

Г.А.КЕЙЛЬМАН
К.К.ЗОЛОЕВ

ИЗУЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ



Г.А.КЕЙЛЬМАН
К.К.ЗОЛОЕВ

ИЗУЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

18420



МОСКВА "НЕДРА" 1989

Г.А.КЕЙЛЬМАН
К.К.ЗОЛОЕВ



ББК 26.325

К 33

УДК 552.16

Рецензент д-р геол.-минер. наук *С.П. Кориковский*

Кейльман Г.А., Золоев К.К.

К 33 Изучение метаморфических комплексов. — М.: Недра, 1989. —
207 с.: ил.
ISBN 5-247-00565-1

Рассмотрены фациальная, формационная и геодинамическая классификации метаморфизма, основы метаморфогенного рудообразования. Большое внимание удалено принципам и методам полевого изучения метаморфических комплексов и аналитическим исследованиям. Детально описаны методика геологических, geoхимических и геофизических исследований, особенности петролого-микроскопических исследований метаморфических пород. Рассмотрены методы составления геологических карт метаморфических комплексов.

Для геологов различного профиля.

К — 1804010000 — 098
043 (01) — 89

ББК 26.325

©Издательство "Недра", 1989

ISBN 5-247-00565-1

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение метаморфизма горных пород приобретает в последнее время все большее значение и привлекает внимание не только петрологов, но и широкого круга геологов и геофизиков, проводящих исследования в самых различных отраслях геологической науки и практики. Это обусловлено тем, что метаморфизм, являясь одним из главных петрогенетических процессов, играет важнейшую роль в формировании земной коры. Метаморфические преобразования, характеризующие вариации термобарического поля, позволяют судить о геодинамическом режиме региональных и глобальных тектонических процессов. Под воздействием метаморфизма меняются состав и свойства горных пород, происходит миграция вещества, приводящая к рассеянию и концентрации элементов. С метаморфизмом так или иначе связано становление большинства месторождений эндогенных полезных ископаемых. Последнее обстоятельство придает изучению метаморфических явлений существенную прикладную значимость.

Учение о метаморфизме длительное время заметно отставало в развитии от других разделов геологии, но за последние 10 – 15 лет достигнуты значительные успехи в области петрологии, фациальной систематики, палеотермо- и барометрии метаморфогенных образований. Весьма продуктивным оказалось термодинамическое моделирование метаморфических процессов. Вместе с тем отдельные вопросы геологии и металлогении метаморфических комплексов до настоящего времени еще относительно слабо изучены. Эта книга посвящена в основном актуальным геологическим аспектам метаморфизма, связанным с разработкой программы "Геокарта-50" и широким развитием прогнозно-металлогенических исследований, в которых изучение метаморфизма играет весьма важную роль.

В книге предлагается общий обзор состояния учения о метаморфизме, приведены оригинальные теоретические построения и классификационные системы, даны конкретные методические рекомендации относительно практического изучения геологии и металлогении метаморфических комплексов.

Материалом для книги послужили результаты многолетних исследований метаморфических образований, проводившихся авторами совместно с коллегами в различных регионах страны. Особое внимание уделено длительно развивавшемуся Уральскому подвижному поясу, в котором наиболее ярко проявились все выделяемые в настоящее время типы метаморфизма.

Авторы приносят искреннюю признательность В. Б. Болтырову, З.М. Глебовой, Г.А. Глушковой, С.Г. Паняку, принимавшим участие в исследованиях, а также В.Я. Левину, М.С. Рапопорту, прочитавшим рукопись и высказавшим ряд ценных замечаний.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

Акт – актинолит	Му – мусковит
Алм – пироп-альмандиновый гранат	Нф – нефелин
Амф – амфибол	Нт – натролит
Ап – апатит	Ол – оливин
Ац – анальцим	Пл – плагиоклаз
Би – биотит	Пм – моноклинный пироксен
Гр – гранат	Пр – пироксен
Гт – гётит	Ро – роговая обманка
Ди – диопсид	Сил – силлиманит
Ка – кальцит	Ск – скapolит
Кв – кварц	Ст – ставролит
Ки – кианит	Ти – титанит
Кн – канкринит	Хл – хлорит
Кш – калиевый полевой шпат	Хр – хромит
Мт – магнетит	Эп – эпидот

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ

После введения в геологию Ч. Лайелем в 1832 г. понятия "метаморфизм" оно претерпело значительные изменения. Теоретические представления о природе метаморфических явлений последовательно эволюционировали по мере накопления фактического материала в связи с развитием методологии геологических наук, достижением экспериментальных исследований и становлением теоретических концепций.

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ

В истории развития учения о метаморфизме может быть выделено четыре этапа и соответственно четыре главных направления в изучении метаморфических комплексов.

Наиболее ранний – геолого-эмпирический этап относят ко времени, когда метаморфизм рассматривался неотрывно от общегеологических вопросов. Исследования этого периода имели преимущественно описательный характер. К числу классических работ такого рода в нашей стране относятся исследования Н.И. Наковником вторичных кварцитов Казахстана, Д.С. Коржинским – метаморфических пород Станового хребта вдоль Амуро-Якутской магистрали, В.Н. Лодочниковым – серпентинитов Ильчирского хребта, А.Н. Заварицким – метаморфических и магматических пород Ильменского заповедника и др.

Концептуальной основой учения о метаморфизме на этом этапе была разработанная Ф. Бекке, Р. Ван-Хайзом, И.Д. Лукашевичем и наиболее обстоятельно У. Грубенманом система глубинных зон метаморфизма, предусматривающая в качестве причины преобразования горных пород погружение их на большие глубины, естественно сопровождающееся воздействием на них внутреннего тепла Земли и общего литостатического давления. Следовательно, региональный метаморфизм рассматривался как постоянно действующий и непрерывный процесс в отличие от дискретного во времени и пространстве проявления магматизма. Эти представления, развивавшиеся в свое время Д.Дэна, Э. Огом, а затем Н.Г. Судовиковым и многими другими исследователями, в определенной мере находят отражение и в работах современных исследователей, рассматривающих давление и температуру в прямой связи с глубинностью.

Вместе с тем уже в середине XIX столетия было обращено внимание на устанавливющуюся в ряде случаев связь метаморфизма с восход-

дящими тектоническими движениями и сопряженность его с генерацией и подъемом магматических масс. Представления о связи высокотемпературного метаморфизма с подъемом гранитоидных или базальтоидных расплавов получило развитие в работах В.А. Николаева, В.В. Ревердатто и др.

В значительной мере абстрагироваться от дискуссионных вопросов геологических условий и генезиса метаморфических явлений позволил введенный в начале XX столетия А. Гольдшмидтом и П. Эсколой принцип фаций, положивший начало новому этапу в развитии учения о метаморфизме, который можно назвать фациально-петрологическим.

В классической работе А. Гольдшмидта, посвященной контактовому метаморфизму района г. Осло, простота обычных минеральных парагенезисов и их прямая корреляция с валовым химическим составом пород были объяснены достижением в ходе метаморфизма физико-химического равновесия. Важное значение при этом имела длительность протекания при метаморфизме химических реакций и процессов перекристаллизации пород в присутствии порового раствора. Результаты последующих исследований постепенно привели к представлению о метаморфизме как о серии сложных химических реакций, ведущих к установлению в горных породах внутреннего физико-химического равновесия. Соответственно стало возможным исследовать вариации парагенезисов метаморфических минералов как функцию валового химического состава пород и геологической обстановки. Эти представления в виде самостоятельной концепции метаморфических фаций были сформулированы П. Эсколой в 1915–1920 гг. Введение принципа метаморфических фаций и разработка фациальных схем сыграли исключительно большую роль в развитии теории и практики исследований метаморфических явлений. И несмотря на определенные сомнения по поводу рациональности применения фациального принципа, высказанные некоторыми (преимущественно зарубежными) учеными, можно сказать, что он ни в коей мере не утратил своего значения и получил многостороннее развитие в исследованиях В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова, В.В. Хлестова, В.В. Ревердатто, А.А. Маракушева, С.П. Кориковского и др.

В 1935–1936 гг. с выходом в свет работ Д.С. Коржинского "Термодинамика и геология некоторых метаморфических реакций с выделением газовой фазы" и "Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе" было положено начало новому термодинамическому направлению в учении о метаморфизме, что определило следующий важный этап в его развитии. Д.С. Коржинский уже в первых своих работах, опираясь на экспериментальные данные, высказал ряд принципиальных положений, которые легли в основу физико-химической теории метаморфизма и метасоматоза. Это прежде всего учет переменности состава минералов при парагенетическом анализе, понятие об

инертных и подвижных компонентах, применение правил фаз к открытым системам. Исследования Н.Л. Боэза, О.Ф. Татла, Н.И. Хитарова, А.А. Маракушева, Л.П. Перчука позволили количественно проградуировать интервалы метаморфических фаций, создать всеобъемлющую Р-Т диаграмму, широко вошедшую в практику под названием "петро-генетические решетки".

В то же время в процессе развития геологических и металлогенических исследований все в большей мере возникала необходимость обращения к геологическим аспектам построения модели метаморфизма, учитывающей геотектонические и историко-геологические факторы. Исследования в этом направлении определили современный этап геодинамического моделирования метаморфических явлений. К числу разработок этого направления можно отнести схемы, представленные Б.Я. Хоревой, А. Миясира, В.А. Глебовицким, Н.Л. Добречевым, Г.А. Кейльманом, А.Б. Бакировым и др. На этой основе широкое развитие получили исследования в области метаморфогенной минерагении, начавшиеся отражение в работах Я.Н. Белевцева, Д.В. Рундквиста, Ю.М. Соколова, К.К. Золоева, Г.А. Кейльмана, В.Б. Болтырова, О.Н. Грязнова и др.

Таким образом, последовательная смена этапов в развитии учения о метаморфизме не означала отказа от одних концепций и перехода к существенно иным. Основные принципы и методологические подходы сосуществовали на протяжении многих лет в практике изучения метаморфических комплексов, и в настоящее время геолого-эмпирическое и фациально-петрологическое направления хорошо увязываются с термодинамическим подходом к исследованию метаморфических явлений. Все более важное значение сейчас приобретают идеи геодинамического анализа метаморфических процессов, развивающиеся параллельно с исследованиями упомянутых традиционных направлений. Геодинамическое моделирование, вскрывая причинно-следственные связи геологических явлений, позволяет рассматривать процессы метаморфизма в конкретной геологической обстановке, увязывая полевые наблюдения с экспериментально подтвержденной теоретической моделью физико-химических условий метаморфизма. Все это дает возможность обоснованно подходить к систематике метаморфических образований, выделению типов метаморфизма и метаморфических формаций, составлению специальных геологических карт и прогнозированию метаморфогенного оруденения.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ. ПРИНЦИП ФАЦИЙ

Метаморфизм как петрологическое явление – это совокупность процессов, направленных на приведение горных пород к равновесному состоянию при изменении физико-химических условий в различных эндоген-

ных режимах земной коры. Термодинамические факторы метаморфизма — температура, давление, наличие и свойства флюидной фазы.

В геологическом аспекте метаморфизм отражает изменения термобарического поля в той или иной геоструктурной зоне. Соответственно геологическими факторами, определяющими особенности преобразования геологических тел, служат их структурная позиция и отношение к тектоническим движениям, от которых зависят форма теплопередачи, соотношение литостатического и динамического давления и в конечном итоге флюидный режим.

Метаморфические реакции могут протекать как с поглощением энергии — прогрессивный метаморфизм, так и с выделением ее — регressiveий метаморфизм. Первая группа процессов распознается по смене низкотемпературных или низкобарических минералов соответственно высокотемпературными или высокобарическими, вторая, наоборот, характеризуется последовательным развитием относительно низкотемпературных и низкобарических ассоциаций. Различная направленность метаморфизма находит отражение в определенных петрогенетических тенденциях — изменении щелочности, окислительного потенциала, дегидратации и декарбонатизации минеральных фаз (рис. 1), хотя это именно тенденции, а не обязательные условия.

При проявлении метаморфизма некоторых типов иногда наблюдается сопряженное развитие прогрессивного и регressiveий процессов, когда первый в определенной мере реализуется за счет энергии, выделяющейся в ходе реакций второго типа. Примером таких явлений служат регressiveийные метаморфические преобразования в гнейсовых ядрах, сопряженные с прогрессивным метаморфизмом в их сланцевом обрамлении, как это устанавливается в плутонометаморфических комплексах [14, 31]. Обычна смена во времени прогрессивного минералообразования регressiveийным в связи с исчерпанием энергетических ресурсов в ходе метаморфизма или наложением диафтореза — повторного относительно низкотемпературного метаморфизма.

Анализ энергетического баланса, определяющего метаморфические реакции как следствие изменения температуры и давления, представляет серьезные трудности. Это обусловлено сложностью соотношения тепловых эффектов и давления, которые бывают взаимосвязаны (автоклавный эффект, возникновение термоупругих напряжений и т.д.) или взаимонезависимы (изменение теплового потока в условиях постоянной глубинности, возникновение стрессовых напряжений и т.д.). Простейшим и надежным способом решения ряда вопросов стал фациальный анализ, наглядное отражение которого в "петрогенетической решетке" позволяет вести как раздельное, так и совместное рассмотрение изменения температуры и давления.

