздней щелочной стадии. Такое волнообразное изменение рН растворов называется волной кислотности-щелочности метасоматических процессов. Это явление очень важно для формирования

самых разных месторождений. В приведенном выше примере пегматитовой жилы формируются мусковитовые месторождения с проявлениями берилловой минерализации.

Изменение рН растворов служит геохимическим барьером для многих рудных компонентов, вызывая резкое изменение их растворимости или распад комплексных соединений, в которых они переносятся. При этом наиболее продуктивной является именно кислотная стадия процесса. Недаром главным «наполнителем» рудных жил служит кварц.

В связи с магматическими телами разного состава наблюдается различное проявление волны кислотности-щелочности. Чем выше основность массива, с которым связано проявление метасоматоза, тем ярче проявлена щелочная ветвь волны и слабее - кислотная стадия постмагматических процессов. Когда метасоматические растворы попадают в среду, богатую основаниями (карбонатные или основные породы), их щелочность резко возрастает. Это явление Д.С. Коржинский назвал *волной отраженной щелочности*. Оно приводит к формированию совсем других парагенезисов: лазурита вместо флогопита и скаполита в Слюдянском районе, нефелиновых сиенитов вместо обычных мигматитов у контакта с мраморами на Кругобайкальской дороге. На Белой выемке Кругобайкальской дороги выделяет следующие метасоматические колонки, образовавшиеся в процессе мигматизации между доломитом и сланцем:

Доломит | Шп+Фо+ Ка+До | Фо+Ка | Не+Ди+Кпш | Не+Ди | сланец

и между доломит-кальцитовым мрамором, мигматитом и гнейсом:

До-Ка | Ди | Пл+Ди | Ди+Пл+Кпш | Мигматит | Гнейс

В результате взаимодействия богатого основаниями (СаО и MgO) мрамора с гранитизирующим раствором резко повышается его щелочность и образуется парагенезис, свойственный нефелиновым сиенитам, - нефелин – диопсид – калишпат.

Таким образом, метасоматические преобразования пород проявляются при воздействии, с одной стороны, гранитизирующих и постультраметаморфических растворов. Они отделяются в результате инверсии режима метаморфизма (начала декомпрессии) как из метаморфических пород, так и поступают из глубинных источников. С другой стороны, это более локальное воздействие постмагматических растворов. И те, и другие по мере понижения температуры меняют кислотно-основные свойства, с чем связано проявление нескольких стадий метасоматоза. Наиболее важной является кислотная стадия, которая служит прекрасным геохимическим барьером и причиной формирования многих месторождений. Каждая стадия может проявляться дискретно во времени и иметь свою метасоматическую колонку. Когда свойства раствора меняются постепенно, образуется метасоматическая колонка с выпадением некоторых зон.

Глава 17 ГЕОХИМИЯ РЕГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТИЗАЦИИ – РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ

Гранитизация

После достижения пика метаморфизма – наиболее высоких температур и давлений, начинается снижение параметров. Происходит это по причине снижения теплового потока, завершения коллизии и связанного с ней горообразования и начала декомпрессии в результате эрозии (как сейчас говорят, коллапса орогена). Как правило, характерный для обстановки коллизии покровно-надвиговый тектогенез во времени сменяется сдвиговыми движениями. Они порождают неравномерное распределение напряжений в метаморфической толще, что вызывает отделение метаморфогенной флюидной фазы на месте и проникновение ее с больших глубин. Это провоцирует метасоматические изменения пород. Происходит инверсия режима метаморфизма, переход от его изохимической стадии к аллохимической (метасоматической) с постепенным снижением параметров. Главным фактором на этом этапе является снижение давления и увеличение проницаемости пород.

На этапе регрессивного метаморфизма главную роль играет состав флюидов, флюидное давление и проницаемость пород. Поэтому от особенностей флюидного режима и реологических свойств толщи зависят масштабы и геохимия процесса. Чем больше проницаемость толщи и приток инородных флюидов, тем масштабнее процессы гранитизации и регрессивного метаморфизма и более ощутим их метасоматический характер.

В.И. Левицкий предложил следующую классификацию процессов метасоматоза на регрессивном этапе метаморфизма (табл. 17.1). В основу типизации этих многочисленных образований он положил по одной оси снижение температуры и давления, а по другой – состав субстрата, по которому развиваются метасоматические процессы. По температурной шкале выделен *ультраметаморфический этап преобразования пород, или гранитизация*. Он протекает на переходе от пика метаморфизма к началу декомпрессии. Для амфиболитовой фации это интервал 650-700°C, для гранулитовой – до 750-850°C. На данном этапе выделяется натриевая стадия – плагиомигматизация, и стадия калишпатовой мигматизации. В принципе они могут происходить одновременно, образуя сопряженные зоны метасоматической колонки. При этом по кислым гнейсам формируются мигматиты и гранитогнейсы, по основным и ультраосновным – плагиомигматиты, в меньшей степени сопряженные с ними эклогитоподобные породы, базификаты. Завершением метасоматической подготовки является частичное плавление пород (анатексис), которое в кислых разностях может переходить в полное плавление (диатексис).

По мере снижения температур проявляются постультраметаморфические, постмигматитовые процессы преобразования пород, которые делятся на средне- и низкотемпературные. Здесь разнообразие метасоматитов еще более сильно зависит от состава исходных пород. Эти процессы приводят к формированию целого ряда неметаллических полезных ископаемых (табл. 17.1).

В высокотемпературных зонах амфиболитовой и гранулитовой фации происходит гранитизация гнейсов и сланцев, в результате которой от 20 до 70 % пород преобразуется в мигматиты и гранитогнейсы. Началом ее можно считать метаморфическую дифференциацию сланцев и гнейсов. В результате неравномерного распределения давления в породе светлые минералы в участках повышенного давления растворяются и переотлагаются в зонах пониженного давления. Породы приобретают полосчатую текстуру и облик мигматитов. До изограды образования ортоклаза это плагиомигматиты, за ней – калишпатовые. На данной стадии общий состав пласта породы не меняется. При слабом поступлении глубинных флюидов процесс может практически остановиться на стадии метаморфической мигматизации, как мы наблюдаем в некоторых участках зонального хамардабанского комплекса. В таком случае состав слабо развитых мигматитов практически сохраняет состав исходных пород.

С привнесом глубинных кремне-щелочных флюидов начинается *массовая мигматизация* пород. Ее внешняя зона всегда представлена плагиомигматитами. Плагиомигматиты от обычных гнейсов отличаются высоким содержанием кислого плагиоклаза – до 50-60 %. В валовом составе пород наблюдается привнос Na и Si. Затем следует зона калишпатовых мигматитов, где в светлых прослоях, называемых *лейкосомой*, все большую роль играет микроклин. В валовом составе пород на этом этапе фиксируется привнос K и Si. Общее количество Mg, Fe, Ca в породе заметно убывает вместе с объемом темных прослоев в мигматите (*палеосомы*). То есть мы видим типичную метасоматическую колонку, где факторами равновесия становятся концентрации в растворе сначала натрия, а затем калия. Фазовый состав мигматитов определяется виртуальными инертными компонентами – CaO, FeO, Al₂O₃ и избыточным кремнеземом (всегда присутствует кварц).

При образовании калишпатовых мигматитов во вполне подвижное состояние переходят CaO, затем Fe. Центральная часть прослоев лейкосомы может на 70 % и более состоять из калишпата, то есть стремится к мономинеральному составу. Но чаще всего,

Таблица 1

Типизация метасоматитов по субстрату и последовательности проявления, В.И.Левицкий [2005], с упрощениями

Состав протолита

Процесс	Температурный интервал	Группы	Апоалюмосиликатные породы					Апокарбонатные породы		Апокварциты
		Подгруппы	Высокоглинозем. сланцы	Плагиогнейсы	Осн.сланцы, амфиболиты	Габбро	Гипербазиты	Доломит. мраморы	Кальцит. мраморы	Кварциты с карб.
		Классы								
Метаморф. дифферен. + Гранитизация	650-700	1 выс-Т этап мигматиты	Плагио-мигматиты	Плагио-мигматиты	Плагио-мигматиты базификаты	Эклогито-подобные породы MgO, FeO	Эклогито-подобные породы	Mg-скарны	Са-скарны	Ди+Пл+Кв
	650-700 растворы сниж.Р	Привнос Вынос 2 выс-Т этап Кпш-мигматиты Привнос Вынос	Na ₂ O, SiO ₂ CaO, MgO, FeO Кпш-мигматиты K ₂ O, SiO ₂ CaO, MgO, FeO	Кпш-мигматиты	Кпш-мигматиты	Кпш-мигматиты	Плагио-мигматиты	Плагио-мигматиты		Ди+Кпш+Кв
Анатексис	650-700	Граниты - магм.этап	Граниты	Граниты	Граниты	Плагио-клазиты	Плагио-клазиты	Сиениты Не-сиениты	Сиениты Святонос.	Аляскиты
Метасоматоз среднеТ	500-600	Постмигматитовый	Крд+Сил+Рут	Гр+Сил+Би+кпш	Скарноподоб. Гр+Амф	Скарноподоб. Гр+Амф	Скарноподоб. Гр+Амф	Скарны+Ск+Кпш+Шп	Ск+Ди+Во	
	450-500		Муск+Анд+Корунд Сапфирин	Мус+Ст+Анд+Крд	Крд+Гр+Жедрит	Жед+Ст Трем+Фл	Жед+Ст+Фл Сапфирин	Ск+Фл+Сод Лазурит	Ск+Гр+Во	Фл+Амф
	350-450		Сер+Кцо+Рубин	Эп+Хл+Сер Пренит	Эп+Акт+Хл Пир+Грф	Эп+Акт+Хл Пир+Грф	Эп+Прн+Пир+Грф	Изв.скарны Эп+Вез+Канкр+Шее	Трем+Эп+Вез+Грф	Гр+Эп+Во
Низкие Т	300-350		Хл+Гиббс. Диаспор	Аб+Хл+Ка сульфиды	Хл+Стп+Тальк	Хл+Стп+Тал+Барит	Хл+Стп+Тал+Барит	Хл+Та+Стн Сульф	Хл+Та+Стп Сульф	Хл+Барит
Полезные ископаем			Рубин, Спф Абразив	Муск., Дист Дистен	Корунд, Руб Гранат	Гро, Со, Ni, V	Pt, Au, Ni	Фл, Fe, В, Офикальц	Волластонит	Волластонит

Примечание: Аб – альбит, Акт – актинолит, Амф – амфибол, Анд – андалузит, Би – биотит, Вез – везувиан, Вол – волластонит, Гиббс – гиббсит, Гр – гранат, грф – графит, Гро – гроссуляр, Ди – диопсид, Дст – дистен, Жед – жедрит, Ка – кальцит, Канкр – канкринит, Клц – клиноцоизит, Кпш – калиевый полевой шпат, Крд – кордиерит, Пир – пирит, Руб – рубин, Сер – серицит. Сил – силлиманит, Ск – скаполит, ст – ставролит, Стп – стильномелан, Та – тальк, Трем – тремолит, Фл – флюорит, Хл – хлорит, Шп – шпинель, Эп – эпидот.

раньше образования мономинеральной зоны начинается анатектическое плавление, поскольку температуры метаморфических пород в этих зонах близки к температурам гранитной эвтектики, а состав лейкосомы мигматитов к ней приближается. Кристаллизация выплавов дает почти эвтектические соотношения полевых шпатов и кварца, хотя часто отклоняющиеся от эвтектики в ортоклаз-кварцевую сторону, как видно на рисунке 17.1. Чем более основной состав имела исходная метаморфическая порода (метабазальты), тем большее развитие получают калишпатовые мигматиты, а выплавки отклоняются от эвтектики в сторону калишпата, что обусловлено волной отраженной щелочности.

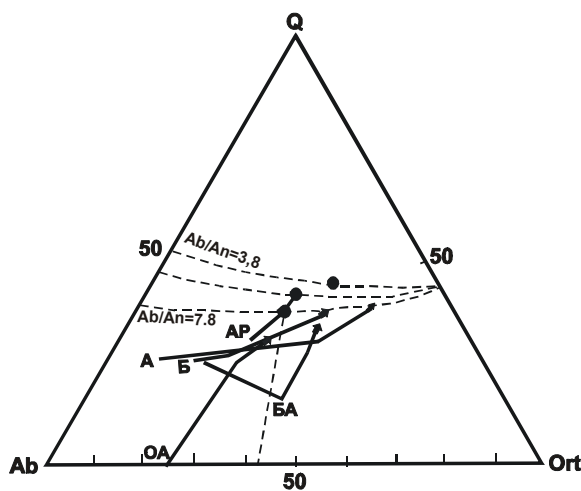


Рис. 17.1 Изменение состава разных пород при метасоматической мигматизации по отношению к гранитной эвтектике на тройной диаграмме кварц-альбит-ортоклаз. Исходные породы: OA – ортоамфиболиты, БА – биотит-амфиболовые и Б – биотитовые гнейсы, AP – метааркозы, А – амфиболиты (Чуйское поднятие, гранулитовая фация). Кружки – положение эвтектики для различных соотношений альбита и анортита.