При изучении, систематизации и отображении метаморфических явлений фациальный принцип имеет основополагающее значение. Широ-

Рис. 1. Некоторые петрогенетические тенденции прогрессивного метаморфизма в изменении состава метапелитов. По А.А. Маракушеву, К.Б. Кепежинскому и др.:

1 — глинистые сланцы; 2 — слюдистые сланцы; 3 — силлиманитовые гнейсы;
4 — метапелиты гранулитовой фации

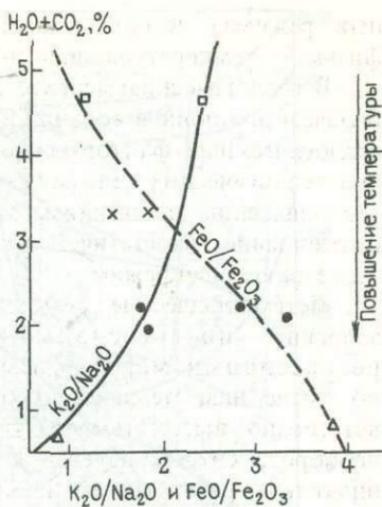
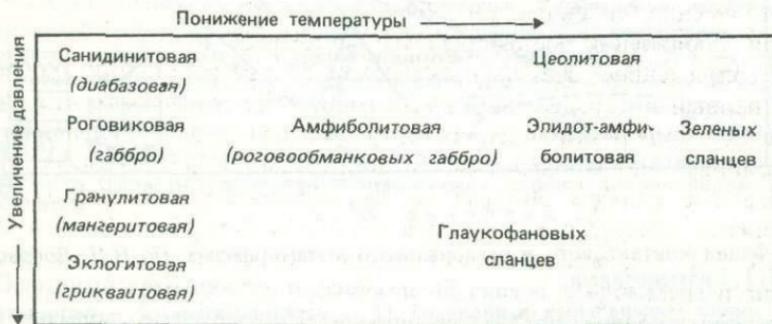
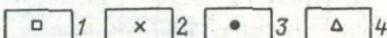


Рис. 2. Система минеральных фаций II.

Эсколы



Названия магматических фаций даны в скобках курсивом

кие возможности его применения определяются его эмпирической геологической основой. В результате многолетних исследований было подмечено, что породы одного и того же химического состава в самых разных регионах мира в определенной геологической ситуации имеют один и тот же минеральный состав, что и послужило основой введения понятия "фации метаморфизма". Это обстоятельство и общее малое число пордообразующих минералов позволили П. Эсколе применительно к магматическим и метаморфическим породам, а Д.С. Коржинскому — и к метасоматическим образованиям сформулировать еще более общий принцип минеральных фаций. Суть последнего заключается в том, что набор минеральных ассоциаций в горных породах определяет-

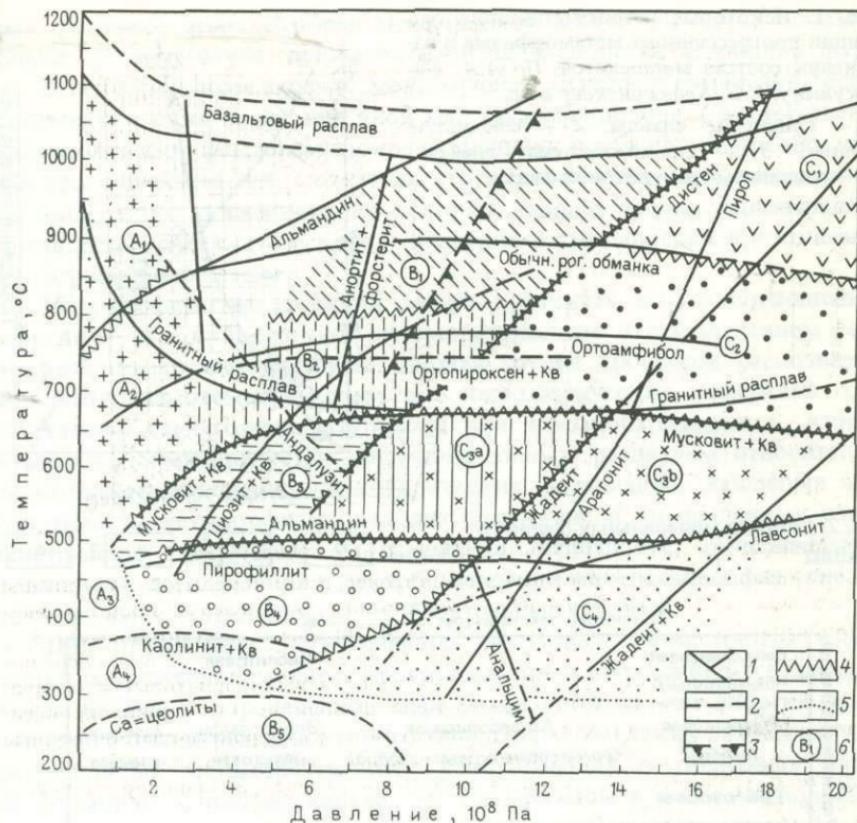


Рис. 3. Фации контактного и регионального метаморфизма. По Н.Л. Добрецову и др. [41], с изменениями:

1, 2 – линии минеральных равновесий (1 – установленные, 2 – недостаточно охарактеризованные экспериментальными данными); 3 – линия начала эклогитизации базальтоидов; 4 – границы фаций и субфаций; 5 – вероятные границы поля метаморфизма; 6 – фации (A_1 – пироксен-роговиковая, A_2 – амфибол-роговиковая, A_3 – мусковит-роговиковая, A_4 – гидротермалитов и метасоматитов, B_1 – двупироксеновых гнейсов, B_2 – амфиболитовая, B_3 – эпидот-амфиболитовая, B_4 – зеленых сланцев, B_5 – цеолитовая и регионального эпигенеза, C_1 – эклогитовая, C_2 – дистеновых гнейсов, C_3 – дистен-мусковитовых сланцев (разделена на субфации C_{3a} и C_{3b} линией устойчивости жадеита), C_4 – жадеит-лавсонит-глаукофановая)

ся лишь составом и физико-химическими условиями их образования (температура, давление, флюидный режим) вне зависимости от генезиса. В результате на наиболее поздней фациальной диаграмме П. Эсколы (рис. 2) в высокотемпературных полях располагаются как метаморфические, так и магматические фации.

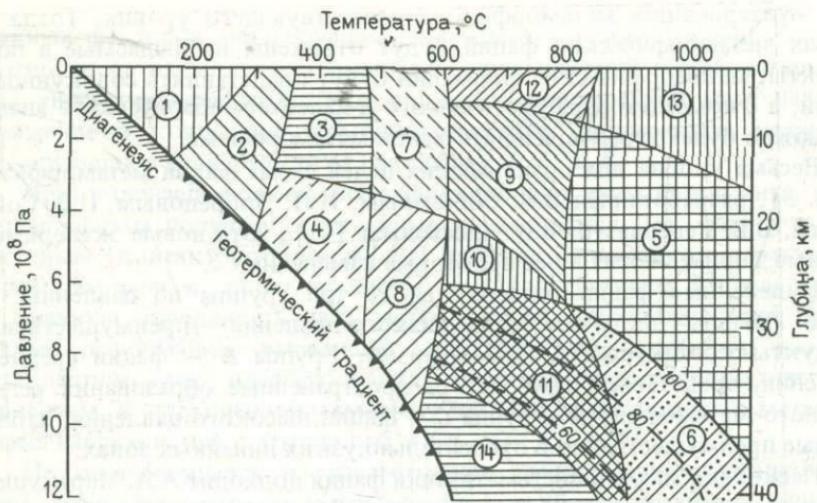


Рис. 4. Минеральные фации метабаитов. По А.А. Маракушеву [26]:

1 – метаморфизованные порфириты и цеолитсодержащие породы; 2 – 4 – сланцы (2 – кальцит-хлоритовые и пренит-пумпеллитовые, 3 – зеленые эпидот-актинолит-хлоритовые, 4 – зеленые и голубые альмандиновые и спессартиновые); 5 – эпидотовые амфиболиты; 6 – гранат-эпидотовые амфиболиты; 7, 8 – роговики (7 – роговообманковые, 8 – пироксен-плагиоклазовые, ларнитовые и спурритовые); 9 – амфиболиты, 10 – гранатовые амфиболиты; 11 – клинопироксен-гранатовые амфиболиты; 12 – эклогиты; 13 – двупироксен-плагиоклазовые сланцы; 14 – гранат-двупироксен-плагиоклазовые сланцы. Пунктирные линии – железистость гранат-двупироксен-плагиоклазовых сланцев и клинопироксеновых амфиболитов

Основные градации этой фациальной схемы сохранились до настоящего времени, однако само понятие "фация" оказывается неоднозначным. П. Эскола, Ф. Тернер и другие исследователи подразумевали под метаморфической фацией породу или совокупность пород, достигающую химического равновесия при определенных условиях. По определению Н.Л. Добрецова и др. [41], метаморфическая фация – "есть Р-Т область метаморфизма, ограниченная линиями нескольких наиболее важных реакций. . .", т.е. здесь возникает та же ситуация, что и в учении о седиментогенезе, где фация, с одной стороны, – физико-географическая обстановка осадконакопления, с другой – совокупность пород, обладающих конкретными характеристиками. Так же, как и для осадочных фаций, в нашем случае можно рассматривать метаморфическую фацию как диапазон физико-химических условий, овеществленный в горных породах определенного состава. Возможно и другое решение: фацией метаморфизма именовать интервал физико-химических условий, а метаморфической фацией – совокупность горных по-

род, претерпевших метаморфизм соответствующего уровня. Тогда на картах метаморфических фаций будут отражены наблюдаемые в поле объекты, метаморфические формации будут представлять совокупность фаций, а с помощью парагенетического и палеотермобарического анализа можно будет характеризовать фации метаморфизма.

Весьма удобна для практических целей схема фаций метаморфизма (рис. 3), разработанная В.С. Соболевым, Н.Л. Добречовым, Н.В. Соболевым, В.В. Ревердатто, В.В. Хлестовым [41], хотя новые экспериментальные данные вносят в нее некоторые изменения.

Выделенные фации разделяются на три группы по давлению: *A*, *B* и *C*. Группа *A* включает фации низкого давления – преимущественно продукты контактового метаморфизма. Группа *B* – фации среднего давления, представляя наиболее распространенные образования регионального метаморфизма. Группа *C* – фации высокого давления, наблюдаемые преимущественно в относительно узких линейных зонах.

Несколько иначе к систематизации фаций подходит А.А. Маракушев. Им выделяются минеральные фации на породном уровне (рис. 4) с учетом состава исходных горных пород. Такой подход приближается к формационному.

КЛАССИФИКАЦИОННАЯ СИСТЕМА И ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕТАМОРФИЗМА

Многие проблемы петрологии метаморфизма – связь с нисходящими или восходящими тектоническими движениями, непрерывность или дискретность развития, изохимический или аллохимический характер, взаимоотношение с метасоматозом и т.п. – долгое время являлись, а нередко и сейчас служат предметом дискуссии. Такое положение обусловлено прежде всего многообразием метаморфических явлений, с одной стороны, и отсутствием четкой геологической классификационной системы – с другой. Очевидно, прежде чем обсуждать любой из упомянутых вопросов, необходимо знать, о каком метаморфизме идет речь, так как один из его типов может оказаться, к примеру, изохимическим или квазихимическим, а другой – протекать с существенным нарушением баланса вещества и т.п.

Классификационные системы метаморфизма

Как только стало ясно, что объяснить все проявления метаморфизма погружением на глубину невозможно, как это предусматривалось в схемах У. Грубенмана, А. Харкера, П. Эсколы и других исследователей, и метаморфизм достаточно многогранен, возникла необходимость классификации метаморфических явлений. В наиболее ранних схемах основным классификационным критерием считалось преобладание одного из

главных факторов метаморфизма — температуры или давления и по их соотношению выделялись термальный, динамический и динамотермальный типы метаморфизма. Этот подход в определенной мере находит отражение в концепции термодинамических (эндогенных) режимов, варьирующих в зависимости от отношения $\Delta T / \Delta P$.

При детализации таких классификационных схем те или иные типы метаморфизма получали собственные наименования. Так, наряду с контактовым (контактово-термальным) выделяется высокотемпературный пирометаморфизм, проявляющийся под воздействием изливающихся на дневную поверхность лав; метаморфизм, сопровождающий интенсивные деформации, вызванные односторонним давлением, назвали катастастическим; преобразования, обусловленные гидростатическим давлением и повышенной температурой, получили название метаморфизма нагрузки, или статического, и т.д.

Не останавливаясь на рассмотрении ранних классификационных схем, приведем краткую характеристику наиболее значимых разработок, выполненных после того, как в практику изучения метаморфизма вошла достаточно твердо обоснованная система метаморфических фаций.

А.А. Маракушевым в основу классификации метаморфических образований, рассматриваемых в качестве геологических формаций, заложен геохимический принцип, отражающий определенные тенденции аллохимического метаморфизма. При этом на первом уровне выделяют два ряда формаций: А — с натриевой и Б — с натриево-калиевой направленностью. На втором классификационном уровне более дробно расчленяется формация Б. Предложенная классификация вызвала определенные возражения среди сторонников представлений об изохимическом характере регионального метаморфизма. Тем не менее, вследствие того, что при выделении метаморфических формаций были учтены также геотектонические факторы их локализации (формации А связаны со становлением офиолитов, а формации Б — с формированием гнейсово-слюдяносланцевых комплексов и гранитоидным магматизмом), высказанные идеи оказались весьма жизненными и в той или иной мере находят отклик в других классификациях. Так, хотя система фациальных серий А. Миасиро [49], различающихся прежде всего по величине давления, основывается на совершенно ином принципе, она обнаруживает много общего с системой А.А. Маракушева. Одна из трех основных серий А. Миасиро — серия наиболее высокого давления (жедрит-глаукофановая) составляет часть ряда формаций А, по А.А. Маракушеву, а две другие серии — умеренных и низких давлений (соответственно кианит-силлimanитовая и андалузит-силлimanитовая) — группу формаций Б, связанных с формированием гнейсово-сланцевых комплексов.

Вариации характера метаморфической зональности, выражющиеся главным образом в последовательности выделения некоторых индекс-

минералов, послужили основным критерием группировки типов метаморфизма в классификационной схеме А. Хитанен. Ею выделено девять типов метаморфизма, среди которых первый по сути является контактовым, семь последующих представляют собой модификации метаморфической зональности гнейсово-сланцевых комплексов (формация Б, по А.А. Маракушеву), а девятый – глаукофансланцевый (элемент формации А).

Характер и степень пространственной неоднородности проявления метаморфизма лежат в основе первого уровня классификации, разработанной Б.Я. Хоревой, включающей монофациальный и полифациальный типы регионального метаморфизма. Монофациальный метаморфизм проявляется синхронно со складчатостью, полифациальный – до и после складчатых движений. На следующем классификационном уровне полифациальный метаморфизм подразделяется Б.Я. Хоревой на плутонометаморфизм сиалического профиля, приводящий к формированию зональных гнейсово-мигматитовых комплексов, и плутонометаморфизм фемического профиля, связанный с офиолитовыми комплексами.