При изучении метаморфизма и гранитизации на Чуйском поднятии удалось найти участок, где фронт гранитизации пересекает напластование пород (рис. 17.2). Прослеживание пластов разных пород из амфиболитовой и гранулитовой фации в зоны плагио- и калишпатовых мигматитов наиболее ярко показало наличие привноса и выноса вещества в этом процессе (табл. 17.2). Отчетливо видно, что в метааркозах происходит практически изохимическая перекристаллизация породы с образованием гранобластовых гранито-гнейсов. Поступающие растворы практически равновесны с этими породами. Чем более контрастно отличаются составы пород от гранита, тем интенсивнее выражен привнос-вынос вещества при их мигматизации (рис. 17.3). При мигматизации двупироксенового сланца из шарьжалгайского комплекса отчетливо виден метасоматический характер этого процесса. В зоне плагиомигматитов наиболее очевиден привнос щелочей и кремния по отношению к исходному сланцу. При калишпатовой мигматизации главным привносимым компонентом является калий. Сопряженно с мигматизацией образуется небольшое количество базификатов, которые по отношению к сланцу обогащены выносимыми компонентами – CaO, MgO, FeO. Наиболее инертным поведением отличается титан.

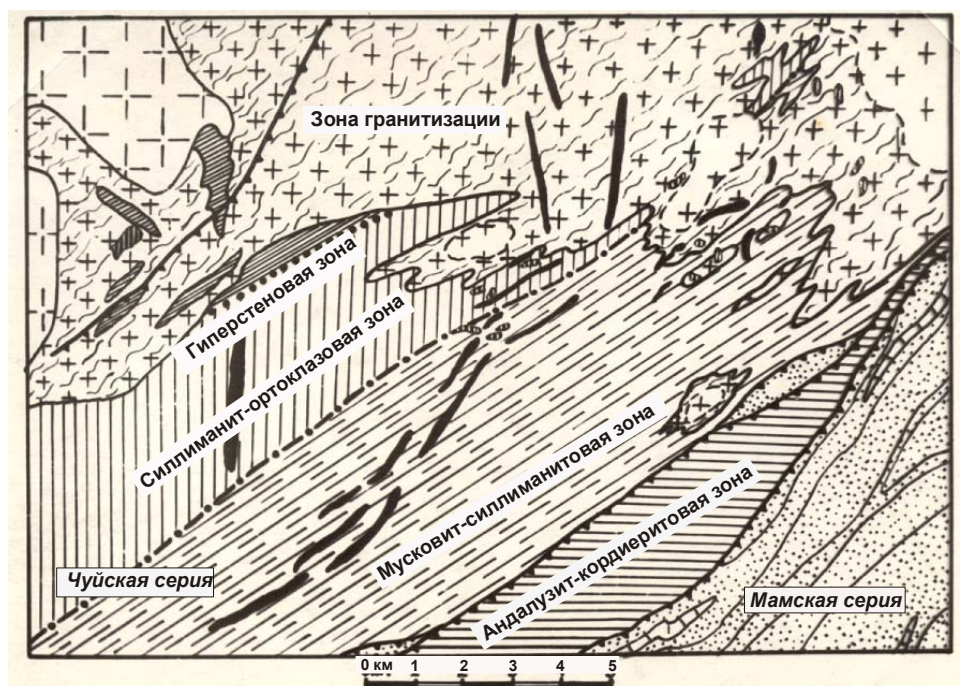


Рис. 17.2 Фронт гранитизации, пересекающий простирания пород и метаморфических зон. Черное – ортоамфиболиты, среди мигматитов – гранитогнейсовые купола. Крупные кресты – поздние граносиениты.

Таблица 17.2 Привнос- вынос вещества при мигматизации пород чуйской серии

Гранулитовая фация

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Би гнейс - плагиомигматит	105	-43	-15	-12	-12	15	-12	-48
Плагиомигматит - Кпш-мигматит	4	21	-8	-23	-15	-2	33	-3
Би гнейс - Кпш-мигматит	109	-22	-23	-35	-27	13	22	-50
Гр-Гип-Би гнейс-плагиомигматит	13	11	-9	-11	0	1	3	-23
Плагиомигматит - Кпш-мигматит	29	-20	-23	-9	-12	-10	37	6
Гр-Гип-Би гнейс - Кпш-мигматит	42	-9	-30	-20	-12	-9	40	-17
Амфиболит - плагиомигматит	70	-1	-22	-71	-27	27	11	-38
Плагиомигматит - Кпш-мигматит	100	-17	-47	-59	-60	-20	43	-19
Амфиболит - Кпш-мигматит	170	-18	-53	-130	-88	-47	55	-56
Амфиболитовая фация								
Эпидот-Би гнейс - плагиомигматит	58	-23	-35	-12	-23	21	19	-4
Плагиомигматит - Кпш-мигматит	63	-29	-16	-11	-21	-20	16	-17
Эпидот-Би гнейс - Кпш-мигматит	121	-52	-33	-23	-45	1	38	-30
Аркоз.гнейс - плагиомигматит	0	-3	5	-1	0	-3	4	-10
Плагиомигматит - Кпш-мигматит	22	-7	-4	-1	-5	-7	11	-21
Аркоз.гнейс - Кпш-мигматит	22	-10	0	-2	-5	-10	14	-9

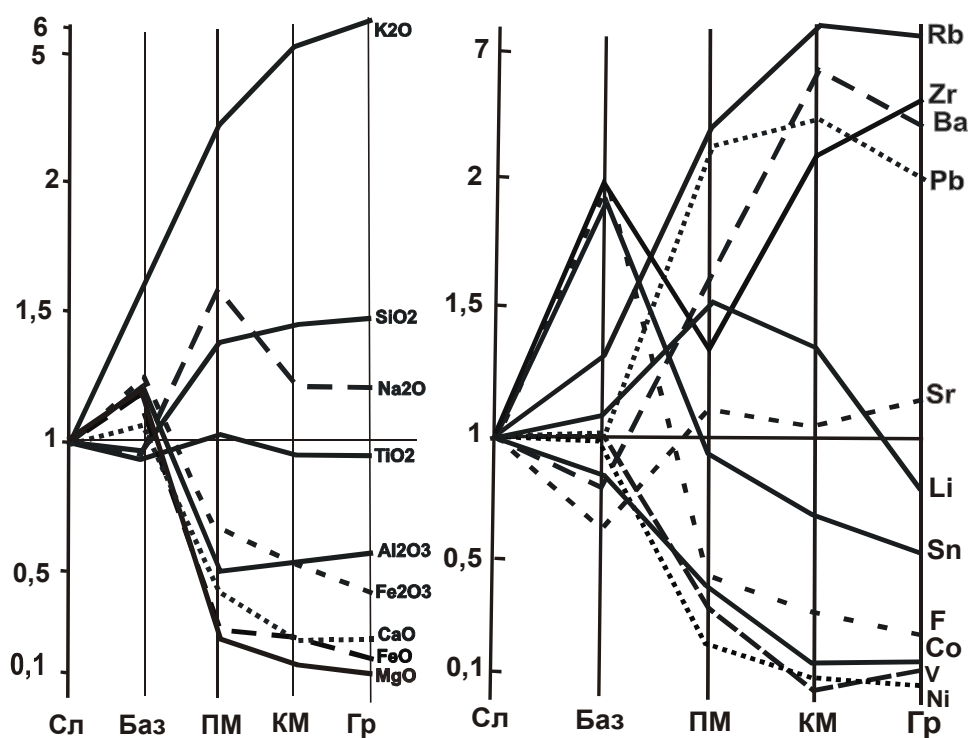


Рис. 17.3 Изменение состава двупироксенового сланца (Сл) шарыжалгайской серии при метасоматическом образовании плагиомигматитов (ПМ), калишпатовых мигматитов (КМ) и базификатов (Баз). Гр – гранитогнейс Состав исходного сланца принят за единицу [Петрова, Левицкий, 1984].

Элементы-примеси в этом процессе следуют за своими геохимическими хозяевами. Вслед за калием привносятся Rb, Cs, Pb, в комплексах высокого давления – Ba. Вместе с выносом MgO и FeO снижаются концентрации элементов группы железа – Co, Ni, Cr, V (рис. 17.3). В связи с высоким содержанием темноцветных минералов в базификатах накапливаются летучие и многозарядные элементы, такие как фтор, олово, цирконий. В группе редкоземельных элементов на стадии калишпатовой мигматизации особенно заметно увеличиваются содержания цериевых редких земель – La, Ce и Nd. Иттриевая группа редких земель, напротив, выносится из кислых продуктов гранитизации с накоплением в базификатах.

Образующиеся в процессе гранитизации гранитогнейсы сохраняют геохимические особенности субстрата. Так провинциальной особенностью пород Чуйского поднятия является бедность литием, стронцием и бором, а в архейских гранулитовых комплексах (шарыжалгайском, алданском, Карнатака в Индии) наблюдается заметная обогащенность барием и торием. Эти черты прослеживаются во всех производных гранитизации, включая гранитоидные выплавки и пегматиты.

В результате интенсивной гранитизации более 70 % пород приобретает состав гранитов, но в куполах сохраняется теновой рисунок слоистой толщи. Он маркируется реликтами

пластов основного состава и свидетельствует о том, что это не полное переплавление пород, а магматическое замещение на месте.

В случае основного состава толщи выплавление такого объема гранитного материала без метасоматической подготовки пород просто невозможно. Тем не менее большинство западных и многие из российских геологов отводят главную роль в формировании гранитов *анатексису* (*частичному выплавлению*) и *диатексису* (*полному переплавлению пород*), не признавая предшествующую метасоматическую подготовку пород [Й. Седерхольм, К. Менерт, Н.Л. Добрецов, В.С. Шкодзинский и др.]. Расплавные включения в калишпатовых мигматитах подтверждают наличие расплава, но температуры его гомогенизации отвечают гранитному минимуму 650-700°C, что не допускает полного плавления пород. С позиций чисто анатектического образования мигматитов необъяснимо появление сначала плагиомигматитов, а затем калишпатовых мигматитов, отвечающих тройной эвтектике и более низкотемпературных. Эксперименты по плавлению амфиболитов показали, что выплавки действительно имеют гранитный состав, но составляют всего 5-6 % объема породы [Ходоревская, Жариков, 1998]. Первые исследователи мигматитов В.М. Гольдшмидт, Н.Г. Судовиков считали их метасоматическими образованиями. По их инициативе процесс гранитизации, завершающий метаморфизм, назван ультраметаморфизмом. Это мощный гранитообразующий процесс, который приводит к становлению континентальной земной коры. В результате средний состав верхней коры становится близок андезиту [Тейлор, МакЛеннан, 1984].

Однако в гипотезе *метасоматической гранитизации* слабым местом является баланс вещества. Привнос глубинных кремне-щелочных растворов является дискуссионным, но признается процесс метасоматизма и дегазации мантии с формированием флюидов такого состава. При мигматизации и образовании гранитогнейсов должно выноситься большое количество меланократовых компонентов. В зонах гранитизации сопряженно с мигматитами и гранитогнейсовыми куполами в участках относительно повышенных давлений образуются скарноподобные и эклогитоподобные породы, которые называют базификатами (рис. 17.3). Это метасоматиты, в которых отлагаются выносимые при гранитизации компоненты. Однако объем их невелик и несопоставим с объемом гранитов.

В гипотезе чисто анатектического образования гранитов эта проблема решается другим путем – отсадкой тяжелых, обогащенных мафическими компонентами реститов в нижнюю часть коры. В связи с этим считалось, что нижняя часть коры сложена основными гранулитами. Но ни в одной из сверхглубоких скважин, пробуренных на

щитах и платформах до глубин 7-12 км, это предположение не подтвердилось – гранулитовый слой обнаружен не был. Так что эта проблема пока однозначно не решена и требует проведения дальнейших исследований и физико-химического моделирования.

В областях гранулитового метаморфизма при гранитизации также наследуется флюидный режим прогрессивного этапа. И здесь плагиомигматиты сменяются калишпатовыми мигматитами, но при участии существенно углекислотных флюидов. В результате образуются гиперстеновые плагиограниты – эндербиты, и гиперстеновые двуполевошпатовые граниты – чарнокиты. Состав эндербитов и чарнокитов наследует особенности состава пород, по которым они развиваются, особенно редкоэлементного. Реситы представлены гранат-кордиерит-силлиманитовыми линзами и остатками основных пород, замещенных гиперстеном. Геохимической особенностью чарнокитов является обедненность Rb при резком обогащении Ba. Для спектров РЗЭ эндербитов и чарнокитов характерен Eu-максимум, что для фанерозойских гранитов не характерно. Видимо, появление Eu-максимума обусловлено существенно углекислотным составом растворов, когда устойчив двухвалентный Eu. Его поведение отличается от поведения остальных трехвалентных редкоземельных элементов. Если богатые углекислотой флюиды поступают в достаточном количестве, процессы эндербитизации и чарнокитизации развиваются широко. Но чаще они проявлены слабо и полномасштабная гранитизация на таких участках развивается при наложенном амфиболитовом метаморфизме.

О том, что гранитизация является метасоматическим процессом, свидетельствует возможность ее неоднократного проявления. Ярким примером является полиметаморфический комплекс Чуйского поднятия. Этот выступ фундамента Сибирской платформы представляет типичный пример комплекса метаморфического ядра. Перекрывавший его когда-то чехол осадочных пород олокитской и патомской серий при росте гранито-купольных систем (метаморфического ядра) сполз по системе пологих срывов (рис. 17.4). Плоскость срыва маркируется зоной катаклазитов и милонитов, в которые превращены и мигматиты чуйской серии, и метаосадки низов олокитской толщи. Ранняя гранитизация, геохимическая сущность которой описана выше, завершилась формированием автохтонных гранитогнейсовых куполов, бедных редкими элементами. Она протекала при декомпрессии в режиме низкого общего давления и давления летучих, о чем свидетельствует постоянная нехватка воды в амфиболах и слюдах. Мигматизация накладывается как на реликты гранулитовых сланцев, так и на породы амфиболитовой фации.

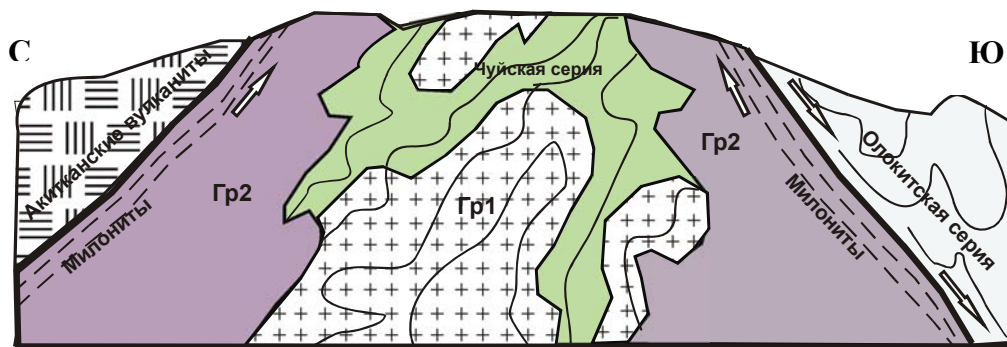


Рис.17.4 Чуйское поднятие Северного Прибайкалья – комплекс метаморфического ядра. Проявление двух этапов гранитизации: Гр1 – ранняя гранитизация безрудная; Гр2 – субщелочная гранитизация с редкометалльными проявлениями.

Рост гранитогнейсовых куполов сопровождался заглублиением обрамляющих структуру разломов. В результате усилилось проникновение новых порций щелочных растворов глубинного происхождения, обогащенных как мантийными Zr, Nb, PЗЭ, так и коровыми Sn, Be, Rb компонентами. Повторная гранитизация также проявилась в формировании плагио- и калишпатовых мигматитов и гранитогнейсовых куполов, но резко обогащенных указанными редкими элементами (табл. 17.3, рис. 17.4). И в этом процессе наследовались характерные черты исходных метаморфических пород чуйской серии – низкие содержания лития и стронция, что хорошо видно в таблице 17.3. Уменьшение глубинности (снижение давления) сопровождалось плавлением с образованием гранофировых гранитов и редкоземельно-редкометалльных амазонитовых пегматитов. Эти образования называют еще приразломными щелочными метасоматитами, но по сути процесса это субщелочная гранитизация. С этим процессом связано формирование крупнейших редкометалльных месторождений Алданского щита Сибирской платформы (Катугинское) и Украинского щита Русской платформы.

Гранитизация в разных метаморфических фациальных сериях происходит по-разному. Главные черты флюидного режима прогрессивного этапа метаморфизма наследуются, что определяется различиями в литостатическом давлении и проницаемости пород. В сериях низких давлений (андалузит-силлиманитовых) преобладают процессы калишпатовой мигматизации. В них сохраняются низкие давления воды, что отражается в нехватке гидроксил-ионов в структуре биотитов и амфиболов. В кианит-силлиманитовых сериях и на регрессивном этапе сохраняется высшее давление воды, что расширяет поля устойчивости слюд в область высоких температур. В результате угнетена калишпатовая мигматизация, но широко развита плагиомигматизация. В условиях высоких давлений воды размерность зерна плагиомигматитов достигает пегматитовой (от 0,1 до 0,8 м). Так в Мамско-Чуйском районе, где развита типичная кианит-силлиманитовая фациальная серия, Н.В.Петровская в 1937 году назвала плагиоклазовые пегматиты «гиганто-мигматитами». В комплексах ультравысоких давлений – эклогитовых – гранитизация вообще не

развивается. В них процессы регрессивного метасоматоза проявляются в виде развития граната андрадит-гроссулярового ряда и цоизита.

Таблица 17.3 Средний состав амфиболитов, гнейсов и мигматитов стандартной (1) и субщелочной (2) гранитизации Чуйского поднятия

Компонент	Амфиболиты	Гнейсы	Гранитогнейсы1	Гранитогнейсы2
N	3	5	2	8
SiO ₂	49,69	59,58	74,7	70,31
TiO ₂	1,09	0,95	0,07	0,50
Al ₂ O ₃	14,29	14,69	13,50	13,27
Fe ₂ O ₃	2,92	1,40	0,40	2,49
FeO	8,64	6,11	0,72	1,96
MnO	0,16	0,08	0,03	0,08
MgO	7,24	3,16	0,17	0,48
CaO	10,57	7,41	1,3	1,42
Na ₂ O	2,98	2,97	4,1	3,58
K ₂ O	0,97	2,55	4,26	5,16
P ₂ O ₅	0,08	0,18	0,01	0,08
Li, ppm	12	6	13	12,5
Rb	37	52	342	280
Ba	193	1400	930	783
Sr	93	150	25	52
Be	0,95	2,3	7,2	5,4
Sn	4,8	5	4	8,7
Pb	18,7	23	63	35
Ni	110	72	8	9,5
Cr	175	91	6,9	12,8
V	297	140	2,5	9,6
La	12,2	32	5	131
Ce	27	80	25	210
Nd	20	37	8	99
Yb	3	3,6	2	13
Y	24	37	15	101
Zr	125	240	40	796
Nb	4,2	15,6	8,6	55
B	10,3	6,8	1,5	7,3

Таким образом, процесс гранитизации начинается при инверсии режима метаморфизма от прогрессивного к регрессивному этапу, с началом декомпрессии региона и по существу представляет региональный метасоматоз. Сначала происходит метасоматическая мигматизация под воздействием кремне-щелочных флюидов, переходящая в частичное плавление (анатексис), завершающийся перемещением расплава. Масштаб гранитизации, как и объем привноса-выноса вещества зависит от интенсивности поступления растворов и их состава. Привносятся, как правило, вся группа щелочных металлов, Ba, Pb и легкие лантаноиды. Выносятся сидерофильные главные и малые элементы, Mg и Ca. Коровые растворы производят стандартную гранитизацию, при поступлении глубинных флюидов продукты субщелочной гранитизации обогащаются многозарядными редкими элементами. Этот высокотемпературный процесс происходит при высокой активности щелочей и являет собой *преимущественное развитие ранней щелочной стадии метасоматических процессов*. Он ответственен за мощные процессы гранитообразования с преобразованием коры любого генезиса в континентальный тип земной коры. Главный этап гранитообразования приходится на средний протерозой. В интервале 1,8-2 млрд. лет образовалась львиная доля гранитного вещества коры. Это было связано с процессами разделения оболочек Земли на уровне ядро – мантия и резким усилением дифференциации земного вещества с проявлением мощных потоков гранитизирующих флюидов в верхние зоны земной коры. В более поздние периоды образование гранитов происходило, в основном, в результате переплавления материала гранитно-метаморфического слоя земной коры (рециклинга).

Регрессивный метаморфизм в низко- и среднетемпературных зонах

С началом декомпрессии увеличивается проницаемость толщи и в низкотемпературных зонах. Вдоль нарушений устремляются флюиды, выделившиеся на прогрессивном этапе. Особенно часто это происходит в зонах кливажа осевой плоскости складок, когда пласты низко метаморфизованных пород испытывают хрупкие деформации – частые трещины, параллельные осевым плоскостям складок. Здесь растворы проникают уже не вдоль, а поперек напластования пород. Они производят локальные метасоматические изменения пород с замещением высокотемпературных ассоциаций низкотемпературными. Реакции происходят в обратном порядке по отношению к прогрессивному этапу метаморфизма, но реализуются только вдоль нарушений. При избытке в растворе серы, понижающей подвижность железа, вдоль трещин кливажа происходит пиритизация с обогащением этих участков железом и рядом

сидерофильных и халькофильных элементов (Co, Ni, Cu), а часто и Au, как это наблюдается в углеродистых сланцах Патомского нагорья.

Одновременно в открытых трещинах происходит образование жильной серии регрессивного этапа метаморфизма от пегматитов до альпийских жил. Размещение жил контролируется термальным полем метаморфической зональности, как это наглядно видно на примере хамардабанского зонального комплекса (см. рис. 11.1). Здесь фронт мигматизации обрамляется мусковит-двуполевошпатовыми пегматитами, ареал распространения которых совпадает с мусковит-силлиманитовой зоной метаморфизма. В гранат-ставролитовой зоне развиты берилл-мусковитовые пегматиты. Вдоль изограды ставролита найдены два рудопроявления литиевых сподуменовых пегматитов.

Режим прогрессивного этапа метаморфизма в значительной мере наследуется на регрессивном этапе. Высокое давление летучих компонентов, главным образом, воды в мамском метаморфическом комплексе отражается в расширении полей устойчивости водных минералов в область высоких температур. Именно вследствие высокого давления воды здесь даже мигматиты приобретают пегматитовую размерность зерен («гиганто-мигматиты» по Н.В. Петровской). Пегматиты в этом регионе насыщены мусковитом и образуют крупные Мамско-Чуйские месторождения, известные во всем мире. Точно такая же термодинамическая ситуация характерна для мусковитовых месторождений Карелии и Аппалач. В этих условиях широко проявлена кислотная стадия постультраметаморфического и постмагматического метасоматоза, которая также способствует росту крупных кристаллов мусковита.

На Чуйском поднятии в условиях низких давлений и высоких температур на регрессивном этапе вслед за ранней гранитизацией образуются «сухие» керамические пегматиты, состоящие в основном из блокового калиевого полевого шпата и биотита. При высоких температурах и преобладании во флюиде CO₂ выражена только ранняя щелочная стадия кислотно-щелочной волны постультраметаморфического метасоматоза.

Поздняя субщелочная гранитизация имеет уже другой режим. Вызывающие ее флюиды резко обогащены многозарядными редкими элементами и фтором. Формирующиеся после гранитогнейсовых куполов амазонитовые пегматиты содержат берилл, касситерит, минералы Th, U, Nb и редких земель. В них также проявлена только ранняя щелочная стадия метасоматических процессов. Вследствие низкого давления воды эти жилы совсем не содержат слюд, а кислотная стадия проявляется с участием фтора и заканчивается флюоритовыми жилками. При снижении температур вдоль разломов развиваются своеобразные магнезиальные метасоматиты. Они являются зонами отложения освобождающегося при гранитизации магния. Тела зональны: внешняя зона

состоит из магнезиального хлорита, флогопита и кордиерита, промежуточная – из флогопита и кордиерита, а внутренняя представляет кварцевую ось с крупными ювелирными кристаллами фиолетово-синего магнезиального кордиерита. Есть варианты в зависимости от состава замещаемых пород. В гранитах внешняя зона состоит из флогопита и андалузита, внутренняя представлена кварцем. При развитии метасоматитов по ортоамфиболитам появляется жедрит, а в центральной зоне сбрасывается выносимое из породы железо в виде кристаллов гематита. При этом также наследуются особенности состава замещаемых субщелочных мигматитов – все метасоматиты богаты бериллием (особенно кордиерит), цирконием и РЗЭ.

В низкотемпературных зонах образуются кварцевые и карбонатные жилы с крупными кристаллами минералов, отражающих состав вмещающих пород. В зоне зеленосланцевого метаморфизма это хлорит, актинолит, мусковит. В гранат-ставролитовой зоне – андалузит, кианит. Здесь появляются пегматиты – от литиевых и редкометалльно-мусковитовых в андалузит-ставролитовой зоне до мусковитовых и керамических в мусковит-кианитовой и ортоклазовой зонах.

Очень характерной и трудно объяснимой чертой таких жил является обогащение их специфическими и экзотическими минералами пород. Например, в кварцевых жилах, рассекающих высокоглиноземистые сланцы пурпольской серии, образуются крупные желваки редкого поделочного камня – железо-марганцевого фосфата лазулита прекрасного, глубоко синего цвета. В породе он находится в виде мизерных аксессуарных количеств вместо апатита и устойчив только в узком температурном интервале – 530-550°С. В более низкотемпературной зоне устойчив другой фосфат – аугелит, который найден в виде ювелирных кристаллов в альпийских жилах Альп. Кварцевые жилы в метапелитах зеленосланцевой фации Хамар-Дабана содержат крупные кристаллы турмалина (тоже аксессуарного минерала метапелитов). А в кварцит-мраморном тектоническом меланже в ольхонском комплексе на регрессивном этапе испытывают собирательную перекристаллизацию редкие Cr-V гранаты, турмалины и слюды яркого изумрудного цвета.

Еще раз следует подчеркнуть унаследованность особенностей режима прогрессивного этапа метаморфизма на его регрессивном этапе, несмотря на общую инверсию режима, сначала по давлению, а затем и по температурам. В кианит-силлиманитовых сериях, отличающихся высоким литостатическим и флюидным давлением, существенно расширяются поля устойчивости водосодержащих минералов. Повышение давления воды стабилизирует водосодержащие минералы. При повышении давления воды до 2 кбар температура их дегидратации резко возрастает. Этот режим летучих наследуется и на

регрессивном этапе метаморфизма, и при образовании пегматитов. Для таких фациальных серий характерно формирование месторождений мусковитовых пегматитов.

В андалузит-силлиманитовых метаморфических сериях, развитых обычно в более проницаемых вулканогенно-граувакковых толщах, флюидное давление значительно ниже. На регрессивном этапе это приводит к поступлению чужеродных растворов. Здесь поле устойчивости мусковита сужено, и слюдоносные пегматиты не характерны. В таких фациальных сериях к средне- и низкотемпературным зонам бывают приурочены редкометалльные пегматиты, в зонах высокой амфиболитовой и гранулитовой фациях встречаются керамические пегматиты.