Историко-геологический принцип так или иначе учитывается во многих классификациях. В качестве ведущего он использован в разработках В.А. Глебовицкого [5]. При этом предполагается, что наиболее ранним в ходе развития подвижных поясов, как и в классификационной схеме Б.Я. Хоревой, является глаукофансланцевый метаморфизм. Монофациальный метаморфизм в несколько ином понимании рассматривается В.А. Глебовицким в связи с первой или недостаточно развитой второй стадией деформационного цикла. И наконец, с периодом инверсии эвгесинклиналей связан зональный метаморфизм кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой разновидностей.

Существенно по-иному представлена типизация метаморфических явлений в работах Н.Л. Добрецова с соавторами [41]. Они в первую очередь учитывают непосредственно наблюдаемые факторы, поддающиеся формализации. На первом уровне классификационным признаком служит характер проявления метаморфизма в пространстве (ареальный, поясовый), на втором – наличие или отсутствие метаморфической зональности, затем величина давления и, наконец, набор фаций. Таким образом, выделены следующие типы метаморфизма: начальный, зеленосланцевый, глаукофансланцевый, эклогит-глаукофансланцевый, андалузит-силлиманитовый, дистен-силлиманитовый, эклогит-гнейсовый, дистен-сланцевый и др.

Многообразие подходов к анализу и систематизации метаморфических явлений, которое отразилось в классификационных схемах разных авторов, способствовало определению феноменологических особенностей этих явлений, группировке по признакам общности и разли-

чия, определению их места в ряду других геологических процессов. Вместе с тем синтез всего материала и построение общей историко-геологической модели возможны лишь на основе схемы, вскрывающей причинно-следственные связи метаморфизма с вызывающими его факторами, т.е. задача заключается в разработке генетической классификации. Главным препятствием для создания такого рода систем обычно является гипотетический характер генетических построений, и все же только таким путем можно прийти к пониманию природных закономерностей.

Геолого-генетический подход к типизации метаморфизма нашел отражение в схеме, предложенной Г.А. Кейльманом и Л.М. Минкиным [16]. В основу классификационной системы при этом был положен анализ форм теплопередачи в соотношении со статическим и динамическим давлением. По сочетанию упомянутых факторов можно выделить четыре обобщенных вида метаморфизма: геотермально-статический, зеленокаменный, плутонический и дислокационный, которые, реализуясь в различной геотектонической обстановке, представляют семь геологических типов. Накопление фактического материала, опыт применения намеченной схемы при составлении карт метаморфизма и новые теоретические разработки позволили уточнить эту схему и развить ее на геодинамической основе (табл. 1).

Рассматривая метаморфизм как реакцию вещества на изменение термобарического поля внешних оболочек Земли, обусловленную вариациями геодинамического режима, можно выделить ряд геодинамических ситуаций, определяющих развитие всех геологических процессов, в том числе и метаморфизма. Они находят отражение в глобальных геоструктурных элементах, к числу которых, не придерживаясь строго единства геотектонической номенклатуры, с одной стороны, можно отнести континентальные и океанические платформы, с другой – дивергентные и конвергентные их сочленения. Отсюда и может быть начат геодинамический анализ метаморфических явлений.

В древних континентальных платформах – в цоколе и чехле овеществлено соответственно два резко различных геодинамических режима. В цоколе находит отражение режим формирования сиалической протокоры, в чехле (вне зон деструкции и влияния интенсивных конвективных теплопотоков) – режим статического теплового и барического поля. Соответственно выделяется два типа метаморфизма: высокотемпературный – геотермально-статический метаморфизм эзогея и начальный метаморфизм погружения последующих эпох, связанный постепенными переходами с метагенезом.

На океанических платформах в связи с относительно малой мощностью осадков геотермально-статический метаморфизм не находит существенного проявления. Однако здесь активно идут процессы, обус-

Таблица 1. Геологические типы метаморфизма и условия их проявления

Тип метаморфизма	Термодинамические условия					Характер тектонических движений	Стадия тектонического развития *
	T, °C	Источник тепла	Форма теплопередачи	P, 10 ⁸ Па	Вид давления		
Сиалический плутонометаморфизм	350–750	Глубинный	Аккумулятивная	3–10	Динамическое	Диапиризм	Позднеорогенная
Симатический плутонометаморфизм	350–950			3–15		Тектоническое скучивание	
Глаукофансланцевый	350–600	Коровий	Кондуктивная	7–20	Литостатическое	Сжатие коллизии	Раннеорогенная
Зеленосланцевый	350–450			3–5		Сжатие поднятия	
Зеленокаменный	350–500	Глубинный	Конвективная	1–3	Растяжение	Растяжение	Раннегосинклинальная
Начальный	350	Глубинный	Конвективная	1–5		Погружение	Платформенная
Геотермально-статический	700–950	Коровий	Кондуктивная	3–15		Латеральное течение	Прогеосинклинальная

* Для полихронных метаморфических комплексов – время завершения развития.

ловленные взаимодействием горных пород с морской водой, типа галь-миrolиза, и химические преобразования при этом оказываются весьма существенными.

В зонах дивергентного соотношения литосферных плит в условиях регионального, длительно проявляющегося растяжения, сопровождающегося интенсивным субаквальным вулканизмом, происходят метаморфические процессы, получившие название зеленокаменного перерождения.

Наиболее сложные и многообразные процессы связаны с зонами конвергентного соотношения литосферных плит, для которых характерна перемежаемость в пространстве и времени сжатия и растяжения, восходящих и нисходящих тектонических движений, высокого и низкого тепловых потоков при общем преобладающем режиме сжатия. Генотипичны здесь дислокационный и плутонический метаморфизм.

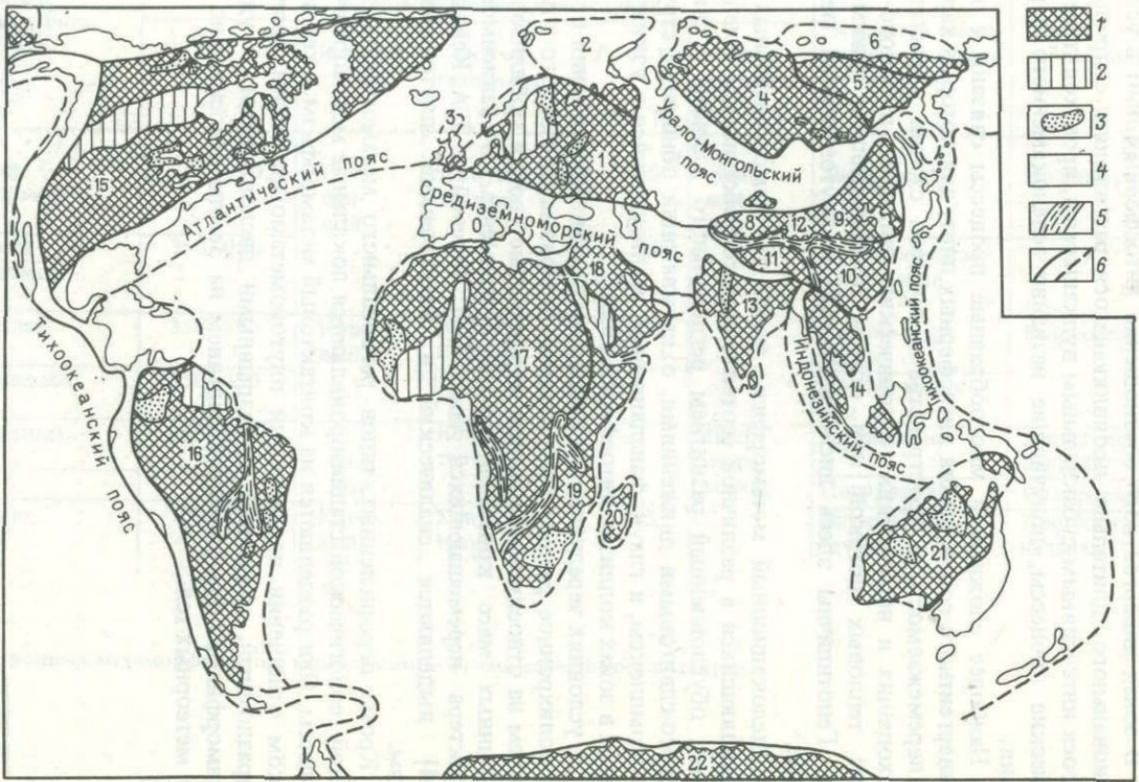
Дислокационный метаморфизм имеет два самостоятельных типа, проявляющихся в различной геотектонической обстановке: зеленосланцевый, обусловленный развитием регионального кливажа в связи со взбросо-сдвиговыми движениями, охватывающий обширные структурные комплексы, и глаукофансланцевый, реализующийся в узких линеаментах в зонах коллизии литосферных плит.

В условиях чередующихся процессов сжатия и растяжения происходит полихронное развитие плутонометаморфизма, связанного с перемещением на относительно высокие структурные уровни мобилизованных глубинных масс кристаллического фундамента. В зависимости от характера перемещающихся масс Б.Я. Хоревой и Г.А. Кейльманом [14] выделяются сиалический и симатический* плутонометаморфизм.

Кроме перечисленных типов регионального метаморфизма в различной геологической стадии проявляются локальные метаморфические процессы. Они разделяются на контактовый метаморфизм, в геодинамическом отношении подчиненный плутонометаморфическим явлениям, приразломный, связанный с разрывными дислокациями, и ударный метаморфизм, обусловленный падением на Землю относительно крупных метеорных тел.

* Симатический плутонометаморфизм выделяется нами в отличие от феми-ческого, в который Б.Я. Хорева включает образование глаукофановых сланцев, относимых в предлагаемой системе к продуктам самостоятельного типа метамор-физма.





Краткая характеристика геологических типов метаморфизма

Выделенные в изложенной классификационной системе типы метаморфизма достаточно четко индивидуализированы, хотя явления конвергенции фациальных условий, особенно в низкотемпературном диапазоне, распространены весьма широко. Это обстоятельство будет отмечаться особо при характеристике конкретных типов метаморфизма.

Геотермально-статический метаморфизм эозея

Резко обособленное положение среди типов метаморфизма по масштабам, времени, уровню и характеру проявления занимает метаморфизм раннеархейских и катархейских комплексов, играющих главную роль в строении цоколя древних континентальных платформ. Главной отличительной чертой метаморфизма этого типа является стабильность уровня на огромных площадях (рис. 5). Во всех кристаллических щитах — Балтийском, Анабарском, Алданском, Канадском, Бразильском и др., на территориях, составляющих сотни тысяч квадратных километров, фиксируются минеральные ассоциации гранулитовой и амфиболитовой фаций, причем для последней достаточно часто устанавливается диафторический характер. Состав пород, слагающих древнейшие комплексы в разных регионах, существенно различен и в определенной степени имеет генотипический характер. Так, Анабарский щит сложен в основном метабазитами, Балтийский, Бразильский и ряд других — породами преимущественно гранитоидного состава. В пределах Алданского, Антарктического и других щитов развиты обе группы образований, а

Рис. 5. Геологическая позиция архейских комплексов в фундаменте древних платформ. По М.В. Муратову [29]:

1 — архейские блоки и части платформ, прикрытые осадочным чехлом; 2 — главнейшие раннепротерозойские складчатые области в составе древних платформ; 3 — главнейшие области распространения протоплатформенного чехла на архейских массивах; 4 — складчатые геосинклинальные пояса; 5 — меж- и внутриплатформенные складчатые области и пояса; 6 — геологические границы.

Цифры на карте — древние платформы и платформенные массивы: 1 — Восточно-Европейская; 2 — Баренцевоморский; 3 — массив Эриа; 4 — Сибирская; 5 — Верхоянская; 6 — Чукотская; 7 — Охотская; 8 — Таримская; 9 — Китайско-Корейская; 10 — Южно-Китайская; 11 — Тибетская; 12 — Цайдамский массив; 13 — Индоостанская; 14 — Индосинийская; 15 — Северо-Американская; 16 — Южно-Американская; 17 — Северо-Африканская; 18 — Аравийская; 19 — Южно-Африканская; 20 — Мадагаскарская; 21 — Австралийская; 22 — Антарктическая

также кварциты, высокоглиноземистые и карбонатные породы. В этой связи неоднократно высказывалось предположение, что в первом случае поверхность эрозионного среза достигает древнего "гранулит-базитового", во втором — "гранитного", в третьем — "осадочного" слоев. При всех обстоятельствах постоянство уровня метаморфизма в различно эродированных комплексах эзогея указывает на высокую стабильность температурных условий не только по латерали, но и по вертикали. Примером этому служит разрез, наблюдаемый в Становой зоне Алданского щита. Здесь в серии блоков общая мощность нижнеархейских пород, по данным Б.Л. Годзевича, составляет около 25 км, причем в самых нижних частях разреза (тангракской свите) и в наиболее высоких его частях (комусской свите) залегают практически идентичные двупироксеновые кристаллические сланцы и эндербитоиды.

По расчетам В.И. Шульдинера, значение геотермического градиента раннего архея составляет $16^{\circ}\text{C}/\text{км}$, причем в расчет включались температурные условия образования ставролитовых сланцев серии Исуа в Западной Гренландии. Однако эти сланцы, метаморфизованные прогрессивно, одновременно с регressiveными преобразованиями более древней изначально гранулитовой метаморфической серии Акилиа, из расчета, по-видимому, надо исключить, и тогда значение геотермического градиента уменьшится не менее чем вдвое.

И наконец, такие авторы, как В.А. Кирилюк, Б.Я. Хорева, Д. Колерсон и другие, указывают на высокую температуру поверхности Земли в эзогее, проводя некоторую аналогию с современными термальными условиями на поверхности Венеры.

Высокая температура метаморфизма, превышающая, как правило, 800°C , и соответственно большие скорости реакции минералообразования не позволяют ожидать сохранения метастабильных фаз и реликтовых парагенезисов, по которым можно было бы однозначно судить о прогрессивном развитии гранулитов. Б.Я. Хорева высказала предположение, что этот тип метаморфизма проявляется конседиментационно, т.е. формирование осадочных и вулканогенных комплексов изначально происходит в термодинамических условиях гранулитовой фации. В литературе тем не менее имеются указания на прогрессивное развитие такого метаморфизма, основанные на наблюдении непрерывной зональности. И все же при ближайшем рассмотрении обычно оказывается, что эта зональность связана не с формированием гранулитового комплекса, а с его последующим регressiveным преобразованием.

Так, на западном берегу оз. Байкал и на о-ве Ольхон неоднократно описывалась правильная смена фаций с запада-северо-запада на восток-юго-восток от гранулитовой через амфиболитовую до эпидот-амфиболитовой и высшей субфации зеленосланцевой фации. Однако геологические наблюдения, проведенные авторами в этом районе, показали, что

гранулитовый метаморфизм проявился здесь, как и везде, в нижнеархейских комплексах фундамента Сибирской платформы, а зональный метаморфизм более низких фаций — в породах нижнего протерозоя*. В краевой части цоколя платформы и в отдельных блоках, составляющих ядра крупных антиклинальных структур Приольхонья, раннеархейские гранулиты претерпевают наложенный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождающийся интенсивной мигматизацией на уровне парагенезиса: биотит — олигоклаз — кварц (рис. 6). Эти ядра и служат центрами прогрессивной зональности в более молодых комплексах, т.е. здесь в разное время проявилось два типа метаморфизма: архейский геотермально-статический на уровне гранулитовой фации и послераннепротерозойский сиалический плутонометаморфизм с прогрессивной зональностью от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Высокая стабильность минеральных ассоциаций гранулитовой фации затрудняет расчленение ее на субфации по температуре, и имеющиеся градации отражают преимущественно вариации давления. А.А. Маракушев на основании анализа гранат-кордиеритовых парагенезисов выделил в нижнеархейских образованиях Алданского щита две субфации максимальной глубинности, сутамскую и алданскую, а в Приморье — более низкобарическую — ханкайскую субфацию, в общем охватывающие диапазон давлений от 1,1 до 0,6 ГПа. В.И. Кицулом и другими исследователями в алданских комплексах выделяется три субфации — умеренных, повышенных и высоких давлений в интервале 0,45 — 0,75 ГПа.

Л.А. Прияткиной на примере гранулитов беломорско-лапландского комплекса установлено развитие в локальных зонах по ранним гранулитам минеральных ассоциаций повышенного давления. Регрессивное преобразование гранулитов происходило здесь одновременно с мигматизацией и метаморфизмом в условиях кианит-силлиманитовой фациальной серии. В северном же Приладожье в связи с регрессивным преобразованием гранулитов на уровне амфиболитовой фации формировалась зональность андалузит-силлиманитого типа. По-видимому, вообще различие некоторых из выделяемых типов гранулитовых комплексов, так же как Ладожского и Лапландского, связано с наложенными регрессивными преобразованиями.

В древних гранулитовых комплексах всех регионов весьма широко распространены сложные палингенетические процессы, приводящие к возникновению эндербитов и на более поздней стадии чарноки-

* По последним данным В.С. Федоровского и С.П. Кориковского, эти породы относятся к венду — нижнему палеозою.



Рис. 6. Биотит-олигоклаз-кварцевый мигматит в одном из гнейсовых куполов Прибайкалья (о-в Ольхон)

тов. Анализ геологических и радиогеохронологических данных показывает значительное преобладание в этих процессах натрия над калием. Вероятно, что главным фактором, определяющим геохимический профиль метаморфогенно-метасоматических процессов в гранулированных комплексах, является восстановленный существенно водородный состав флюидов при их формировании [26, 25]. Калий, обладающий более отчетливо выраженными халькофильными свойствами, в противоположность натрию образует соединения, устойчивые в восстановительной среде, что затрудняет на этом этапе развития планеты его миграцию из подкоровых зон. И лишь при общем снижении уровня теплового поля в условиях возрастающего окислительного потенциала и инверсии щелочно-кислотного режима диффузационная способность калия

увеличивается, что приводит к образованию менее энергоемких гранитных систем на уровне амфиболитовой фации:

Перечисленные особенности условий формирования метаморфических комплексов, а также специфика флюидного режима — характер распределения значений абсолютного возраста в гранулитовых и плутонометаморфических комплексах [14]; постоянно устанавливающаяся наложенность амфиболитовых ассоциаций на более ранние гранулиты; взаимоотношения алданийских и киватинийских структурно-вещественных комплексов — и ряд других данных свидетельствуют о том, что гидротермально-статический метаморфизм гранулитового уровня является прерогативой ранней стадии необратимого развития планеты и осуществлялся, судя по современным геохронологическим оценкам, во временном интервале до 3,6 млрд. лет, т.е. в пределах раннего архея*.

Совокупность приведенных данных, с одной стороны, указывает на то, что распределение тепловой энергии в земной коре эзогея не могло быть обусловлено конвективной передачей, контролируемой более или менее локализованными структурами. С другой стороны, геолого-историческая уникальность термальной ситуации при геотермально-статическом метаморфизме исключает предположение о кондуктивном теплопереносе. Наиболее вероятно допущение, предполагающее генерацию в эзогея энергии непосредственно во внешних оболочках Земли. Подробнее этот вопрос затронут в конце книги при рассмотрении примеров построения теоретических моделей.

Начальный метаморфизм

На границе раннего и позднего архея геотермальный режим Земли изменился очень резко: значительно уменьшилось влияние экзознергетических факторов, существенную роль в энергетическом балансе планеты, по-видимому, стала играть энергия гравитационной дифференциации, возросла диссиpация тепла в связи с развитием гидросферы и т.д. В этих условиях фоновый геотермально-статический метаморфизм в новом геохроне вне структур, локализующих аномальные тепловые потоки, по уровню не превышал зеленосланцевой фации, высокоградные преобразования реализовались лишь в связи с плутонометаморфизмом, обусловленным тектоническим перемещением глубинных масс — энергоснителей.

Преобразование осадочных горных пород в неогее вне зон деструкции в большинстве случаев протекает на уровне метагенеза, в крайнем

* Метаморфизм гранулитовой фации на более поздних стадиях развития земной коры проявлялся в иных геотектонических условиях, преимущественно в связи с плутонометаморфическими явлениями.

случае — на уровне низшей субфации зеленосланцевой фации. В чехле континентальных платформ эти преобразования достигают максимума в областях накопления осадков большой мощности, в передовых прогибах, а также во впадинах внутриконтинентальных и окраинных морей на ранних стадиях их развития, будучи связаны в основном с кондуктивным и отчасти диффузионно-конвективным тепловым потоком. На поздних стадиях развития отрицательных структур в связи с развитием разломов в энергетическую систему включаются локальные конвективные теплопотоки, но и их воздействие, по-видимому, не приводит к формированию высокотемпературных минеральных ассоциаций.

При выделении начального метаморфизма встает вопрос об определении его границы с процессами, относимыми к литогенезу и метагенезу. Между диагенезом, завершающим литогенез, и катагенезом, представляющим, по Н.М. Страхову, начало метагенеза, граница в принципе вполне отчетлива. В процессе седimentогенеза образуется осадок, представляющий собой неустойчивую физико-химическую систему — в нем содержатся разнообразные реакционноспособные вещества: органические остатки, кислород, реликтовая вода, не насыщенная компонентами, входящими в осадок, и т.д.

Диагенез — совокупность процессов, приводящих систему в равновесное состояние в условиях ее возникновения на дневной поверхности и превращающих осадок в горную породу. Его движущим фактором являются внутренние противоречия между компонентами осадка. Все последующие преобразования вызваны неравновесностью горной породы с внешними факторами, меняющимися в зависимости от изменения условий ее залегания, т.е. здесь действуют противоречия между вещественным составом породы и той обстановкой, в которую она попадает.

Значительно менее отчетлива и в большей мере условна граница между катагенезом, метагенезом и метаморфизмом, так как все эти процессы сопровождают захоронение пород и погружение их на все большие глубины. Катагенез, по определению И.В. Логвиненко, представляет собой "изменение осадочных пород в стратисфере при повышении давления и температуры в присутствии подземных вод и поровых растворов", так что факторы катагенеза, метагенеза и метаморфизма по сути одни и те же. Очевидно, в таких условиях граница между ними может быть проведена лишь условно по появлению некоторых типоморфных минералов. В.С. Соболев [41] определяет нижнюю границу метаморфизма на температурном уровне 300–350 °C по реакции образования серицита. Другие авторы (Фрей, Ханцикер) — по переходу гидрослюды 1 M_d в мусковит (фенит) 2 M_1 , но какой-либо новый фактор, обуславливающий искошенную границу, при этом не называется. К тому же граница между метагенезом и метаморфизмом затушевы-

вается метасоматическими явлениями, значение которых весьма велико на всех стадиях формирования горных пород. Метасоматические процессы, начинающиеся при диагенезе, продолжаются и в постлитогенную стадию. Масштабы их настолько велики, что в некоторых случаях приводят к образованию, например, огромных масс сидерита, магнезита и других минералов, выступающих в качестве полезных ископаемых.

Свообразны процессы, протекающие на границе литогенеза и метаморфизма на обширных океанических платформах в субаквальных условиях.

При взаимодействии базальтов, составляющих первичную основу океанической коры, с морской водой происходит образование палагонита и железистого смектита, что сопровождается выносом кальция, магния, части железа и накоплением кремния, натрия, калия, лития, рубидия, стронция и других гранитофильных компонентов. Выделяется свободный кремнезем в виде опала и кристобалита, калиевого полевого шпата, слоистых силикатов. В результате породы первого и верхней части второго слоев океанической коры испытывают, по выражению А.Г. Коссовской, "эмбриональную гранитизацию". В определенных случаях вещественные преобразования сопровождаются структурной перестройкой с возникновением сланцевых текстур. Такие явления связываются с тектоническими движениями вдоль разломов, причем М.С. Красс и некоторые другие исследователи считают, что дифференциальные движения в породах океанического дна могут быть обусловлены латеральным "расползанием" основания гравитационно неустойчивых подводных возвышенностей типа гайотов и коралловых островов. Предполагается, что в таких условиях под вулканогенными толщами могут возникать метаморфогенные образования, отторженцы которых и представляют находки метаморфитов в зонах крупных разломов, глубоководных желобов и других участках океанического дна. Мощность таких образований обычно не превышает нескольких десятков метров.

Рассматривая начальный метаморфизм вообще, отметим, что осадочные серии в некоторых отрицательных структурах погружаются на глубины 12–15 км и более и тем не менее минеральные преобразования в них не достигают высокого фациального уровня. По геофизическим данным изотерма Кюри, фиксирующая температуру около 650 °С, в тектонически пассивных зонах располагается на уровне или ниже поверхности Мохо. Исходя из этого можно заключить, что по крайней мере в неогее в пределах "осадочного" слоя, составляющего обычно не более 1/3 мощности земной коры, температура лишь в отдельных случаях превосходит кинетический порог метаморфизма. В консолидированной же части коры, испытавшей ранее высокотемпературный метаморфизм, в таких условиях возможны лишь регressiveные преобразования.

Зеленокаменный метаморфизм

Зеленокаменным метаморфизмом или зеленокаменным перерождением традиционно именуется совокупность низкотемпературных преобразований вулканогенных комплексов, формирующихся в субмаринных условиях, которые выражаются в замещении высокотемпературных преимущественно безводных минералов и вулканического стекла цеолитами, альбитом, хлоритом, серицитом, эпидотом, актинолитом и некоторыми другими минералами. Весьма характерно наличие среди новообразований метастабильных реликтов — не полностью замещенных пироксенов и основного плагиоклаза. Другая особенность изменения вулканитов — сохранение первичных структур и текстур исходных пород, свидетельствующих об отсутствии в ходе минерального преобразования пород дифференциальных движений и стрессовых нагрузок.

Главной областью проявления зеленокаменного метаморфизма являются тафрогенные зоны зрелых срединно-океанических хребтов и интрападуговых рифтов, развивающихся в режиме преобладающего растяжения. Особенностями такого геодинамического режима обусловлены структуры формирующихся здесь метаморфических пород, отсутствие минералов, фиксирующих динамическое давление и сохранность метастабильных фаз. Судя по характеру пространственного размещения субфаций, температурный режим в зеленокаменных комплексах отличается относительной выдержанностью при общем нарастании температуры с глубиной и появлением локальных термальных аномалий. Такое температурное поле может возникнуть под действием однородного повышенного теплового потока, обусловленного подъемом разогретых подкоровых масс и осложненного локальными повышениями в связи с отдельными магматическими очагами и воздействием гидротерм.

Автометаморфическое преобразование под воздействием комбинированных ювенильно-коровых растворов претерпевают и интрузивные породы формирующихся в рифтогенных зонах офиолитовых ассоциаций. Гипербазиты в зонах зеленокаменного перерождения подвергаются массовой серпентинизации — петельчатой лизардитизации, реже — антигоритизации [12]. Такая ранняя серпентинизация характеризуется прежде всего незавершенностью, выражющейся в частичном замещении главных породообразующих минералов (в основном оливина) петельчатым лизардитом и гребенчатым антигоритом (рис. 7, а, б), в результате чего обычно сохраняются первичные структуры и текстуры пород. Второй особенностью этой серпентинизации является отсутствие в породах магнетита, свойственного более поздним аллометаморфическим преобразованиям. Интенсивные метасоматические процессы, накладывающиеся на зеленокаменно измененные гипербазиты, наблюдаются вблизи зон проницаемости, где движение растворов приобретает

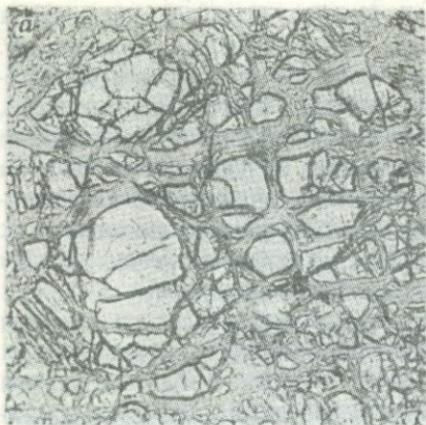


Рис. 7. Замещение оливина петельчатым лизардитом (а), гребенчатым антигоритом (б) при зеленокаменном метаморфизме и развитие ленточного лизардита (в) при зеленосланцевом метаморфизме гипербазитов (Средний Урал). Ув. 30, а – без анализатором; в – с анализатором

инфилтратационный характер, что фиксируется проявлением специфических ленточных структур (см. рис. 7, в).