Таким образом, на регрессивном этапе метаморфизма в отличие от прогрессивного его этапа развиваются *метасоматические процессы*. Из них наиболее высокотемпературным и развитым в региональном масштабе является *гранитизация* пород (см. табл. 17.1). Она начинается метасоматическим преобразованием гнейсов и сланцев в мигматиты и переходит в анатектическое выплавление гранитов. *Это масштабный процесс создания континентальной земной коры, происходящий в островодужной, коллизионной и внутриплитной геодинамических обстановках*. Начинается он с образования коры переходного типа в островных дугах. Главный этап формирования континентальной коры происходит в коллизионной обстановке. Окончательное становление ее завершается проявлением внутриплитного магматизма с возникновением либо обширных полей платобазальтов, либо гранитных супербабтолитов типа Ангаро-Витимского. Спусковым механизмом служит *глубинный метасоматоз* мантии и коры под влиянием поднимающихся плюмов. И здесь для проявления мощных магматических процессов необходима метасоматическая подготовка глубинных оболочек Земли потоками флюидов, зарождающихся на границе ядро – мантия.

Более низкотемпературные стадии регрессивного этапа метаморфизма имеют локальное проявление, но ответственны за образование ряда месторождений полезных ископаемых.

Глава 18 ГЕОХИМИЯ КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННОГО МЕТАСОМАТОЗА

В отличие от регионального метасоматоза, который тесно сопряжен с метаморфизмом и проявляется на его регрессивном этапе, процесс контактово-реакционного метасоматоза является локальным, но иногда также имеет достаточные масштабы для формирования крупных месторождений. Этот процесс развивается у контактов интрузивных тел на той стадии, когда в результате дифференциации расплава и кристаллизации основного объема интрузивного тела происходит отделение остаточных, или гидротермальных растворов. Во многих случаях обычно известен состав интрузивного тела, которое является источником растворов и определяет возможный состав этих растворов.

Как уже указывалось, вблизи безрудных интрузивных тел наблюдается только тепловое воздействие массивов с формированием ореола контактового метаморфизма – роговиков, без существенного изменения их состава относительно исходных пород. Интрузии, которые генерируют значительное количество растворов, обогащенных зачастую рудными компонентами, являются потенциально рудоносными. Взаимодействие растворов с вмещающими породами формирует тела метасоматитов различного состава и формационной принадлежности.

В то же время при детальном геохимическом изучении околорудных метасоматитов и рудных тел часто устанавливается присутствие компонентов, поставляемых из более глубоких, чем сама интрузия, источников. Этим и определяется связь метасоматитов не со всеми гранитоидными массивами, а лишь с некоторыми из них, расположенными на пересечении крупных структурных швов и в зонах глубинных разломов

Контактово-реакционные метасоматиты в отличие от региональных метасоматитов развиваются в верхних структурных этажах земной коры, на фоне слабо метаморфизованных пород и внедрения однозначно интрузивных массивов. *Определенная параллель в развитии локального метасоматического процесса с региональными метасоматитами состоит в том, что он происходит также на регрессивном этапе, но уже магматического процесса и является постмагматическим.* Постмагматическая деятельность, имея локальную форму проявления, также происходит в направлении кислотно-щелочной эволюции растворов с понижением температуры и по мере взаимодействия с вмещающими породами. Наибольшие масштабы развития метасоматитов приходится на кислотную и позднюю щелочную ветвь эволюции растворов. Ранняя щелочная стадия проявлена, в основном, в формировании скарнов. Редуцированное развитие на регрессивном этапе постмагматической деятельности ранней

щелочной стадии и наиболее полное проявление метасоматитов стадии кислотного выщелачивания и позднего щелочного взаимодействия составляют характерную черту многих рудно-магматических систем.

Общие закономерности смены метасоматитов во времени разработаны в трудах по металлогении Ю.А Билибина, П.М. Татарина, В.И. Смирнова и других. Они установили, что в ранние и средние этапы метасоматического процесса преобладающее развитие имеют скарны, в конце средних этапов – грейзены, а в конце ранних и поздних этапов – вторичные кварциты. Эти положения были теоретически обоснованы с позиций эволюции кислотности-щелочности растворов в работах Д.С. Коржинского, В.А.Жарикова, Б.И. Омеляненко.

Контактово-реакционный метасоматоз (биметасоматоз, контактово-инфильтрационный метасоматоз) охватывает интервал от 550-600 до 150°C и ниже. Давления, в отличие от региональных метасоматических процессов, меняются в узких пределах и невысоки (0,5-1,5 кбар). Большую роль играет состав и давление летучих компонентов. Резкое повышение парциального давления углекислоты или сероводорода может служить геохимическим барьером, способствующим осаждению рудного вещества.

Скарны

Контактовый реакционный метасоматоз при высоких температурах (550-600°C) формирует скарны, возникающие

- 1) в контактах известняков или доломитов с силикатными породами;
- 2) в контактах гипербазитов с силикатными породами.

При отделении гидротермального раствора от магматического тела он попадает в прогретые этим очагом вмещающие породы. В случае контрастного состава пластов (например, карбонатных пород с силикатными) между ними происходят реакции с образованием метасоматической колонки. Внешняя зона будет представлять перекристаллизованные известняки, а состав внутренних зон будет определяться составом растворов и переходом в каждой зоне одного инертного компонента во вполне подвижное состояние. Кроме CaO (или MgO) в карбонатных породах и SiO₂ в силикатных, представляющих инертные или избыточные компоненты, в растворе будут присутствовать вполне подвижные щелочные, летучие компоненты и MgO (CaO) и FeO, выносимые из магматического очага.

Соотношение подвижности и инертности компонентов зависит от состава замещаемой породы. На контактах с известняками масса CaO в кальците очень велика по сравнению с магнием. Поэтому метасоматоз происходит при инертности кальция и вполне подвижном поведении магния. Происходит образование известковых скарнов. В

доломитах, наоборот, кальций является вполне подвижным компонентом, а магний инертен и определяет состав минералов – на этих контактах формируются магнезиальные скарны. На контакте с гипербазитами магний также является инертным компонентом, а его масса является фактором равновесия.

Скарны формируются на высоко температурном этапе постмагматического метасоматоза. Это понятие было введено А. Тернбеем в 1880 году. Д.С. Коржинский определял *скарны как контактово-реакционные метасоматические породы, сложенные силикатами и алюмосиликатами Ca, Fe, Mg и Mn*. Наиболее типичными минералами скарнов являются пироксены ряда диопсид-геденбергит, гранаты гроссуляр-андрадитового ряда, форстерит, шпинель, скаполит, эпидот и везувиан. Среди скарнов по составу минералов выделяют магнезиальные, известковые и марганцевые скарны.

В случае известковых скарнов, как мы уже рассматривали на примере хамардабанской пегматитовой жилы (см. рис. 16.3), формируется колонка, состоящая из диопсид-скаполитовой зоны, андрадитовой и тыловой везувиан-кварцевой. Наличие диопсидовой зоны определяет магний, андрадитовой – FeO, а везувиановой – CaO и SiO₂. Поскольку пегматит бериллоносный, все минералы колонки и особенно везувиан обогащены Be. Этот мелкий объект дает наглядное представление о характере процесса и его прямой связи с жилой пегматита.

В случае мощных гранитоидных интрузий, обогащенных рудными и летучими компонентами, скарнообразование приводит к формированию огромных месторождений, в основном, железорудных и полиметаллических. Процесс начинается со *скарнообразования ранней щелочной стадии*. В отличие от региональной гранитизации, где главную роль играют щелочные металлы, при образовании скарнов эта роль переходит к двухвалентным основаниям – MgO, CaO и FeO. Образуются породы основного состава. Существует мнение, что такие огромные количества оснований как раз и поступают из зон гранитизации при благоприятных для проникновения растворов структурных условиях. Иногда процесс на этой стадии останавливается. Но при долгой циркуляции остывающих растворов на скарновых месторождениях проявляются метасоматиты всех ветвей кислотно-щелочной волны.

Ярким примером является красивейшее с минералогических позиций Тетюхинское полиметаллическое месторождение. Его образование связано с диоритовой интрузией позднепалеозойского возраста. Особенностью скарнообразующих растворов здесь является высокое содержание бора. В результате на ранней высокотемпературной стадии по известнякам формируются боросодержащие скарны. Растут огромные, до 1,5 м в диаметре сферолито- или почкоподобные образования. В них ритмично повторяются

зонки, сложенные темнозеленым радиально-лучистым геденбергитом, и силикатом бора – датолитом. Ритмическое строение скарнов с формированием иногда нескольких десятков повторяющихся зонк обязано периодическому обеднению раствора отлагающимися компонентами и насыщению теми, что поступают в раствор. Внутренние зоны этих образований сложены чистым геденбергитом, а к внешним частям расширяются зоны, выполненные датолитом.

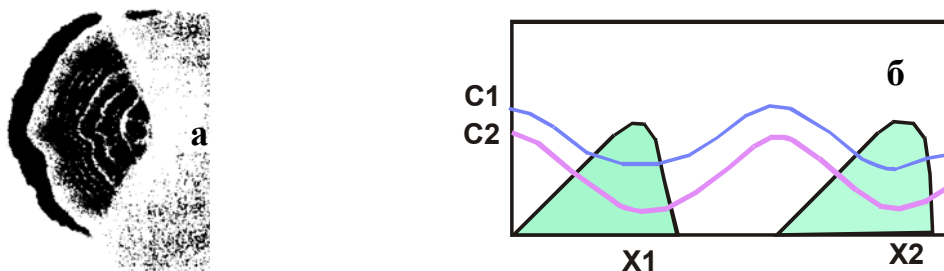


Рис. 18.1 Изменение концентрации вещества при образовании ритмически повторяющегося осаждения. Эксперимент с растворами электролитов AgNO_3 и $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$: а – вид реальной колонки, б – схема распределения концентраций в растворе (С1-2) и массы осажденного вещества (X1-X2) [Царев, 2002].

Д.И. Царев [2002] провел эксперименты по встречной диффузии растворов электролитов AgNO_3 и $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$, имитируя развитие ритмически построенной метасоматической колонки. Он пришел к выводу, что механизмом ритмообразования является достижение на фронте диффузионного потока пересыщения реагирующими компонентами с быстрым осаждением вещества (рис. 18.1). При осаждении части вещества химические потенциалы компонентов в растворе снижаются, что вызывает растворение части осадка с новым его осаждением за полосой обеднения компонентом. Ширина ритмов уменьшается в направлении источника менее подвижного компонента. Подобные эксперименты проводил ранее Г.Л. Пospelов [1970]. Эта модель объясняет часто встречающиеся в природе случаи ритмического строения пегматитовых жил, апикальных частей интрузий, обогащенных летучими и т.д. С другой стороны, псевдоритмическое строение в метасоматитах может сформироваться при избирательном замещении отдельных пропластков в переслаивающихся породах.

На следующем этапе развития Тетюхинского месторождения происходит снижение температур и изменение состава растворов в сторону повышения кислотности. В результате по скарнам ранней стадии и известнякам развиваются полиметаллические руды, представленные галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Этот

среднетемпературный этап, во время которого и образуется крупнейшее месторождение свинца, цинка и меди, отвечает *кислотной части волны* метасоматических растворов. Главную роль среди летучих при формировании сульфидных месторождений играет сера.

При дальнейшем снижении температуры растворов они, сбросив рудную нагрузку, насыщаются кальцием, кремнием и CO_2 . В результате pH растворов растет, и *на поздней щелочной стадии метасоматоза* вдоль трещин и полиметаллических руд, и скарнов происходит выщелачивание ранних парагенезисов с образованием полостей. Их стенки покрыты друзами кристаллов галенита, сфалерита, халькопирита и кальцита в рудах, а в скарнах – сростками кристаллов минералов бора – датолита, данбурита и аксинита. Эти полости бывают выполнены друзами кальцита и кварца, но иногда в них сохраняются гелеподобные остаточные растворы. Поздняя щелочная стадия здесь выражена локально и в малых объемах по сравнению с более ранними стадиями.

При огромных масштабах развития скарнов и полиметаллических руд этот метасоматический процесс явно имеет *инфильтрационный механизм* переноса компонентов и необыкновенно большие их запасы в источнике растворов.

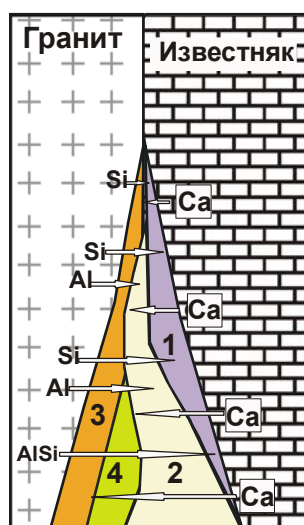


Рис. 18.2 Механизм образования диффузионного биметасоматического скарна: растворы движутся вверх вдоль контакта гранита и известняка. Экзоскарн: 1 – диопсидовый, 2 – гранатовый (андрадит-гроссуляровый); эндоскарн: 3 – ортоклаз-эпидотовая и 4 – эпидотовая зоны. Стрелки показывают встречную диффузию компонентов [Синьков, 1986].

Биметасоматические или диффузионные скарны имеют обычно небольшие масштабы и наблюдаются непосредственно в контакте гранита и карбонатной породы. Здесь развиваются зоны экзоскарна в карбонатной приконтактной породе и зоны эндоскарна по гранитам (рис. 18.2). В эндоскарне это будут зоны, сложенные эпидотом с ортоклазом, одним эпидотом и эпидотом с пироксеном. В экзоскарне – гранатовые и пироксеновые скарны.