Отсутствие магнетита наряду с наличием в гипербазитах многих массивов когенита и самородного железа, а также вхождение железа в кристаллическую решетку лизардита указывают на восстановленный характер растворов, сопровождающих и обусловливающих зеленокаменные изменения.

Габбро в зонах зеленокаменного метаморфизма претерпевает также достаточно интенсивные преобразования, проявляющиеся в уралитизации пироксена и соссюритизации плагиоклаза.

Большинство исследователей рассматривали зеленокаменное перерождение вулканитов как метаморфизм нагрузки (Н.А. Елисеев), пог-

ружения (Г. Винклер), погребения (Д. Кумбс). На эту мысль наводит упомянутая вертикальная зональность зеленокаменных комплексов. Однако наблюдения показывают, что метаморфические процессы протекают здесь на относительно небольших глубинах (значительно меньших, чем рассмотренный выше начальный метаморфизм) под влиянием четко локализованных термальных аномалий. Ведущая роль при этом принадлежит передаче тепла с глубины конвективным путем на относительно высокие структурные уровни, а не погружению геологических комплексов в области высоких температур, обусловленных общим геотермическим градиентом и кондуктивной теплопередачей.

Несмотря на то, что зеленокаменный метаморфизм реализуется в условиях самой эффективной конвективной передачи энергии, общая относительно малая глубинность процессов и субаквальная обстановка определяют высокую диссиацию тепла, в результате чего метаморфические реакции часто оказываются незавершенными, а температурный уровень их не превышает зеленосланцевой фации*. Давление водной толщи мощностью 2–3 км обеспечивает сохранение газовой фазы внутри вулканитов, при взаимодействии которых с морской водой происходят спилитизация, региональная пропилитизация и другие метасоматические процессы.

Зеленокаменное изменение пород, носящее в целом регressiveный характер, осуществляется в значительной мере под воздействием вулканических термальных растворов. Этот процесс может протекать как субизохимически, так и аллохимически. К числу субизохимических относятся процессы гидратации (или дегидратации) минералов. Аллохимические изменения определяются дифференциальной подвижностью некоторых компонентов, в первую очередь высокой подвижностью натрия во флюиде, имеющем восстановленный характер. Перемещаясь в потоке растворов, натрий вытесняет из пород калий и кальций. Последний, мигрируя вверх, приводит к образованию в вышележащих толщах пумпелита, пренита и кальцита, чем подчеркивается термальная вертикальная зональность. В ряде случаев устанавливается вынос из пород кремнезема с образованием кварцевых жил [3].

Зеленокаменное перерождение представляет собой прежде всего конседиментационное преобразование вулканогенных пород и отчасти сопровождающих их геологических образований, включающее автометаморфизм, контактное взаимодействие, региональную пропилитизацию и постмагматический гидротермальный метасоматоз.

* В то же время это не просто приповерхностные процессы, о чем свидетельствует постоянство облика зеленокаменных пород в значительно эродированных поясах такого типа разных эпох до позднего архея включительно.

Зеленосланцевый метаморфизм

Зеленосланцевым метаморфизмом принято считать структурно-вещественные преобразования горных пород, сопровождающие относительно интенсивные тектонические дислокации в связи с формированием складчатых структур и разрывных нарушений взбросо-сдвигового характера. Метаморфизм этого типа широко развит в пределах мегаструктур, испытавших восходящие движения как в эв-, так и в миогеосинклинальных зонах подвижных поясов, а также в авлакогенах и зонах тектонической активизации. Разница между близкими по уровню зеленокаменным и зеленосланцевым метаморфизмом заключается не столько в особенностях возникающих минеральных ассоциаций, сколько в геодинамических и геоэнергетических условиях их проявления, характере локализации и структуре преобразованных пород.

В отличие от зеленокаменного перерождения, протекающего в относительно спокойной тектонической обстановке в условиях общего растяжения, зеленосланцевый метаморфизм реализуется в условиях сжатия. Если первое обладает некоторой вертикальной зональностью, усиливаясь с глубиной, то степень зеленосланцевых преобразований не зависит ни от глубины залегания, ни от генезиса, ни от возраста пород, нарастая лишь по мере увеличения интенсивности проявления тектонических процессов. Главным фактором зеленосланцевого метаморфизма служат сквозные дифференциальные движения, которые определяют возникновение в породах сланцеватых текстур. Несмотря на невысокие температуры, метаморфические реакции проходят здесь весьма интенсивно и реликтовые структуры, как правило, отсутствуют.

Зеленосланцевый метаморфизм наиболее выразительно проявляется в энергетически нейтральных осадочных, в особенности песчано-глинистых, толщах и остывших вулканитах. Интенсивность изменения горных пород при этом возрастает, подчиняясь интенсивности дислокаций – тектонофациальной зональности. Минеральные преобразования происходят в породах, профиль нарушенности которых соответствует тектонофациям V–X по десятибалльной шкале Е.И. Паталахи [32]. А.И. Лукиенко и В.А. Дербенев отмечают, что различия тектонических напряжений находят отражение в характере возникающих минеральных ассоциаций: вдоль поверхностей скальвания располагаются листовые силикаты – серицит, хлорит, стилпномелан, а также гематит и графит, а в сопряженных раздвиговых микрощвах образуются альбит, эпидот, карбонат, кварц. При усложнении дислокаций ориентировка анизотропных минералов подчиняется пространственному распределению возникающих динамических напряжений.

В наивысшей тектонофации горные породы претерпевают полное преобразование: песчаники соответствующего состава превращаются в кварц-альбит-хлорит-серицитовые сланцы, алевролиты – в кварц-

хлорит-серицитовые, порфиры — в альбит-актинолит-хлоритовые сланцы и т.п.

Зональность зеленосланцевых изменений, чередование участков слабо и интенсивно преобразованных пород, располагающихся на одной и той же глубине, отсутствие следов внешнего термального воздействия — все указывает на то, что метаморфические реакции в данном случае осуществлялись главным образом за счет энергии тектонических деформаций.

Горные породы, идентичные по составу и структуре зеленым сланцам, возникающим в ходе рассматриваемого типа метаморфизма, образуются и при метаморфизме других типов — во внутренних зонах плутонометаморфических комплексов сиалического профиля, в лежачих крыльях структур, связанных с развитием симатического плутонометаморфизма, и т.д. Но это лишь проявления петрогенетической конвергенции. Собственно зеленосланцевый метаморфизм как особый геологический тип минеральных преобразований развивается вне зависимости от других типов в специфической геодинамической обстановке под воздействием определенных геологических факторов.

Нередко зеленосланцевый метаморфизм выступает как диафторез, накладываясь на продукты метаморфизма различных типов в связи с последующими тектоническими событиями. В ряде случаев зеленосланцевому метаморфизму сопутствует преобразование пород под воздействием термальных растворов того или иного происхождения, такие явления, очевидно, следует рассматривать как полиметаморфизм.

В петрохимическом отношении зеленосланцевый метаморфизм изучен недостаточно, однако установлено, что при высокой интенсивности процесса в породах меняется не только содержание H_2O и CO_2 , но также щелочей и кремнезема.

Глаукофансланцевый метаморфизм

Глаукофансланцевый метаморфизм отчетливо выделяется среди других типов метаморфизма пространственной приуроченностью к зонам конвергентного соединения литосферных плит — как океанических с континентальными, так и континентальными между собой.

Сейчас можно считать достаточно надежно установленным ведущее значение повышенного давления при образовании глаукофана содержащих ассоциаций. По температурному уровню они соответствуют зеленосланцевой и низам эпидот-амфиболитовой фаций. Характерными минералами, входящими в парагенезисы голубых сланцев, кроме глаукофана являются лавсонит, арагонит, стильномелан, фенгит, жадеитовый пироксен, существенно спессартиновый гранат.



Рис. 8. Соотношение высокобарических минеральных ассоциаций с гранитоидными образованиями (Полярный Урал):

а — развитие глаукофан-эпидотового прожилка (темное) в плагиограните. Ув. 30, с анализатором; *б* — развитие граната и омфацита на границе амфиболизированного перидотита с пегматитом. Штупф

В пределах глаукофановой фации в широком смысле выделяется несколько субфаций. Наиболее отчетливо здесь можно различать три подразделения: лавсонитсодержащие породы без глаукофана, глаукофан- и лавсонитсодержащие и, наконец, гранат-глаукофановые ассоциации. Характерно, что развиваются они по самому разнообразному субстрату — от основных эфузивов до метапелитов и гранитоидов (рис. 8). Вполне типично порфиробластическое и прожилковое выделение глаукофана, протекающее, по-видимому, аллохимически, хотя при формировании глаукофановых сланцев по базальтоидам этот процесс осуществляется изохимически или субизохимически. Весьма симптоматично наличие среди глаукофансланцевых комплексов тел эклогитов, но равновесной породной ассоциации они не образуют: обычно глаукофан диафторически развивается по эклогитам.

Глаукофансодержащие породы слагают удлиненные тела мощностью в десятки метров и протяженностью до первых километров. Глаукофан-сланцевые пояса прослеживаются (с перерывами) на тысячи километров.

Геодинамическая сущность тектонической позиции глаукофан-сланцевых поясов, несмотря на множество работ в этой области и обилие интересных гипотез, во многом еще не ясна. Некоторые исследователи (Г. Винклер), а также авторы изданной в 1975 г. брошюры, сопровождающей "Карту метаморфических поясов СССР", связывают возникновение глаукофан-лавсонитовой и глаукофан-эпидотовой ассоциаций с начальной стадией развития ортогеосинклинальных систем, в ходе которых осуществлялся так называемый метаморфизм погружения. Однако, с одной стороны, узкую локализованность глаукофановых пород в зонах, ширина которых измеряется десятками или сотнями метров, и устанавливающийся таким образом высокий градиент давления трудно объяснить литостатической нагрузкой, возникающей при глубоком погружении. С другой стороны, начальные стадии развития геосинклиналей протекают, по-видимому, преимущественно в условиях растяжения, и при этом динамическое сверхдавление возникнуть не может. На этих стадиях происходит зеленокаменное перерождение, а глаукофан-сланцевый метаморфизм осуществляется позже при сжатиях синхронно с зелено-сланцевым метаморфизмом, проявляясь неоднократно в зонах повышенных давлений.

Одна из особенностей геологических соотношений — быстрая смена высокобарических минеральных ассоциаций обычными зелено-сланцевыми парагенезисами — свидетельствует о высоком градиенте главного фактора образования лавсонит-глаукофановых ассоциаций, каким является давление.

Наиболее распространенная гипотеза возникновения глаукофан-сланцевых поясов, сформулированная А. Миасиро [49] и развиваемая многими исследователями, предусматривает образование глаукофановых сланцев при погружении "холодной" океанической литосферной плиты под континентальную на глубину, обеспечивающую давление, достаточное для возникновения высокобарических минеральных ассоциаций. Гипотеза хорошо объясняет линейный характер зон рассматриваемого типа, приуроченность их к разломам, разделяющим области с континентальной и океанической корой, сочетание высокого давления и низкой температуры минералообразования и другие их особенности. Однако она встречает серьезные препятствия при объяснении механизма обратного выхода на высокие структурные уровни части литосферной плиты, испытавшей глубокое погружение на десятки километров, что особенно сложно представить при большой — в тысячи километров — протяженности глаукофан-сланцевых поясов. В частности, вряд ли все выделяемые на Японских островах высокобарические комплексы

(Сангун, Самбагава и Камуикотан), послужившие прототипом теоретической модели, испытали глубокое погружение, а затем в разное время были возвращены обратно на один и тот же уровень, соответствующий формированию комплексов низкого давления (Хида, Рёке и др.). И тем более субдукционная модель не подходит для объяснения условий образования глаукофансланцевых и эклогитовых ассоциаций по породам сиалического фундамента и орогенным комплексам в Западных Альпах, восточной зоне Эллинид и других регионах.

Очень интересно выдвинутое А.А. Маракушёвым объяснение возможности образования глаукофана в породах без участия высокого давления за счет натриевого метасоматоза под воздействием глубинного восстановленного флюида. Однако восстановленный характер флюида и натриевая специализация характерны и для зеленокаменного метаморфизма, да и содержание натрия в глаукофановых сланцах обычно не выше, чем в аналогичных неизмененных породах. В то же время термобарические данные неуклонно свидетельствуют об условиях высокого давления при возникновении минеральных парагенезисов, характерных для рассматриваемой группы пород.

Большой интерес представляет высказанное Н.Л. Добрецовым и другими исследователями мнение о ведущей роли в образовании высокобарических ассоциаций флюидного сверхдавления, что хорошо увязывается с нередко наблюдающейся слабой дислоцированностью глаукофансодержащих пород*. Но объяснить синхронное возникновение флюидного давления в столь протяженных поясах за счет реакций быстрой дегидратации довольно трудно, тем более, что глаукофан сам в ряде случаев образуется в процессе гидратации безводных пород, например эклогитов.

Один из наиболее протяженных глаукофансланцевых поясов, прослеживающийся с перерывами на 2000 км вдоль Уральского подвижного пояса (рис. 9), приурочен к структурному шву, отделяющему энгено-синклинальную зону от миогеосинклинальной, который трактуется с мобилистских позиций как граница, разделяющая палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы Уральского подвижного пояса. Почти повсеместно глаукофан формируется здесь как в пределах палеоокеанического, так и палеоконтинентального блоков. Это обстоятельство, а также наличие ответвлений и узких параллельных зон развития глаукофановых ассоциаций в пределах терригенных миогеосинклинальных комплексов, неравномерность распределения минералов говорят о том, что описываемые геологические комплексы никогда не испытывали

* Это обстоятельство окончательно исключает предположение о двухкратном тектоническом перемещении комплексов вдоль тектонических швов – вниз и вверх.

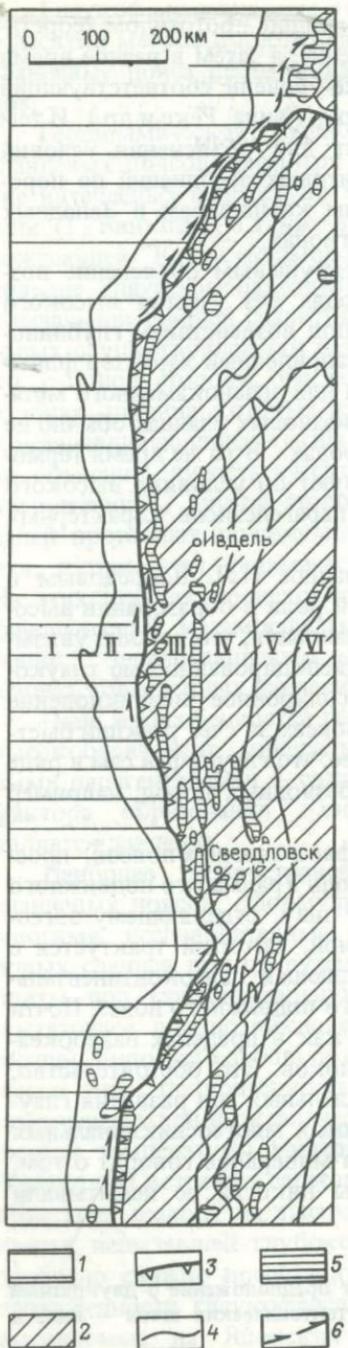


Рис. 9. Реологическая позиция глаукофановых сланцев в Уральском подвижном поясе:
1, 2 – секторы: 1 – палеоконтинентальный, 2 – палеоокеанический; 3 – Главный Уральский глубинный разлом; 4 – границы региональных структурных зон; 5 – габбро-гипербазитовые массивы; 6 – глаукофановые сланцы.

Цифры на карте – главные структурные зоны:

I – Восточная окраина Восточно-Европейской платформы, II – Центрально-Уральское поднятие, III – Тагило-Магнитогорский прогиб, IV – Восточно-Уральское поднятие, V – Восточно-Уральский прогиб, VI – Зауральское поднятие

погружения на глубины, соответствующие "необходимому" давлению.

Геологическими наблюдениями в ряде случаев устанавливается синтектоническое возникновение глаукофана в породах, подтверждающее прямую связь этих процессов. Об этом же свидетельствуют радиогеохронологические определения. Так, на Урале по совокупности всех имеющихся данных выделяются четыре стадии образования глаукофановых ассоциаций в интервалах 420–400, 360–340, 290–280 и менее 240 млн. лет в связи с соответствующими эпохами диастрофизма [15, 23].

Развитие глаукофана в различной кинематической обстановке – в недислоцированных породах и бластомилоните, появление его в вулканитах эвгеосинклинального комплекса и терригенных породах континентального блока, приуроченность к становлению оphiолитов – все многообразие ситуаций, очевидно, указывает на широкий диапазон геологических условий рассматриваемого типа метаморфизма, который при детальном изучении может быть подразделен на определенные

подтипы. Однако общая геотектоническая позиция их — приуроченность к конвергентным окраинам континентов — достаточно стабильна. Соответственно главным фактором, определяющим их возникновение, следует считать динамическое давление, представляющееся в зонах коллизии литосферных плит. Определенную роль при этом, по-видимому, играет специфический флюидный режим.

Характерна приуроченность к глаукофансланцевым поясам других высокобарических образований — эклогитов, хотя взаимосвязь их во многом еще не ясна. Эклогиты, вероятно, образуются в различных геодинамических ситуациях, и среди них может быть выделено не менее четырех групп:

1) глубинные — "мантийные" эклогиты, наблюдаемые в виде включений в кимберлитах и щелочных базальтоидах;

2) эклогиты и эклогитоподобные породы в стабильно высокотемпературных комплексах, возникающие в связи с локальным проявлением динамического давления — эклогиты в гранулитах;

3) эклогиты в глаукофансланцевых поясах при сопряжении их с термальными аномалиями, вызванными плутонометаморфическими явлениями;

4) эклогиты, чаще — эклогитоподобные породы и гранат-цизитовые амфиболиты, образующиеся в зонах повышенных давлений при сиалическом плутонометаморфизме.

В первом случае они формируются в стабильном поле "своей" фации как по температуре, так и по давлению. Во втором — в стабильных температурных условиях и при локально возникающем динамическом давлении. В третьем — в протяженной зоне повышенных давлений локально проявляются термальные аномалии. И наконец, возникновение эклогитов четвертой группы обусловлено локальным повышением температуры и давления в связи с формированием гнейсовых диапироидов.

Эклогиты, закономерно ассоциирующие с глаукофановыми сланцами, в свою очередь гетерогенны. Для одной группы эклогитов по наличию реликтов исходных пород, постепенных переходов, зональности (см. рис. 8) можно отчетливо установить "местное" происхождение. В глаукофансланцевых зонах, сопряженных, например, с тектоническим становлением офиолитов, они обычно развиваются по габброноритам.

Наряду с этим во многих регионах мира среди глаукофановых сланцев и даже в обрамлении мигматитовых комплексов обнаружены эклогиты, несущие признаки глубинного происхождения, в частности алмазоносные. Это явление еще не нашло удовлетворительного объяснения.

В общей геологической истории развития земной коры глаукофановые сланцы наиболее широко распространены в структурах альпийского орогенеза, несколько менее — в варисцидах и каледонидах. Дан-

ные о байкальском возрасте глаукофациовых сланцев исключительно скучны и еще недостаточно надежны. В нижнепротерозойских комплексах образования такого типа неизвестны. По этому поводу высказаны различные предположения: глаукофансланцевые комплексы уничтожены при последующем метаморфизме или полностью эродированы и т.д. Учитывая отсутствие, за редким исключением (например, Байкало-Витимская зона), в нижнепротерозойских комплексах типичных офиолитовых поясов, можно полагать, что на этом этапе развития внешних оболочек Земли в них не возникали соответствующие геодинамические ситуации.

Симатический плутонометаморфизм

Симатический плутонометаморфизм — совокупность метаморфических преобразований, сопровождающих становление на коровом уровне габбро-гипербазитовых комплексов в ходе перемещения в верхние структурные этажи мобилизованных масс меланократового основания энсиматических зон на различных стадиях формирования подвижных поясов.

К настоящему времени накоплен обширный эмпирический материал, позволяющий судить о закономерно направленном изменении габбро-гипербазитовых масс и сопряженных с ними метаморфических ассоциаций в связи с эволюцией геодинамического режима в данной структурной зоне. И хотя в процессе трансформации вещества в ряде случаев происходит регенерация его исходного состояния, в конечном итоге, особенно при наложении сиалического плутонометаморфизма, оно испытывает кардинальные изменения.

Совокупность имеющихся данных позволяет выделить в эволюции габбро-гипербазитовых комплексов три главных этапа, не считая наложенного на них метаморфизма других типов.

Начальным этапом формирования габбро-гипербазитовых комплексов можно считать образование офиолитовых серий на рифтогенной стадии развития подвижных поясов, примерами которых могут служить неоднократно описанный в литературе массив Троодос на о-ве Кипр, в меньшей мере — Норт-Арм-Маунтин в Ньюфаундленде и некоторые др. В комплексах этого типа располагаются (снизу вверх): серпентинизированные перидотиты; дуниты, верлиты и клинопироксениты; полосчатые габбро и габбро-нориты; диабазовый дайковый комплекс; базальтовый комплекс; комплекс "пиллоу-лав" базальтового и андезитового состава.

Предполагается, что вся серия пород или, по крайней мере, ее базитовая часть возникла в результате генерации магмы при частичном плавлении мантии в зоне рифтогенеза. Процесс этот был, по-видимому, неодноактным и достаточно многообразным.

Во многих габбро-гипербазитовых комплексах рассматриваемого типа фиксируется догаббровая серпентинизация гипербазитов, что свидетельствует о пульсирующем характере магматических и метаморфических процессов, находящем отражение в чередовании высокотемпературных преобразований мантийного вещества. Экзометаморфические явления представлены здесь концентрическим ореолом прогрессивного метаморфизма окружающих пород в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Значительно чаще в подвижных поясах различного возраста, начиная с раннего рифея, габбро-гипербазитовые комплексы наблюдаются в перемещенном состоянии в виде серии «массивов — "будинплутонов"» и тектонических пластин вблизи зоны своего изначального формирования или на некотором удалении от нее.

К числу первых можно отнести габбро-гипербазитовые комплексы Северного Прибайкалья, Тянь-Шаня, Султануиздага, Южных Альп, Берегового хребта Аляски и др. Особенno представителен в этой группе Платиноносный пояс Урала, протягивающийся на 900 км в пределах его главной эвгеосинклинальной зоны. Здесь среди вулканогенных и осадочных толщ нижнего палеозоя расположена серия сложно построенных концентрически-зональных габбро-гипербазитовых массивов, первичные минеральные парагенезисы которых радиохронологическими методами датируются, по данным М.А. Гаррис и А.П. Виноградова, как позднепротерозойские.

В ходе становления габбро и гипербазиты испытывали сложные метаморфические и метасоматические преобразования. Метаморфизм на уровне гранулитовой фации, результатом которого явились метагаббро, метадуниты, метапироксениты, сменялся процессами, протекавшими на уровне амфиболитовой фации с образованием диопсид-анортитовых амфиболитов, амфиболовых бластомильтонитов и т.д. [8]. Предполагается, что на некоторых стадиях эволюции комплекса возникали габброидные расплавы, дополнительно усложнившие термодинамические условия реализации петрогенетических процессов.

Массивы Платиноносного пояса сопровождают разнообразные породы метаморфического ореола, среди которых главную роль играют амфиболиты и роговики (рис. 10). Амфиболиты прослеживаются вдоль всей полосы габбро-гипербазитовых массивов, не обнаруживая прямой связи с каждым из них. По изменению состава амфиболитов устанавливается общая прогрессивная зональность, выраженная в повышении основности плагиоклаза, изменении состава амфиболя от актинолита до обыкновенной роговой обманки и появлении граната по мере продвижения к оси структуры, вмещающей габбро-гипербазитовый комплекс. Вокруг отдельных массивов формируются концентрические ореолы роговиков и кытлыметитов — пород сложного генезиса, имеющих облик мигматитов и в общих чертах представляющих собой диафторически



Рис. 10. Плутонометаморфический комплекс Платиноносного пояса Урала [4]:

1 – зеленосланцевый комплекс с телами серпентинитов; 2 – спилит-диабазовый комплекс; 3 – спилит-кварц-альбитофировый комплекс; 4 – андезитовый комплекс; 5 – осадки наложенных грабенов; 6 – Западно-Кумбинский разлом; 7 – гипербазиты; 8 – габбройды; 9 – кварцевые диориты и другие гранитоиды; 10 – альбит-эпидотовые амфиболиты; 11 – плагиоклазовые амфиболиты; 12 – гранатовые амфиболиты и плагиогнейсы; 13 – роговики

измененные роговики с разнообразными прожилками.

Роговики, состоящие из диопсида, гиперстена и лабрадора с примесью магнетита, в западном обрамлении габбровых массивов обычно обладают тонкополосчатой, часто плойчатой текстурой ("стресс-роговики", по А.А. Ефимову), свидетельствующей о формировании этих пород в условиях интенсивных динамических напряжений. На восточных же контактах роговики преимущественно массивны, нередко обнаруживают реликты структур исходных осадочных и вулканогенных пород. Таким образом проявляется асимметрия динамических напряжений при становлении габбро-гипербазитовых массивов.

Главной особенностью метаморфизма в рассматриваемой геодинамической ситуации является сочетание регressiveных преобразований, протекающих в габбройдах и ультрамафитах, с прогressiveными метаморфическими процессами в породах обрамления. Весьма существенно, что амфиболиты и роговики не составляют единого ореола.

Амфиболиты своим появлением и зональностью отражают региональную термическую структуру, а роговики — становление конкретных плутонических массивов. Упомянутая асимметрия динамической составляющей метаморфических образований свидетельствует о направленном по взбросовой поверхности перемещении вещества, в ходе которого реализовалась вся совокупность рассмотренных петрогенетических процессов.

Наиболее сложны и многообразны проявления симатического плутонометаморфизма, связанные с габбро-гипербазитовыми комплексами, претерпевшими значительное перемещение, как это имеет место во многих подвижных поясах — в Северных Аппалачах, Омане, в горах Эскамбрай на Кубе и в других регионах. Весьма отчетливо эти явления наблюдаются в габбро-гипербазитовых массивах, приуроченных к зоне сочленения эв- и миогеосинклинальных структур Урала. Особенно выразителен во многих отношениях Войкаро-Сынынинский массив — один из крупнейших офиолитовых аллохтонов мира. В строении этого массива выделяются три достаточно резко индивидуализированных комплекса пород, последовательно сменяющихся вверх по разрезу, образующих, по данным Г.Н. Савельевой, А.А. Савельева [34], пакет тектонических пластин, надвинутых на нижне-среднепалеозойские и более древние образования миогеосинклинальной зоны Урала (рис. 11).

Нижняя пластина, образованная хулгинским комплексом, имеет форму полосы шириной до 3–5 км, прослеживающейся вдоль западной части массива. В составе комплекса преобладают цоизитовые, гранат-цоизитовые, альбит-цоизитовые амфиболиты, в нижней части разреза перемежающиеся с гранат-мусковит-роговообманковыми, мусковит-кварц-альбитовыми кристаллическими сланцами. Вверх по разрезу постепенно увеличивается количество серпентинитов, серпентинизированных и амфиболизированных гарцбургитов, залегающих в виде линз и будин среди амфиболитов. Здесь же встречаются блоки двупироксеновых гранулитов, образовавшихся по габроноритам и обычно претерпевших наложенную амфиболизацию. Возможны гранат- и шпинель- содержащие минеральные ассоциации.

Нижней границей тектонической пластины, образованной хулгинским комплексом, служит зона амфиболовых бластомилонитов, под которой располагаются интенсивно дислоцированные и глаукофанизированные аповулканогенные зеленые сланцы и терригенные осадки миогеосинклинальной зоны.