Магнезиальные скарны образуются на контактах гранитоидов с доломитами (рис. 18.3). Типичными для них минералами являются шпинель, форстерит, периклаз (MgO).

Компонентами раствора будут Si, Al, Fe, а также щелочные элементы и бор. Такой состав растворов характеризует скарнообразование как проявление ранней щелочной стадии метасоматоза.

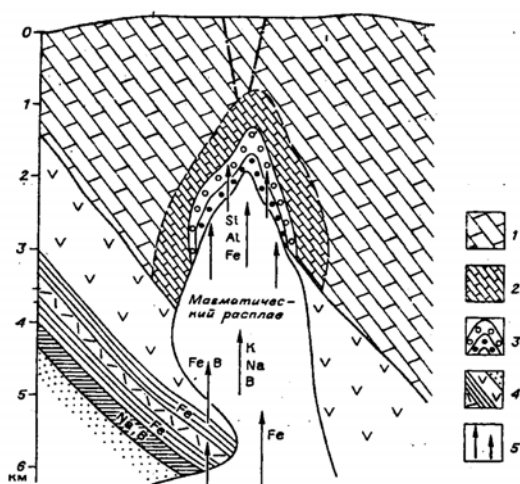


Рис. 18.3 Модель магнезиально-скарновой системы малых глубин [Синьков, 1986]: 1 – доломиты, 2 – периклазовые мраморы, 3 – скарны шпинель-диопсид-форстеритовые, 4 – вулканогенно-осадочная толща, 5 – трансмагматические флюиды с привносимыми компонентами, белое – гранитное тело.

Контактные оторочки гипербазитов на контакте с более кислыми породами похожи на биметасоматические магнезиальные скарны, возникшие на контактах гранитоидов с доломитами. Они редко подвергаются последующему оруденению, но некоторые из этих оторочек в силу мономинерального состава сами представляют промышленный интерес. Это нефритовые, жадеитовые, корундовые, вермикулитовые и тальковые месторождения. Как и в магнезиальных скарнах, метасоматоз у контактов гипербазитов и по ним идет при инертном поведении Al_2O_3 , SiO_2 и MgO и вполне подвижном - CaO , Na_2O , K_2O .

На древних платформах с мощными чехлами осадочно-вулканогенных пород образуются совершенно своеобразные рудно-магматические системы, в которых метасоматические явления играют огромную роль. Это трубки взрыва или диатремы железорудного или кимберлитового типа. Они образуют протяженные на километры по вертикали трубообразные тела чрезвычайно сложного строения (рис. 18.4). Исходным толчком для их образования являются основные и щелочно-основные расплавы, зарождающиеся в верхней мантии и пронизывающие фундамент платформы по крупным рифтогенным структурам. Попадая в соленосно-карбонатные горизонты нижней части чехла, базальтовые расплавы способствуют образованию карбонатно-солевого, очень агрессивного расплава с выделением огромного количества летучих компонентов. Это приводит к формированию взрывных трубообразных структур, выполненных брекчиями основных пород и железных руд. Такая рыхлая структура способствует постоянной циркуляции гидротермальных, существенно хлоридных растворов. Они также очень

агрессивны и вызывают выщелачивание пород нижних горизонтов и многократные метасоматические изменения руд (магнетит-апатитовые, магнетит-галитовые руды) и вмещающих пород. Выщелачивание приводит к проседанию структуры в виде воронок.

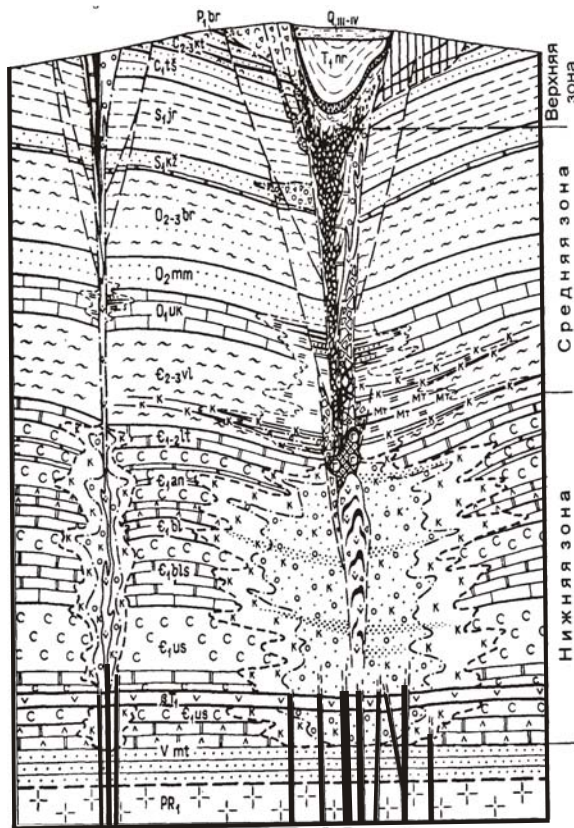


Рис. 10.4 Обобщенный разрез железорудных тел ангаро-витимского типа в чехле Сибирской платформы [Фон-дер-Флаас, 2000]. Осадочный чехол с венда до силура и перми (V - P) Снизу вверх: черные долеритовые штоки из фундамента, карбонатно-солевой расплав, брекчии долеритов и магнетитовых руд, метасоматиты; наверху – воронка проседания с целестиновыми рудами.

Изменение температур растворов происходит в интервале 500-25°C. Они достигают поверхности и при различных температурах и на разных уровнях отлагают выщелоченное на глубине рудное вещество. Огромные запасы высокотемпературных железных руд, которые предположительно связывают с выщелачиванием либо из траппов, либо из Fe-кварцитов фундамента, имеют спорный генезис. Часть исследователей относит их к магматическим образованиям из щелочных фоскоритовых расплавов. Большинство исследователей считают их скарновыми образованиями. Они характеризуются теми же минералами, что и скарны, но преобладающим является магнетит. На верхних горизонтах растворы отлагают стронциевые целестиновые руды. Стронцием аномально обогащены нижние горизонты известняков. Видимо, при развитии железорудных скарнов по карбонатным породам Sg переходит в раствор и вновь высаживается при снижении температуры в верхних горизонтах структуры.

Грейзены

К средне температурному этапу проявления контактово-реакционного метасоматоза (300-500°C) относится грейзеновая формация. Она проявляется на гребне волны кислотности метасоматических растворов, связанных с магматическими телами.

Грейзен – это существенно кварц-сланцевая метасоматическая порода, возникающая при постмагматическом замещении интрузивных или вулканических пород [Рундквист, 1970]. Наряду с кварцем и мусковитом (циннвальдитом, биотитом) в грейзенах бывают широко развиты топаз, флюорит, турмалин, новообразованные калишпат и альбит. Грейзены часто несут рудную нагрузку в виде берилла, касситерита,

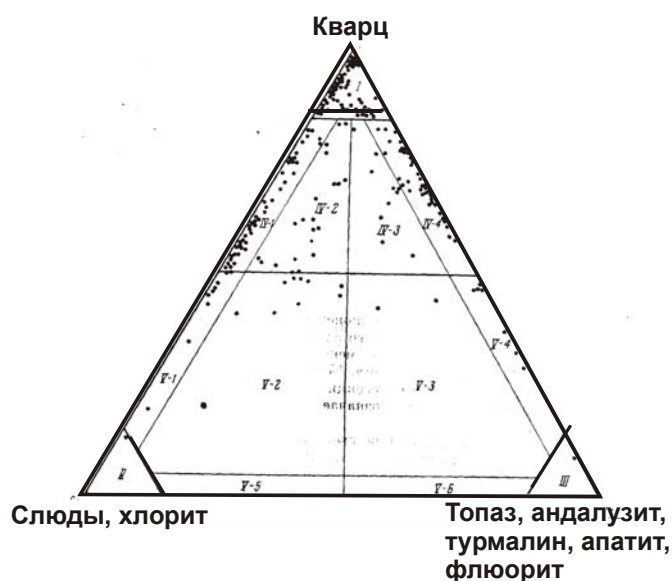


Рис. 18.5 Классификационная диаграмма Озанна для грейзенов различного минерального состава Рудных гор [Кюне, 1970].

молибденита, вольфрамита, пирита или гематита. Классификация грейзенов проводится по минеральному составу – тройной диаграмме Озанна (рис. 18.5). Грейзены, содержащие литиевые слюды от сидерофиллита до циннвальдита, топаз и кварц, называют цвиттерами. Они часто обогащены касситеритом, вольфрамитом, колумбитом и монацитом. Цвиттеры образуют четкие метасоматические колонки с внешней зоной микроклинизированных гранитов, промежуточной зоной кварц-сланцевых пород с топазом, внутренней зоной кварц-топазового состава и центральной кварцевой зоной с флюоритом и рудными минералами.

Судя по составу минералов, процесс грейзенизации идет под воздействием существенно водных растворов с высокими содержаниями фтора, бора и рудных компонентов. Грейзены формируются как в эндоконтактах гранитов, так и в их экзоконтактах по алюмосиликатным породам. Грейзенизации по времени предшествуют микроклинизация и альбитизация гранитов, а также образование пегматитов. Завершают ее низкотемпературные процессы серицитизации, окварцевания и пиритизации.

Наиболее ярким представителем этого класса метасоматитов является месторождение ювелирных топазов и аквамаринов Шерловой горы. Ранее мы рассматривали ореол ороговикования – теплового воздействия этой гранитной интрузии на вмещающие песчаники и сланцы (см. рис. 6.6). Отделяющиеся на постмагматическом этапе гидротермальные растворы замещают граниты топаз-слюдисто-кварцевым агрегатом с аквамарином, образуя грейзеновый штокверк. Во вмещающих роговиках формируются зоны Li и Rb слюдитов, а также зоны развития топаза. Как и на стадии скарнирования, рудоносность грейзенов целиком зависит от обогащенности расплава и его остаточных растворов рудными компонентами. В то же время внедрение гранитов, как правило, контролируется глубинными разломами, по которым могут поступать дополнительные порции рудоносных растворов, связанные с интрузиями парагенетически.

Метасоматиты низкотемпературной стадии

К еще более низкой по температуре формации метасоматитов относятся так называемые вторичные кварциты. Это большая группа метасоматитов, объединяющих березиты, листвениты и многие другие типы окварцованных пород. Они формируются зачастую на прерудной стадии в виде широких ореолов гидротермально измененных пород вокруг месторождений урана, свинца, цинка, молибдена, золота. Эти изменения являются результатом воздействия различных по составу последовательных порций растворов.

Во всех случаях процесс начинается с образования относительно широких ореолов гидротермального изменения пород, сопровождающегося выщелачиванием ряда компонентов и их переотложением в последующих зонах ореолов. Березиты развиваются как по гранитоидам, так и по вмещающим породам. Биотит и роговая обманка замещаются хлоритом, плагиоклаз – альбитом, серицитом и кальцитом. Далее хлорит и кальцит замещаются анкеритом, альбит – сростаниями кварца и серицита. Конечный парагенезис состоит из кварца и серицита. Это и есть процесс березитизации дорудной стадии. Состав исходных пород накладывает свои особенности на состав новообразований. В случае развития по основным породам устойчив хлорит, а мусковит представлен зеленой Cr-содержащей разновидностью – фукситом. Эти ярко зеленые метасоматиты называются лиственитами. Если в разрезе много карбонатных пород, давление CO₂ повышается, и в парагенезисах метасоматитов устойчивы кальцит и анкерит. Процесс березитизации обязан прохождению кислотной стадии метасоматоза. На ореол березитизации накладываются парагенезисы рудной стадии с образованием пирита и других сульфидов.

На поздней щелочной стадии развивается кварц-альбитовое замещение и вновь появляется калишпат (адуляр) в ассоциации с карбонатом. Из рудных минералов характерны гематит и апатит, свидетельствуя о повышении кислородного потенциала.

Самым низкотемпературным является процесс гидротермальной аргиллизации с ассоциациями кварца, каолина, анкерита и адуляра с сопутствующей пиритизацией.

Типы околорудных изменений, как правило, удивительно выдержаны для крупных рудоносных провинций самых разных металлов. На месторождениях урана в Канаде это кварц-альбит-гематитовое замещение, березитизация и аргиллизация, как и на свинцово-цинковых и золотых месторождениях Забайкалья и Средней Азии. Характер размещения зон околорудных изменений на урановом проявлении и состава последовательных зон при березитизации микродиоритов приведен на (рис. 18.6). Рудные тела тяготеют к внутренним зонам метасоматических ореолов. Мощности ореолов изменения варьируют от нескольких см до сотен метров и протягиваются на глубину до 0,5-1,5 км. Уран-молибденовое оруденение является наложенным и сменяется секущими прожилками кальцита, хлорита и барита. То есть дорудная стадия является метасоматической, а более поздние рудные жилы отлагаются в открытых трещинах.

Если березитизация развивается преимущественно по кислым и средним интрузивным породам, то кварц-альбитовое и особенно адуляритовое замещение и аргиллизация характерны для вулканогенных пород. Хотя на Сокуркойском золото-медном месторождении низкотемпературные (100-200°C) дорудные метасоматиты развиваются как по вулканогенным брекчированным породам, так и по интрузивным гранитоидам, которые предполагаются как источник растворов. Здесь образуется широкий зональный ореол от внешней диккитовой зоны через алунитовую до серицитовой и кварцевой тыловой зоны (рис. 18.7) [Пучков и др., 1970]. Типичные минералы пропилитов являются водными силикатами алюминия (диккит) и сульфатами (алуни́т). На ореолы пропилитизации накладывается рудная минерализация, представленная в верхней части (зоне окисления) малахитом, азуритом, хризоколлой, в алунитовой зоне – золотом, а в более глубоких зонах – халькопиритом, борнитом, блеклыми рудами. Такая приуроченность руды к определенным зонам пропилитизации свидетельствует о близком во времени их образовании с сохранением температурного и окислительно-восстановительного (Eh) режима. В отложении дорудных и особенно рудных минералов огромную роль играет именно окислительно-восстановительный режим и смена устойчивости сульфидных анионов сульфатными с образованием и разрушением на определенных барьерах тиосульфатных комплексов.