Пайерский комплекс, сменяющий вверх по разрезу хулгинский, мощностью более 1000 м сложен в основном гарцбургитами и дунитами с небольшим количеством габроидов. Он перекрывает образования хулгинского комплекса, местами налегая непосредственно на вмещающие породы с образованием в подошве зон бластомилонитов меланжа, развитием зеленых и глаукофановых сланцев.

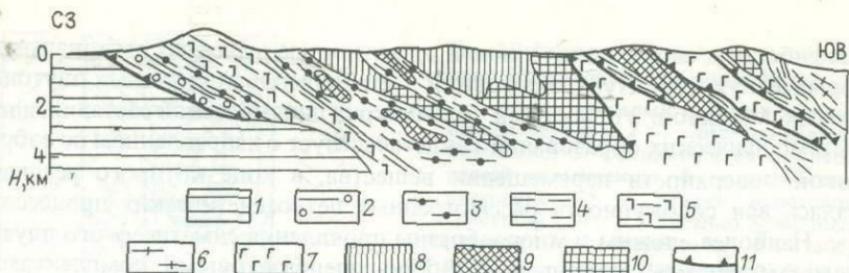


Рис. 11. Геологический разрез войкаро-сынинского офиолитового комплекса (Полярный Урал). По А.А. и Г.Н. Савельевым [34], с упрощениями:

1, 2 – ордовикско-нижнедевонские отложения – туфосланцы, андезито-базальтовые вулканиты, известковистые песчаники, кремнистые, углистые сланцы (1 – неметаморфизованные, 2 – метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации); 3–4 – амфиболиты (3 – гранат-цизитовые, 4 – плагиоклазовые); 5 – гранатовые гранулиты и эклогитоподобные породы апоноритовые; 6 – танталиты; 7 – габбро и габбродиабазы; 8 – клинопироксениты, троктолиты; 9 – гарцбургиты; 10 – дуниты; 11 – разрывные нарушения

Гарцбургиты пайерского комплекса преимущественно оливин-энstatитового состава представлены массивными или полосчатыми разностями и значительно серпентинизированы. Следует отметить широкое развитие в гарцбургитах пластических деформаций, структурные элементы которых иногда дискордантны по отношению к общей ориентировке Войкаро-Сынинского массива.

Дуниты слагают здесь изолированные тела, конформные по отношению к общей структуре массива. Выделяются по крайней мере две генерации этих пород, одна из которых представляет собой реститовый продукт преобразования мантии [34], в формировании второй разновидности определяющую роль играет метасоматическая "базификация" гарцбургитов. Среди продуктов преобразования гипербазитов весьма характерны войкариты, отвечающие по составу оливин-антigorитовым породам. Формирование этих и ассоциирующих с ними куммингтонитовых пород, по данным А.А. и Г.Н. Савельевых, происходило изохимически в $P-T$ условиях эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений.

Габброиды, приуроченные к верхней части разреза, в ходе метаморфизма превращаются в специфические актинолит-анортитовые породы, сходные с зеленокаменными габброидами Срединно-Атлантического хребта. Кровля пайерского комплекса представлена толщей амфиболизированных диабазов и габбродиабазов.

Завершается разрез Войкаро-Сынинского массива лагортинским габбро-тоналитовым комплексом, который занимает восточную часть массива и погружается к юго-востоку под эвгеосинклинальные образо-

вания палеозойд Урала. Породы лагортинского комплекса залегают на гипербазитах пайерского комплекса, а в южной части Войкаро-Сынинского массива — на хулгинском комплексе. Основание лагортинского комплекса сложено толщей апогаббровых амфиболовых бластомионитов, переходящих в кварцевые диориты, а затем — в биотит-рогообманковые тоналиты. Породы связаны между собой постепенными переходами, в них отмечаются зоны плагиогранитизации, образование гнейсоподобных пород и мигматитов.

Анализируя приведенный материал в целом, необходимо отметить, что в строении Войкаро-Сынинского массива сохранились многие черты офиолитовой ассоциации, хотя и претерпевшей существенные преобразования. Здесь еще более, чем в массивах Платиноносного пояса, проявилась анизотропия динамических напряжений, нашедшая отражение в характере метаморфических образований, в частности в возникновении в лежачем крыле структуры эклогитовых и глаукофансланцевых ассоциаций и формировании обратной зональности.

Ярким примером образования обратной зональности служит также комплекс Сент-Антони в Северных Аппалачах [46], в котором устанавливается воздействие блока перекристаллизованных перидотитов на подстилающие его вулканогенные и осадочные породы. В непосредственном контакте с перидотитами здесь располагаются породы, несущие следы интенсивного катабластеза: рогообманковые гранулиты и метагаббро и последовательно сменяющие их амфиболиты, эпидотовые амфиболиты и зеленые сланцы. Ниже по разрезу залегают не испытавшие существенного метаморфизма недеформированные вулканиты. Анализ равновесных минеральных ассоциаций в породах комплекса Сент-Антони показал, что милонитизированные перидотиты перекристаллизованы при температуре 900 — 950 °С, метагаббро — при 850 — 900 °С, пироксенодержащие амфиболиты образовались при 860 °С, мраморы — при 680 °С, эпидотовые амфиболиты — при 550—650 °С. Давление при метаморфизме составляло 0,7 — 1,0 ГПа в краевой части перидотитового массива, 0,3 — 0,5 ГПа в зеленых сланцах и амфиболитах и около 0,2 ГПа в вулканитах. Увеличение давления вверх по разрезу однозначно свидетельствует о его динамической природе.

Относительно причин метаморфических преобразований рассмотренного типа существует несколько точек зрения. Одни исследователи считают, что метаморфизм здесь связан с растворами, поступающими по глубинным разломам, другие рассматривают метаморфиты как составные части разнотипных офиолитовых комплексов, сформировавшихся на различной глубине и перемещенных в верхние горизонты коры [34]. Однако единообразие геологической обстановки во многих офиолитовых поясах мира, подчиненность термической и барической зональностей контурам массивов, высокий градиент термобарического поля указывают на то, что метаморфизм происходил здесь именно на

наблюдаемом структурном уровне, а источником тепла и избыточного давления являются симатические плутонические массы, аккумулятивно транспортирующие энергию глубин в верхние горизонты земной коры. Некоторые авторы считают, что определенную роль в рассмотренном процессе играло тепло, выделяющееся при трении. Этому противоречит то обстоятельство, что поздние подвижки в полихронных надвигах не сопровождаются термальным эффектом.

Подводя итог сказанному, необходимо отметить, что многообразные петрогенетические процессы, составляющие симатический плутонометаморфизм, начинаются на ранней рифтогенной стадии заложения подвижных поясов в ходе мобилизации мантийного вещества. В процессе развития подвижного пояса и перемещения габбро-гипербазитовых масс в верхние структурные этажи эндометаморфические процессы приобретают все более отчетливо выраженную регressive направленность и сопровождаются прогрессивными, сначала преимущественно термальными, а затем динамотермальными преобразованиями в породах обрамления. Формирующийся при этом метаморфический ореол существенно асимметричен прежде всего в отношении условий давления, в результате чего в лежачем боку термопротрузий возникает обратная термическая и барическая зональность. Процесс в общем имеет прерывисто-направленный характер, и вариации термодинамических условий сопряжены со сменой режима растяжения и сжатия, играющей ведущую роль в геодинамической эволюции подвижных поясов. Вероятно, рассмотренные явления прямо или косвенно влияют и на другие типы метаморфизма — зеленокаменное перерождение и сложно опосредованно на сиалический плутонометаморфизм.

Сиалический плутонометаморфизм

Сиалический плутонометаморфизм, обуславливающий формирование гнейсово-мигматитовых комплексов, можно отнести к числу самых распространенных петрогенетических явлений на всем протяжении геологической истории. Общая гранитизационная тенденция определяет его ведущую роль в образовании земной коры континентального типа. Наиболее широко этот метаморфизм развит в фундаменте древних платформ, однако особенно контрастно, с высокоградиентной зональностью * он проявлен в подвижных поясах неогея.

* Рассматриваемый тип метаморфизма, иногда называют зональным динамотермальным. Вряд ли это целесообразно, так как всякий метаморфизм как функция температуры и давления — динамотермальный процесс; зональностью же обладает большинство типов метаморфизма.

По набору формаций, составляющих субстрат мигматитовых комплексов, характеру тектонических структур, особенностям метаморфизма в них при достаточно глубоком эрозионном срезе отчетливо выделяются две главные структурные единицы, получившие название гнейсово-го ядра и его сланцевого обрамления [14].

Формации, слагающие гнейсовые ядра, отличаются исключительным однообразием: 80 – 95 % пород, являющихся субстратом мигматитов, составляют биотитовые плагиогнейсы и плагиоамфиболиты. Сланцевое же обрамление, в котором отражено проявлен метаморфизм рассматриваемого типа, развивается вокруг гнейсовых ядер за счет любых формаций – от терригенных и карбонатных до оphiолитовых.

В структурном отношении главной особенностью гнейсовых ядер служит директивное развитие в них брахиформных положительных структур, получивших название гнейсовых или гранитогнейсовых куполов, разделенных узкими веерообразными в разрезе и петлевидными в плане синклинирными зонами (рис. 12). Совокупность геологических данных свидетельствует о формировании этих структур в ходе диапироидного перемещения мобилизованных сиалических масс с глубин на относительно высокие структурные уровни.

В сланцевом обрамлении складчатость имеет линейный характер. Ориентировка структур в непосредственной близости от гнейсового ядра подчинена его внешним контурам, по мере удаления от него эта подчиненность ослабевает.

Отличие метаморфизма в гнейсовом ядре и сланцевом обрамлении заключается прежде всего в резкой разнице градиентов основных термодинамических параметров, определяющихся различной быстрой смены минеральных ассоциаций в пространстве. Породы, слагающие гнейсовые ядра, характеризуются выдержанностью метаморфизма на уровне амфиболитовой фации в пределах территорий, занимающих тысячи квадратных километров, образуя ареалы, именуемые в американской литературе "силлиманитовым плато". Наблюдающаяся здесь зональность связана преимущественно с метасоматическими явлениями, и прежде всего с гранитизацией, центрами которой служат упоминавшиеся выше куполовидные структуры. В направлении от синклинальных зон, разделяющих отдельные купола, к центру последних возрастает степень кристалличности пород, в плагиоклазе уменьшается содержание аортита, исчезают гранат, силлиманит, а в амфиболитах – пироксен, уменьшается количество амфиболя, появляется биотит и т.д.

Второй, создающий определенную неоднородность, фактор – образование кварц-мусковитовых и часто сопутствующих им кианитсодержащих ассоциаций, формирующихся в режиме кислотного выщелачивания в узких зонах вблизи структурных шовов – преимущественно вдоль границы гнейсового ядра и сланцевого обрамления, а также по пе-

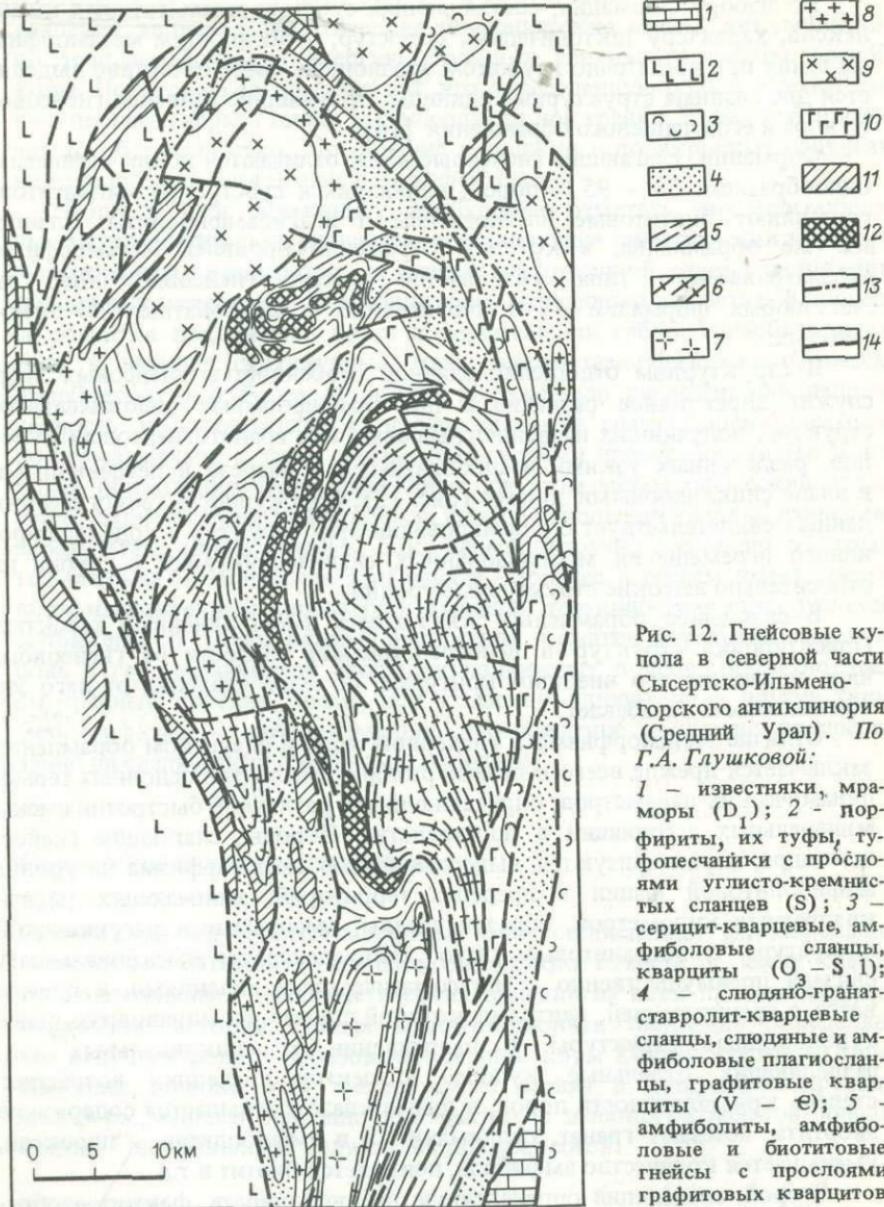


Рис. 12. Гнейсовые купола в северной части Сысерско-Ильменогорского антиклиниория (Средний Урал). По Г.А. Глушковой:

1 – известняки, мраморы (D_1); 2 – порфириты, их туфы, туфопесчаники с прослоями углисто-кремнистых сланцев (S); 3 – серицит-кварцевые, амфиболовые сланцы, кварциты ($O_3 - S_1$); 4 – слюдянно-гранат-ставролит-кварцевые сланцы, слюдяные и амфиболовые плагиосланцы, графитовые кварциты (V – E); 5 – амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы с прослойками графитовых кварцитов (rE_2); 6 – биотито-

вые и амфиболовые плагиогнейсы, мигматиты (rE_1); 7 – миаскиты, сиениты; 8 – граниты; 9 – тоналиты, гранодиориты, трондемиты; 10 – габбро, апогабброльевые амфиболиты; 11 – серпентиниты, тальк-карбонатные породы; 12 – оливин-энstatитовые и антофиллитовые породы; 13 – стратиграфические несогласия, осложненные разрывными нарушениями; 14 – разрывные нарушения

риферии некоторых куполов. Главная область кислотного выщелачивания — сланцевое обрамление.