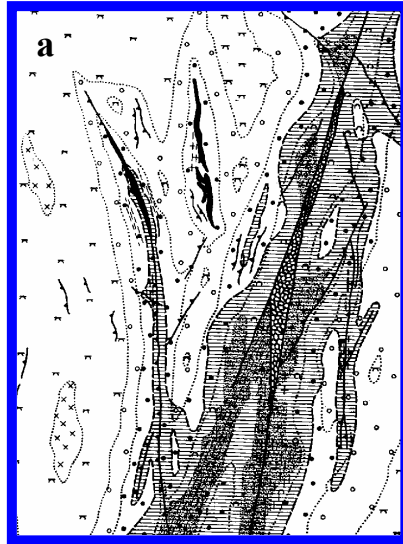
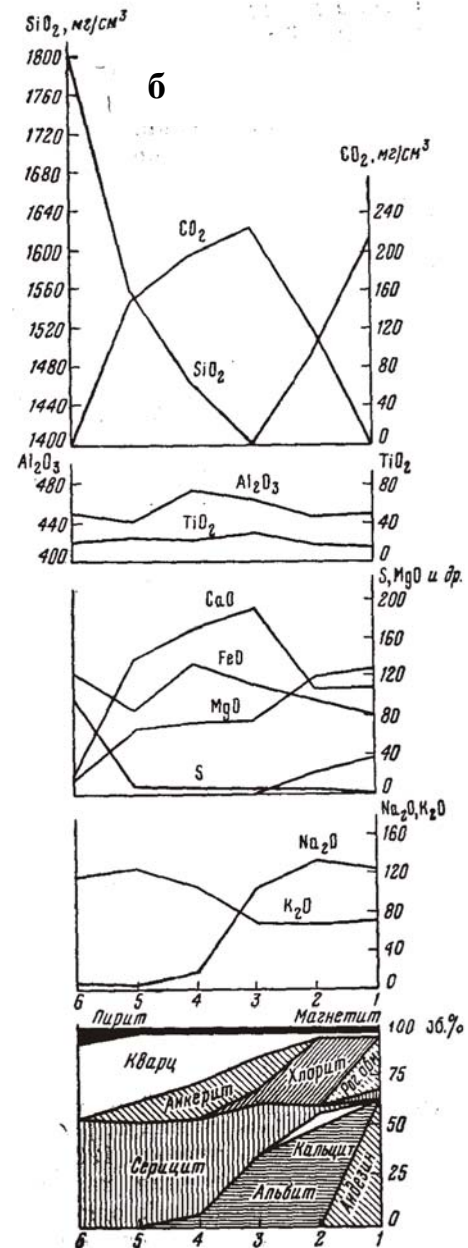


Рис. 18.6 Зональная березитизация вокруг ураноносной зоны в диоритах (а) и изменение минерального и химического состава зон (б, 1-6)



Таким образом, при внедрении интрузивных тел разного состава в слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи помимо тепловых ореолов, ответственных за образование роговиков, происходит контактово-реакционное изменение пород. Метасоматоз осуществляется под воздействием отделяющихся при кристаллизации магмы гидротермальных растворов. Их состав и насыщенность рудными компонентами зависит от состава магматического источника или состава более глубоких растворов, поступающих по разломам, контролирующим внедрение магмы.

По мере остывания и реакций с вмещающими породами происходит закономерная эволюция состава растворов с прохождением волны щелочности-кислотности, что порождает зональное строение метасоматитов и наличие геохимических барьеров,

определяющих порядок отложения рудного вещества. Образование метасоматитов происходит на регрессивном постмагматическом этапе. Но в отличие от метаморфизма и регионального метасоматоза, сопровождается формированием крупных рудных месторождений.

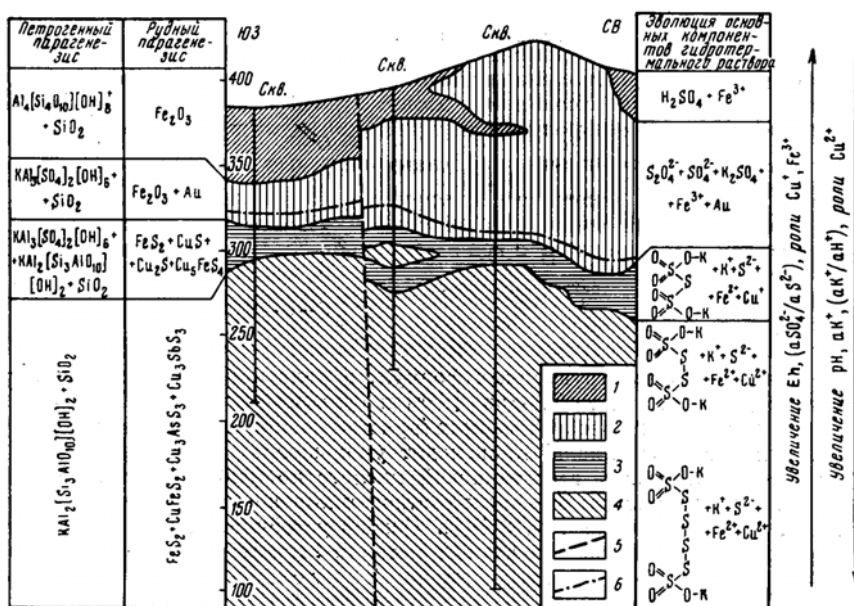


Схема вертикальной зональности вторичных кварцитов и оруденения

Рис. 18.7 Вертикальная зональность вторичных кварцитов и оруденения, Прибалхашье [Пучков и др., 1970]. Зоны: 1 – диккитовая, 2 – алунитовая, 3 – алунит-серицитовая, 4 – серицитовая.

По температурам и уменьшению глубинности выделяются следующие типы (формации) метасоматитов:

1. **Скарны** – 500-600°C (ранняя щелочная стадия) – железорудные и полиметаллические месторождения;
2. **Грейзены** - 350-500°C (кислотная стадия) – редкометалльные и камнесамоцветные месторождения;
3. **Березиты** (листвениты) – 250-350°C (кислотная, поздняя щелочная стадия) – золото-серебряные, полиметаллические месторождения;
4. **Кварц-альбитовое** замещение – 200-300°C (поздняя щелочная стадия) – урановые месторождения;
5. **Пропилитизация, аргиллизация** – 100-200°C (кислотная, поздняя щелочная стадия) – полиметаллические месторождения.

Пропилитизация и аргиллизация развиты в приповерхностных условиях в районах активного вулканизма.

Глава 19 ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С МЕТАМОРФИЗМОМ И МЕТАСОМАТОЗОМ

Перед геологом, занимающимся поиском полезных ископаемых, всегда стоит два вопроса – *где* размещается месторождение и *почему* оно образовалось. Как раз геохимическое изучение объектов помогает ответить на эти вопросы, так как прослеживает закономерности распределения элементов в породах, их миграцию в геологических процессах, особенности их концентрирования и рассеяния. А значит, и закономерности формирования и размещения месторождений.

Роль процессов метаморфизма в образовании месторождений дискуссионна. Ряд исследователей считает этот процесс ответственным за мощную миграцию вещества и его переотложение. Выделен даже класс метаморфогенных месторождений. Главным пропагандистом метаморфогенного рудообразования был Я.Н. Белевцев [1979]. В его книге приведено описание широкого круга самых разнообразных месторождений. Но при внимательном чтении выясняется, что он объединил под термином метаморфогенные все месторождения, залегающие в метаморфических толщах докембрия. При этом большинство из них накапливалось в морских бассейнах и уже затем их рудное вещество было преобразовано на прогрессивном этапе метаморфизма с улучшением или ухудшением качества руд. Эти месторождения он выделяет в подкласс *метаморфизованных*, то есть преобразованных на этапе прогрессивного метаморфизма без привноса вещества. Другая часть месторождений сформировалась на регрессивном этапе метаморфизма метасоматическим путем при выносе вещества из зон гранитизации – подкласс *ультраметаморфических* месторождений. По механизму образования это уже метасоматические месторождения, с привносом рудного вещества. Собственно прогрессивный этап метаморфизма не ведет к концентрированию рудного вещества, так как является изохимическим. Но обусловленные им регрессивные явления гранитизации и жилообразования приводят к накоплению и переотложению ряда полезных компонентов, и в этом плане являются рудообразующими. Кроме того, при метаморфизме ряда пород они превращаются в полезные ископаемые – например, мраморы, кварциты, горючие сланцы.

Человечество научилось использовать в качестве промышленного сырья почти все элементы таблицы Д.И. Менделеева. *Кремний*, наиболее распространенный в земной коре элемент, помимо сырья на стекло (кварцевый песок) используется как пьезосырье (горный хрусталь) и облицовочный камень (кварцит). В последнее время наиболее ценными являются месторождения сверхчистых кварцитов, из которых выплавляется кремний для изготовления солнечных батарей («солнечный кремний»). Если залежи кварцевых песков

– осадочные образования, то в кварциты они преобразуются при метаморфизме. Сверхчистые кварциты получаются только при последующей метасоматической переработке, то есть это уже метасоматические месторождения, хотя посредником был метаморфизм.

Алюминий - незаменимый металл в энергетике, как наиболее легкий из хороших проводников. Наилучшие по качеству руды алюминия формируются в корках выветривания, современных и древних. Это известные всем бокситы. В процессе прогрессивного метаморфизма коры выветривания превращаются в высокоглиноземистые сланцы с корундом, андалузитом или кианитом. По содержанию алюминия они не проигрывают бокситам, но извлекать металл из силикатных руд во много раз сложнее, то есть промышленные качества руд при метаморфизме ухудшаются.

Железо. Наиболее крупные месторождения этого металла залегают в архейских и нижнепротерозойских толщах, то есть они всегда метаморфизованы. Это известные месторождения железистых кварцитов, или джеспилитов. Типичным примером строения таких месторождений может послужить разрез одного из месторождений Криворожского бассейна, приводимый Я.Н. Белевцевым [1979] (рис. 19.1). Рудные горизонты, сложенные хлорит-магнетитовыми и амфибол-магнетитовыми рудами, залегают у основания верхней свиты криворожской серии. Вмещающие сланцы также содержат много магнетита. Первично накопленные в прибрежно-морских осадках оксиды железа переотложенных кор выветривания при метаморфизме испытали лишь перекристаллизацию.

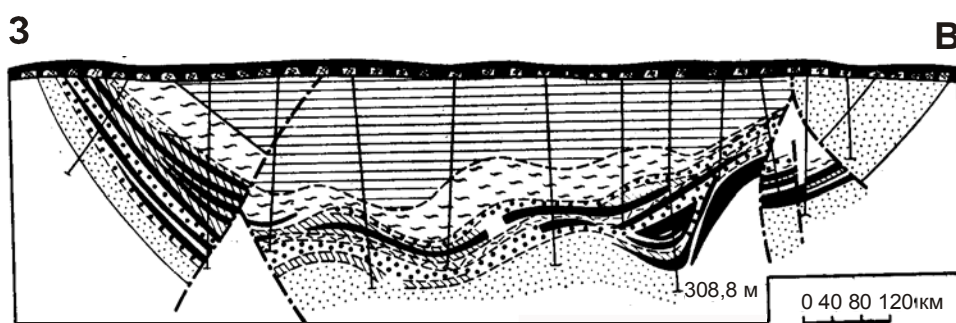


Рис. 19.1 Месторождение железистых кварцитов Криворожского бассейна [Белевцев, 1979]. Криворожская серия серицит-хлоритовых, магнетит-хлоритовых сланцев, метапесчаников, кварцитов; в основании – пласты магнетитовых кварцитов (черные). Линии – скважины, штрих-пунктир – разломы.

Образование мощных залежей джеспилитов в архее и протерозое обусловлено особенностями состава выходящих в то время на поверхность пород, с одной стороны, и состава архейской атмосферы, с другой. В архее большинство пород земной поверхности имело базальтовый состав, гранитов было очень мало. Следовательно, породы содержали

много железа и магния. В атмосфере было много кислотных компонентов, то есть она представляла весьма агрессивную среду. В результате взаимодействия основных и ультраосновных пород с атмосферными парами происходило мощное химическое выветривание с высвобождением огромных количеств железа, кремния и магния.

Магний накапливался в морской воде, высаживаясь затем в виде доломита, а кремний и железо формировали ритмически-полосчатые железо-кварцевые осадки. При позднейшем метаморфизме они превращались в толщи тонко полосчатых гематит-магнетитовых и магнетитовых кварцитов. Таковы месторождения знаменитых Курского и Криворожского бассейнов, а также Оленегорское месторождение на Кольском полуострове, Алгома в Канаде, Хамерсли в Австралии и многие другие. Изначально рудное вещество здесь концентрируется в осадочном процессе, а затем преобразуется при метаморфизме. Причем до условий амфиболитовой фации, где руды представлены амфибол-магнетитовыми и гематит-магнетитовыми кварцитами, происходит улучшение качества руд. А на этапе гранулитового метаморфизма в рудах появляется довольно много гиперстена и граната, и качество руд ухудшается. В более молодых отложениях масштабы проявления железистых кварцитов резко уменьшаются, затем они исчезают. Это обусловлено изменением состава атмосферы и резким увеличением количества гранитов в верхней коре. В этом типе крупнейших железорудных месторождений так же, как в месторождениях кремния и алюминия, рудное вещество накапливалось в осадочных бассейнах.

Другая группа крупных железорудных месторождений, более молодых, имеет метасоматическое происхождение. Это скарновые месторождения, например, Магнитогорское, или магматически-метасоматические железорудные диатремы типа Коршунихинского (см. рис. 19.4). Они относятся к постмагматическому этапу рудообразования, и рассматривались нами при обсуждении метасоматических процессов.

С основными и ультраосновными породами архея и протерозоя связаны месторождения *никеля, кобальта и меди*. Источником рудного вещества здесь является вулканический и магматический процесс, а на стадии метаморфизма они были преобразованы, главным образом, на регрессивном, метасоматическом этапе. Медистые песчаники Удокана и молибден-медно-порфиновые руды в Казахстане также связаны с осадочно-вулканогенным процессом. По геологическим признакам это стратиформные, осадочные месторождения, но рудное вещество, несомненно, имеет источником вулканический процесс.

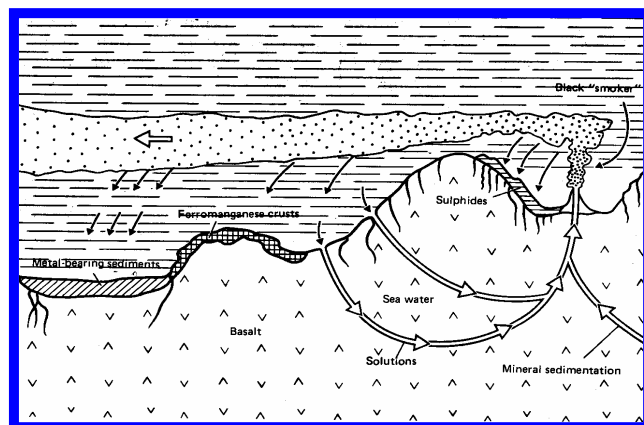


Рис. 19.2 Черный курильщик в Калифорнийском заливе. $T = 350^{\circ}\text{C}$, извергает раствор, пересыщенный сульфидами свинца, цинка, меди, железа. На склонах курильщика и в его термальном поле бурно развиваются особые формы жизни на основе серы. Справа - схема его образования и функционирования (Буклет погружений)

Новейшие исследования магматизма срединно-океанических хребтов привели к открытию приуроченных к ним гидротермальных полей черных курильщиков. Это массовые излияния гидротерм на дно океана типа гейзеров с образованием современных, буквально живых сульфидных построек до 60 м высотой. Механизм их формирования состоит в «засасывании» морских вод по трещинам в базальтах и листрическим разломам на значительную глубину, с разогревом вод и выщелачиванием из основных магматитов рудного вещества (рис. 19.2).

Такая же гидротермальная деятельность могла приводить к накоплению полиметаллических руд и в более древние эпохи. По мере погружения такие рудные поля теряют признаки гидротермального генезиса и выглядят как стратиформные. Практически это гидротермально-осадочные месторождения. Частично они могут подвергаться метаморфическим преобразованиям уже на морском дне (см. гл. 9 – метаморфизм морского дна). Интенсивную перекристаллизацию они испытывают на более позднем этапе, при проявлении процесса коллизии и связанного с ней регионального метаморфизма. Источником руд служит все-таки вулканический процесс и его гидротермы.

В Северном Прибайкалье открыто крупнейшее в мире Холодненское колчеданно-полиметаллическое месторождение верхнепротерозойского возраста. Вмещающие породы представлены черносланцевой толщей, метаморфизованной зонально от кварц-мусковит-хлоритоидных до гранат-дистен-ставролитовых сланцев амфиболитовой фации метаморфизма. Породы испытали интенсивную складчатость. Выделяются пирит-кварцевые вкрапленные руды лежачего бока залежи, прожилково-вкрапленные халькопирит-пирротиновые руды в средней части разреза, массивные и полосчатые богатые руды висячего бока, состоящие из галенита, сфалерита и пирита. Полосчатые руды образуют переслаивание с вмещающими сланцами с толщиной полос от нескольких сантиметров до миллиметров, с четким повторением рисунка макро- и микроскладчатости и плейчатости. Это свидетельствует о синхронном отложении рудного и осадочного вещества с последующим совместным участием в складчатости и метаморфизме. Массивные руды часто образуют рудные столбы, ориентированные вдоль падений замков складок («карандашные руды») - свидетельство перекристаллизации, перетекания рудного вещества в замки складок при деформациях и метаморфизме.

Наличие горизонтов основных метавулканитов среди вмещающих пород олокитской серии поддерживает версию о возможном существовании и в рифейское время полей черных курильщиков, сопутствовавших вулканизму и являвшихся гидротермальным поставщиком рудного вещества на дно бассейна седиментации. Так что генезис такого типа месторождений может определяться как гидротермально-стратиформно-метаморфический. Роль метаморфизма состоит в перекристаллизации и улучшении качества руд.

Подобный же генезис приписывается крупным полиметаллическим австралийским месторождениям Маунт-Айза, Леди Лоретта и Макартур, залегающим в вулканогенно-осадочных метаморфизованных породах протерозоя. Здесь также тонкая послойная вкрапленность сульфидов меди, свинца и цинка в черных сланцах объясняется местными геологами периодическим поступлением рудного вещества на дно бассейна с гидротермальными растворами, связанными с вулканизмом. Медь, переносившаяся в кислых растворах, фиксировалась вблизи конседиментационных разломов, служивших путями миграции растворов. Свинец, цинк и железо продвигались дальше от разломов и распространялись на большие площади бассейна.

При метаморфизме, редко достигавшем уровня зеленосланцевой фации, происходила перекристаллизация и некоторое перемещение рудных минералов с образованием богатых медных и свинцово-цинковых руд. Поскольку такое перераспределение вещества шло с формированием жильных тел, скорее всего процесс происходил при метасоматическом

воздействии растворов регрессивного этапа. Такое же происхождение имеют колчеданно-полиметаллические месторождения, широко известные на Урале, залегающие в мощных свитах основных зеленокаменно-измененных вулканитов.

Медь также известна в виде крупных осадочно-метаморфических месторождений, приуроченных к докембрийским существенно осадочно-кластогенным толщам. Наиболее богатыми являются медные пояса Заира и Замбии в Африке. Все месторождения имеют близкое строение. На архейских гранитогнейсах, кристаллических сланцах и конгломератах с несогласием залегают терригенно-карбонатные породы верхнепротерозойской системы Катанга, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации (рис. 19.3). Рудоносным всегда является самый нижний горизонт. На различных месторождениях халькопирит-халькозин-борнитовое оруденение приурочено к разным породам и представляет вкрапленность рудных минералов, не выходящую за пределы пластов аргиллитов, аркозовых песчаников или загрязненных доломитов. Некоторое обогащение руд наблюдается во флексурных перегибах. Везде налицо четкий стратиграфический контроль, предполагающий осадочное происхождение оруденения, и незначительная перекристаллизация рудных минералов при последующем метаморфизме. На многих месторождениях рудного пояса встречаются рудные жилы, секущие стратиформные залежи. Это продукт переотложения руд на регрессивном этапе.

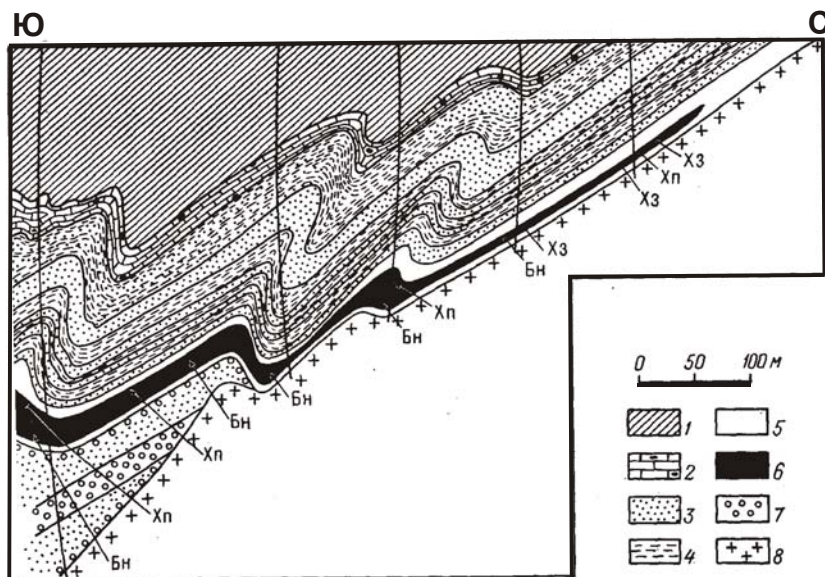


Рис. 19.3 Разрез месторождения Чамбиши-Майн, Медный пояс Замбии. На архейских гранитогнейсах залегают кварцито-сланцево-доломитовая толща с конгломератами в основании и рудным горизонтом халькозин (Хз)-борнит (Бн) – халькопиритовым (Хп) [Медный пояс..., 1963].

Такая же геологическая обстановка характерна и для *золото-урановых* месторождений, в которых оруденение сосредоточено в нижних горизонтах протерозойских конгломератов, несогласно залегающих на архейском кристаллическом основании. В урановых месторождениях докембрийского возраста сосредоточено около 70 % мировых ресурсов урана капиталистических стран. Из них более 90 % приурочены к метаморфизованным песчано-конгломератовым породам, часто вместе с золотом и полиметаллами.

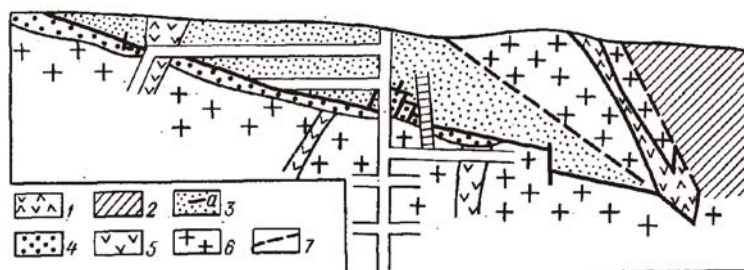


Рис. 19.4 Месторождение ураноносных конгломератов Эллиот-Лейк, Канада [Белевцев, 1979]. Протерозой: 1 –диабазы; 2 – формация Гурон, 3 -формация Миссисипи, а – рудоносные конгломераты, 4 – безрудные конгломераты; архей: 5 – диабазы, 6 – гранитоиды, 7 – тектонические нарушения.

Месторождение ураноносных конгломератов Эллиот-Лейк в Канаде находится к северу от оз. Гурон (рис. 19.4). Песчаники, гравелиты и конгломераты группы Брюс протерозойского возраста залегают непосредственно на архейских гнейсах. Конгломераты рудного пласта состоят из кварцевых и кварцитовых галек, обрамленных сульфидами и сцементированных слюдисто-песчанистой массой [Белевцев, 1979]. Минералы урана - уранинит и браннерит ассоциируют с сульфидами. Уран в породах сингенетичный – россыпной и химически осажденный. Он осаждался, по-видимому, при прохождении сероводородного фронта во время седиментации. За пределы пласта конгломератов оруденение не выходит.

Еще одним ярким примером является месторождение Виттватерсранд в Южной Африке. Здесь терригенная толща образует огромную мульду, залегающую на архейском фундаменте. На многих ее участках цементом в нижнем горизонте конгломератов выступают золото-урановые руды. Золото и уран разобщены в пространстве, образуя подобие зональности. Стратиграфический контроль здесь также очевиден, запасы огромны. Генезис до сих пор является спорным. Как и в случае медных месторождений, неясен источник такого количества рудного вещества. В медном поясе подходящих по масштабам интрузивных тел не обнаружено. В Виттватерсранде пытались связать уран и

золото с постмагматическими растворами огромного лополита – интрузии гранодиоритового состава. Другие исследователи на основании обогащенности Au-U руд платиноидами (Os, Ir) считают источником рудного вещества базит-гипербазитовый магматизм, продукты которого расположены под депрессией Виттватерсранд и обусловили само образование депрессии. Уникальный масштаб оруденения связывают с длительностью процесса – 2.7- 2.0 млрд. лет.

Приуроченность к четкой геологической границе между гранитизированным основанием кратона и слабометаморфизованной терригенной толщей позволяет рассматривать эту границу в качестве геохимического барьера на пути растворов спорного генезиса. Эти растворы выносят на верхний структурный этаж элементы, которые неспособны к изоморфизму в решетках минералов высоко метаморфизованного фундамента. К таким элементам как раз и относятся благородные металлы (Au, Ag, платиноиды), а также U, Cu и Mo. Мощный процесс аллохимической (метасоматической) гранитизации основных пород при благоприятных тектонических условиях может обеспечить поступление достаточного количества рудного вещества для формирования подобных месторождений.

Как уже указывалось, существует ряд урановых месторождений, отложение руды в которых предваряется кварц-альбитовым дорудным метасоматозом, что связывает их в большей степени с метасоматическими образованиями. Другими словами, в осадочно-метаморфических месторождениях источником рудного вещества может являться вынос из зон глубинной гранитизации, а отложение его происходит конседиментационно, одновременно с накоплением нижнего горизонта терригенных толщ. Их более поздний метаморфизм может приводить уже к перекристаллизации отложенного рудного вещества и улучшению качества руд.

Начиная с рифейского возраста, возникает целый класс золоторудных месторождений, приуроченных к зонам зеленосланцевой фации метаморфизма черных сланцев. Их генезис также является дискуссионным. С одной стороны, для их размещения характерен метаморфический контроль – зоны развития зеленосланцевой фации. С другой, - явный стратиграфический контроль – приоритетное размещение именно в углеродистых сланцах. Один из вариантов объяснения генезиса этих месторождений – стратиформно-метаморфический. Углеродистые сланцы изначально в процессе осадконакопления обогащаются золотом вследствие его переноса в бассейн седиментации

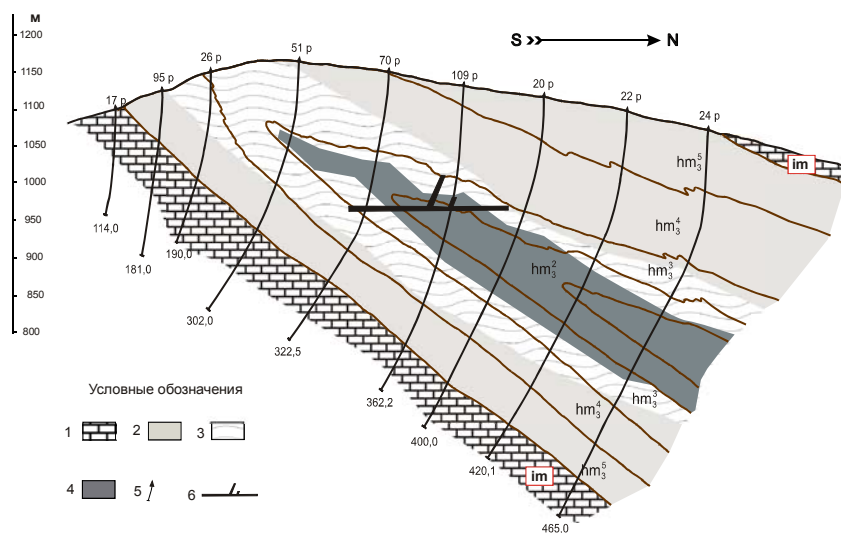


Рис. 19.5 Поперечный разрез месторождения Сухой Лог (по В.К.Немерову). 1 – мраморы, имнянская свита (im); 2 – черные сланцы хомолхинской свиты (hm); 3 – зона метасоматической карбонатно-сульфидной минерализации; 4 – рудное тело: золото-пирит-кварц-карбонатные прожилково-вкрапленные руды. 5 – скважины, 6 – выработки.

в форме гуминовых кислот и сорбции на остатках органического вещества. При зональном метаморфизме золото выносится из зон высокотемпературного метаморфизма, где большая часть углеродистого вещества окисляется, а изоморфно в высокотемпературные силикаты золото не входит. В результате Au с метаморфогенными растворами вновь попадает в зоны зеленосланцевой фации, где осаждается с пиритом в трещинах кливажа на регрессивном этапе, либо сорбируется повторно тонкодисперсным углеродистым веществом. В результате такого повторного концентрирования образуются рудопроявления золота, которые затем укрупняются при участии гидротерм. Типичными представителями таких месторождений является месторождение Сухой Лог (рис. 19.5) и другие рудопроявления Бодайбинской группы. Эти месторождения также можно считать осадочно-метаморфическими. Во всяком случае, для золота зоны высокого метаморфизма могут служить источником рудного вещества. Существует другой вариант трактовки генезиса этих руд. Открытие крупной положительной гравитационной аномалии, параллельной южному краю Сибирской платформы и проходящей под Бодайбинской золоторудной провинцией, а также обнаружение платины в составе сухоложских руд, позволяет предполагать участие глубинного базитового магматизма в их генезисе. Таким образом, генезис подобных месторождений весьма сложен и связан с рядом процессов, среди которых немалая роль принадлежит метаморфизму и метасоматозу.

С постультраметаморфическими и постмагматическими метасоматическими процессами связано формирование месторождений графита, талька-магнезита, флогопита, редкометалльных метасоматитов и пегматитов. Наибольший масштаб развитие щелочных метасоматитов и редкометалльных пегматитов получило в среднем протерозое, в интервале 2,0 – 1,8 млрд. лет [Соколов, 1970]. Более 70% запасов редких металлов мира сосредоточено в породах данного временного отрезка. Это обусловлено, как уже

упоминалось, глобальными событиями дифференциации вещества планеты с четким оформлением ее глубинных оболочек – ядра, нижней и верхней мантии. В результате в то время резко усилились процессы дегазации мантии с выносом на верхние коровые уровни кремне-щелочных гранитизирующих флюидов и редких металлов. Недаром в этот же промежуток времени сформировалась основная масса гранитного слоя земной коры.

Примерами месторождений, генетически связанных с щелочными метасоматитами, могут служить редкометалльные месторождения Катугино на Алдане, рудопроявления Даванской зоны смятия в северном Прибайкалье среднепротерозойского возраста. Их образованию предшествует развитие повторной субщелочной гранитизации с мигматитами и гранитогнейсами, обогащенными мантийными компонентами – Zr, Nb, U, РЗЭ, а также коровыми Sn и Ве. Гранитизация завершается формированием амазонитовых пегматитов с касситеритом, бериллом и урановой минерализацией. Этот процесс квалифицируется как калиево-кремниевый приразломный метасоматоз. Источником рудного вещества здесь являются постгранитизационные растворы, поступающие вдоль разломов с больших глубин.

Щелочные метасоматиты Украинского щита отличаются преобладанием натриевого профиля метасоматоза. Здесь образуются альбититы с редкометалльной или урановой нагрузкой. Такие образования встречаются на многих щитах. Например,

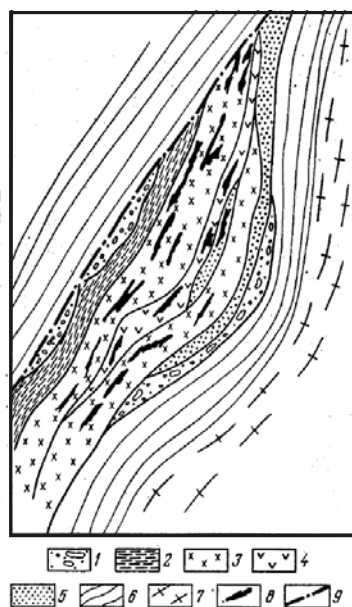


Рис. 19.6 Урановое месторождение Эльдorado, Канада [Белевцев, 1979]. 1 – конгломераты, 2 – милониты, 3 – альбититы, 4 – эпидотизированные амфиболиты, 5 – кварциты, 6 – гнейсы, 7 – гранитогнейсы группы Тазин, 8 – рудные тела, 9 – разлом.

урановое месторождение Эльдorado на Канадском щите, где руды приурочены к зоне приразломных альбитизированных пород нижнепротерозойского возраста (рис. 19.6). Альбитизирующие растворы также считаются производными процесса гранитизации, происходящего на больших глубинах.

С позднепротерозойского времени все большую роль в формировании месторождений начинают играть интрузивные породы и связанная с ними метасоматически-гидротермальная деятельность. Главными типами месторождений здесь являются скарновые месторождения высокотемпературной стадии контактово-реакционно-метасоматоза, грейзены средней стадии и низкотемпературные рудопроявления - телетермальные месторождения полиметаллов, серебра, золота, сурьмы, ртути, селена, теллура, с широкими околорудными ореолами березитизации, пропицитизации и аргиллизации.

В заключение можно подвести некоторые итоги:

- 1) Термин *метаморфогенное* рудообразование является собирательным. По замыслу Я.Н.Белевцева он включал все месторождения, находящиеся в метаморфических породах, а они содержат более 70 % запасов многих полезных ископаемых и имеют самый разный генезис, особенно по источнику рудного вещества.
- 2) Более определенными являются термины *метаморфизованные* месторождения, *метаморфические* и *ультраметаморфические*.
- 3) К *метаморфизованным* относятся наиболее крупные месторождения железа, меди, золота, урана, полиметаллов, которые имеют сложный генезис – *гидротермально-осадочно-метаморфический*. Источник рудного вещества в них является гидротермальным или осадочным, отложение – конседиментационным, а преобразование руд происходит на стадии метаморфизма.
- 4) *Метаморфические* месторождения содержат обычно нерудные полезные ископаемые, которые возникли в результате метаморфического преобразования пород, не представлявших до этого интерес как полезные ископаемые (кварциты, мраморы, абразивы и др.).
- 5) *Ультраметаморфические* месторождения - это по сути метасоматические месторождения, рудное вещество которых было привнесено из зон ультраметаморфизма (гранитизации). Они обычно сопряжены с региональным метасоматозом регрессивного этапа метаморфизма.

Месторождения, образование которых связано с *постмагматическим контактово-реакционным метасоматозом*. Это скарны, грейзены и низкотемпературные гидротермальные месторождения. Источником рудного вещества здесь являются интрузии, а переносчиком – гидротермальные растворы.

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. **Белевцев Я.Н.** Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 275 с.
2. **Ефремова С.В., Стафеев К.Г.** Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 511 с.
3. **Геохимия архея.** (Под ред. А. Кренера и др.) М.: Мир, 1987. 315 с.
4. **Жариков В.А.** Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 490 с.
5. **Интерпретация геохимических данных** (Авт. Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др.) М.: ИНТЕРМЕТ ИНЖИНИРИНГ, 2001. 287 с.
1. **Коржинский Д.С.** Физико-химические основы парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
2. **Коржинский Д.С.** Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
6. **Макрыгина В.А.** Геохимия метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199 с.
7. **Метаморфизм и тектоника** (Авт. Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др.) М.: ИНТЕРМЕТ ИНЖИНИРИНГ, 2001. 215 с.
8. **Петров Б.В., Макрыгина В.А.** Геохимия метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
9. **Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород.** Учебник под ред. Попова В.С. и Богатикова О.А. М.: «Лотос», 2001
10. **Фашии метаморфизма** [Авт. Добрецов Н.Л., Соболев В.С. и др.] Новосибирск: Наука, 1970. 450 с.
11. **Царев Д.И.** Метасоматизм Улан-Удэ, Изд Бурят. Науч. Центра. 2002. 319 с.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. **Алехин Ю.В., Вакуленко А.Г., Лакитанов Л.З.** Фильтрационный эффект и его связи с конвективным и диффузионным переносом в пористых средах // *Динамические модели физической геохимии.* Новосибирск: 1982. С. 144-162.
2. **Бычинский В.А., Исаев В.П., Тупицын А.А.** Физико-химическое моделирование в нефтегазоносной геохимии. Часть 1, 2. Иркутск, 2004 Учебное пособие.
3. **Гаррелс Р.М.** Минеральные равновесия. М.: ИЛ, 1962. 306 с.
4. **Геодинамические реконструкции.** Методическое руководство. Л.: Недра, 1991. 144 с.
5. **Де ля Рош Х.** Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории // *Метаморфизм и метасоматоз.* I Международный геохимический конгресс. СССР. Москва, 20-25 июля 1971. М.: 1972. Т. III. Кн. 1. С 263-290.
6. **Зарайский Г.П.** Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 341 с.
7. **Карнов И.К.** Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геологии. Новосибирск, Наука, 1981. 247 с.

8. *Карпов и др.*
9. **Классификация и номенклатура метаморфических горных пород.** М.: Недра, 1981.
10. **Конди К.С.** Архейские зеленокаменные пояса. – М: Мир. 1983. 390 с.
11. **Коржинский Д.С.** Очерк метасоматических процессов // основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 355-456.
12. **Летников Ф.А и др.** Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980.
13. **Макагон В.М.** Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.
14. **Мияширо А.** Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.
15. **Неелов А.Н., Милькевич Р.И.** Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л.: Наука, 1979. 309 с.
16. **Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Геохимия гранулитов. Новосибирск: Наука, 1993. 223
17. **Петрова З.И., Левицкий В.И.** Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 265 с.
18. **Предовский А.А.** Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115 с.
19. **Проблемы метасоматизма** // Труды II конференции по околорудному метасоматизму М.: Недра, 1970. 392 с.
20. **Смирнов В.И.** Геология полезных ископаемых. Изд. 2-е. М.: Недра, 1969. 687 с.
21. **Соколов Ю.М.** Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. – М.-Л.: Наука, 1970. 190 с.
22. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 381 с.
23. **Трошин Ю.П.** Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1978. 173 с.
24. **Ходоревская Л.И., Шмонов В.М., Жариков В.А.** Гранитизация амфиболитов. 1. Результаты первых экспериментов в режиме фильтрации флюида через породу // Петрология, 2003, Т. 11, № 3, с. 1-11.
25. **Ходоревская Л.И.** Гранитизация амфиболитов. 2. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюидов через породу // Петрология, 2004, Т. 12, №. 3, с. 321-336.
26. **Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.** Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: ИЛ, 1962. 414 с.
27. **Фон-дер-Флаас, Никулин В.И.** Атлас структур рудных полей железорудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИГУ. 2000. 187 с.
28. **Юдович Я.Э., Мерц А.В., Кетрис М.П.** Петрохимическая диагностика метааркозов и метартолитов в древних толщах Приполярного Урала // Докл. РАН, 1996. Т. 351. № 3. С. 383-386.

29. **Bhatia M.R., Crook.K,A.W.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1986, v. 92, No 2, p.181-193.
30. **Holm P.E.** The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // *Chem. Geology*, 1985. V.51. P. 303-323.
31. **Wilson M.** *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1989, 446 p.