Весьма существенное обстоятельство — наличие среди пород, слагающих гнейсовые ядра, реликтов минеральных ассоциаций гранулитовой фации — свидетельствует о регressiveном характере стабильного метаморфизма амфиболитовой фации.

Метаморфизм в сланцевом обрамлении имеет прогрессивную направленность и отличается четкой зональностью с высоким градиентом. Первой изоградой здесь чаще всего является изограда кианита. За ней последовательно располагаются изограды ставролита, граната, биотита, образуя метаморфическую зональность типа Барроу, неоднократно описанную в каледонидах Грампианских гор Шотландии, в Гренландии и Норвегии, в Аппалачском подвижном поясе и т.д. В других случаях в породах сланцевого обрамления в ассоциации с гранатом и ставролитом присутствуют кордиерит и андалузит, образуя зональность типа Бухан, описанную в Абердиншире, или типа Абакума — в Японии.

Используя эти данные, А. Миасиро выделил две фациальные серии и соответственно два типа метаморфизма: кианит-силиманитовый и андалузит-силиманитовый, широко применяемые в систематике метаморфогенных явлений. Однако в природе во многих случаях оба типоморфных минерала встречаются совместно. Так, наличие кианита и андалузита зафиксировано в метаморфических комплексах Пиренеев, Центрального Французского массива, Урала, п-овов Камчатки и Кореи, а также Японии, и даже в генотипическом кианит-силиманитовом комплексе Грампианских гор обнаружен андалузит, а в андалузит-силиманитовом комплексе плато Абакума — кианит [49].

Многочисленные геологические наблюдения свидетельствуют, что в случае совместного нахождения обоих минералов они не являются членами единого парагенезиса, а сменяют друг друга во времени (рис. 13), не представляя, как иногда предполагается, некоторой промежуточной по давлению серии. Очевидно, последовательное появление того или иного типоморфного минерала фиксирует изменения термодинамических условий по мере развития метаморфического комплекса. В других случаях кианит и андалузит встречаются в одном комплексе разобщенно, чаще всего кианит на крыльях крупных складок, а андалузит в их периклинальных частях, в тени стрессового давления, отражая динамическую анизотропию тектонической структуры [14].

Изложенные обстоятельства приводят к выводу о том, что классификационное значение кианит- и андалузитсодержащих ассоциаций весьма ограничено. Речь в этом плане может идти лишь о модификациях зональности минеральных ассоциаций, отражающих вариации в пространстве или смену во времени термодинамических условий при сиалическом плутонометаморфизме, но не о выделении на этой основе двух типов метаморфизма в одном ранге, например с глаукофансланце-

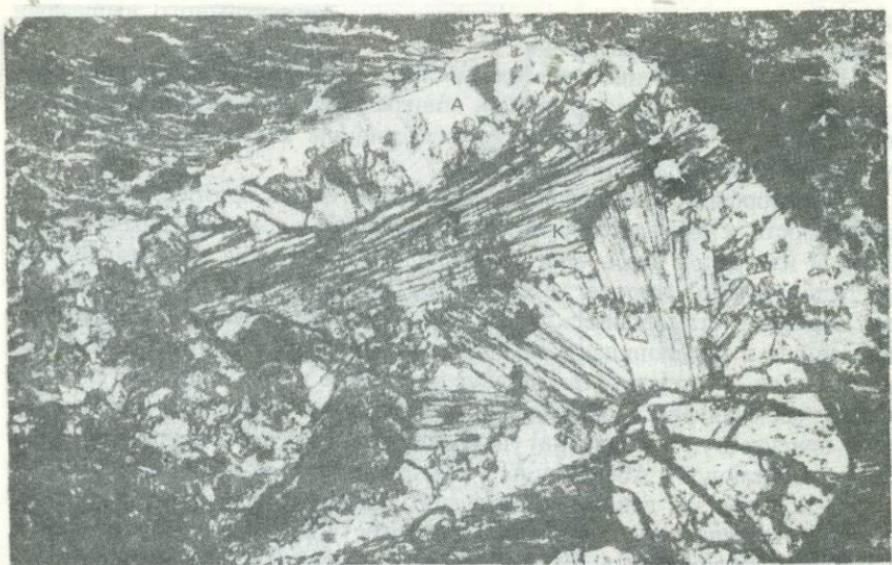


Рис. 13. Развитие кианита (К) по андалузиту (А) (Средний Урал). Ув. 40, с анализатором

вым метаморфизмом, как это имеет место в большинстве существующих схем.

Наиболее характерная особенность метаморфических комплексов рассматриваемого типа — аллохимические преобразования, направленность которых в гнейсовом ядре и сланцевом обрамлении существенно различна.

Во всем объеме гнейсовых ядер исключительно широко в самых разнообразных формах проявляется гранитизация. Наиболее ранняя — диффузная плагиогранитизация протекает изофициально и взаимообусловленно с метаморфизмом амфиболитовой фации и достигает максимума в сводовых частях купольных структур. На более поздних стадиях этот процесс сменяется калишпатизацией, контролируемой преимущественно зонами дизъюнктивной тектонической проработки.

Наряду с метасоматическими гранитоидами в характеризуемых комплексах чрезвычайно широко развита тонкая гранитная инъекция. Сочетание этих процессов в различной структурной и кинематической обстановке приводит к возникновению многообразных морфологических типов мигматитов: теневых, порфиробластических, птигматитовых и т.д. Характерно обилие даек гранитов, имеющих, очевидно, анатектическую природу и возникающих на поздних стадиях развития комплексов. В некоторых гнейсовых куполах и вдоль разломов, синхронных с формированием этих структур, располагаются массивы различ-

ных гранитоидов от монцодиоритов и плагиогранодиоритов, весьма близких по составу к биотитовым плагиогнейсам, до нормальных микролиновых гранитов. Особенности состава гранитоидов, взаимоотношения их с гнейсами, наличие одновременно скиаллитов и ксенолитов, положение в тектонических структурах указывают на реоморфическое происхождение большей их части. В зонах развития гнейсово-мigmatитовых комплексов широко распространены перемещенные гранитные интрузии.

В сланцевом обрамлении гранитизация происходит в несравненно меньших масштабах и разнообразии — в зонах, непосредственно примыкающих к гнейсовому ядру, ширина которых чаще всего не превышает десятков или первых сотен метров. Минеральные преобразования протекают здесь в режиме повышенной кислотности, определяющей относительное обогащение пород алюминием и кремнием с образованием ассоциаций типа мусковит — кварц, мусковит — гранат — кварц и т.п. Широкое проявление во внешних зонах сланцевого обрамления порфиробластического и прожилкового развития граната, амфибала, ставролита, карбонатов по породам самого различного состава можно рассматривать как своеобразную базификацию, масштабы которой не идут ни в какое сравнение с гранитизацией в гнейсовых ядрах, хотя они в общем сопоставимы с локальной гранитизацией во внутренних частях сланцевого обрамления.

Анализ геологических и радиогеохронологических данных свидетельствует о полихронности формирования гнейсово-мigmatитовых комплексов. Прежде всего здесь выделяются минеральные ассоциации, представляющие собой метаморфические образования эзгея, составляющие изначальную вещественную основу гнейсовых ядер. Кроме того, устанавливается серия этапов регressiveного преобразования этих пород, сопровождающихся гранитизацией, о чем подробнее будет сказано во второй части книги.

Относительно энергетических причин метаморфизма и гранитизации, обусловливающих формирование рассмотренных комплексов, высказано несколько гипотез, одни из которых отводят главную роль общему геотермальному прогреву в ходе глубокого погружения пород при развитии прогибов, другие — воздействию крупных гранитных масс или подъему высокогенергетической базальтовой магмы и т.п. Особое внимание привлекает роль в структурных и вещественных преобразованиях больших объемов горных пород древнего ядра, вокруг которого формируется столь выразительная метаморфическая зональность. Высказано предположение, что эти ядра являются центрами термальных аномалий в силу высокой кондуктивной теплопроводности слагающих их кристаллических пород.

С другой точки зрения относительно жесткие ядра в первую очередь подвергаются хрупким деформациям, превращающим их в каналы

термофлюидопроводности, или же такими каналами становятся криволинейные разломы, отделяющие ядра от более пластических пород обрамления. Приводятся также расчеты, позволяющие предполагать, что выделение тепла, обусловливающего все метаморфические и метасоматические явления, происходило за счет разрещения тектонических напряжений в зонах сочленения ядра и обрамления.

При всех обстоятельствах существенное значение в рассматривающих процессах имеет флюидный режим. Даже самые интенсивные петrogenетические преобразования, сопровождающиеся частичным плавлением вещества, именуемые ультраметаморфизмом, протекают не в наиболее высокотемпературных условиях гранулитовой фации, а в режиме существенного насыщения пород водным флюидом на среднетемпературном уровне амфиболитовой фации.

Рассматривая на основе имеющихся данных возможные способы и механизмы передачи энергии в постархейских подвижных поясах, можно полагать, что кондуктивная теплопередача значительной роли в данном случае играть не может, так как она зависит лишь от теплофизических свойств горных пород и не способна создавать ощутимых термальных аномалий. Как показывают результаты исследований, ожидаемые положительные аномалии в пределах областей только такой теплопередачи не создаются (например, на территории кристаллических щитов). Более эффективна в данном аспекте конвективная теплопередача, которая четко контролируется структурными особенностями земной коры. Интенсивность конвективной теплопередачи, в свою очередь, зависит от характера теплоносителя, которым может быть расплав или флюид.

Расплав является наиболее энергоемким теплоносителем. Это объясняется высокой температурой его подвижного состояния, а также возможностью выделения дополнительной энергии за счет скрытой теплоты кристаллизации при застывании. Несмотря на указанные обстоятельства, контактовый метаморфизм, как свидетельствуют геологические наблюдения даже вблизи самых крупных интрузий, проявляется лишь в узких зонах, ширина которых чаще всего измеряется метрами или десятками метров.

Флюид обладает значительно меньшей энергоемкостью, чем расплав. Лишь благодаря последовательному прохождению через единицу объема его значительного количества осуществляется прямое участие флюида в энергетическом балансе петrogenетических процессов. Наиболее эффективны в этом отношении глубинные восстановленные флюиды, вследствие окисления которых в узких зонах могут создаваться существенные термальные аномалии. Д.С. Коржинским, А.А. Маракушевым, С.П. Кориковским, В.В. Ревердатто, В.В. Ждановым и другими исследователями разработаны принципиальные схемы, предусматривающие развитие гранитизации и метаморфизма под влиянием "сквозь-

магматических", интрапеллурических глубинных растворов или совместного действия расплавов и флюидов.

Ф.А. Летников предполагает, что флюидизация литосферы за счет мантийных источников — главный фактор тепло- и массопереноса при формировании земной коры, определяющий не только вещественную, но и структурную ее эволюцию. По его мнению, образование гнейсовых куполов и валов под действием глубинных флюидов сопровождается возникновением разделяющих их депрессий, переходящих в троговые структуры и зеленокаменные пояса. Другие исследователи (В.Б. Болтыров, Г.Л. Митрофанов, В.С. Федоровский, С.Н. Иванов), наоборот, считают формирование гранитогнейсовых куполов и метаморфизм высоких фаций самопричинно связанными с энергопотоком, обусловленным развитием зеленокаменных поясов или крупных рифтогенных структур. Многие исследователи при этом подчеркивают, что гранитогнейсовые купола имеют длительную историю. Так, в Западном Забайкалье, Верхояно-Чукотской области и ряде других регионов установлено унаследованное их развитие от раннего протерозоя (и даже позднего архея) до позднего палеозоя и мезозоя. С одной стороны, учитывая связь формирования этих структурно-вещественных комплексов с глубинными источниками вещества и энергии, необходимо признать стабильность их положения в пространстве и отсутствие существенных горизонтальных перемещений участков земной коры относительно этих источников в длительном интервале времени. С другой — обращает на себя внимание отсутствие гранитогнейсовых куполов на огромных территориях океанических платформ и на континентах (в зонах развития океанической коры), на что неоднократно указывали Т.И. Фролова, К.Т. Буданова и др.

На основе изложенного Г.А. Кейльман, С.Г. Паняк и др., признавая существенную роль флюидных потоков в формировании гнейсово-мигматитовых комплексов, приходят к выводу, что только их воздействием, по-видимому, могло быть обусловлено лишь возникновение простых гранитогнейсовых куполов, образующих "стада" в областях развития самого раннего докембрия. Однако наблюдаемые в подвижных поясах неогея соотношения низко- и высокоградиентных метаморфических образований, прогressiveных и regressивных минеральных реакций, а также приуроченность рассматриваемых комплексов только к участкам с континентальной корой и другие факты требуют иного объяснения. Прямая взаимосвязь прогressiveной метаморфической зональности в сланцевом обрамлении с regressивными преобразованиями в гнейсовых ядрах, наличие минеральных ассоциаций высокого давления в зонах их сочленения, ряд структурных особенностей, свидетельствующих о диапироидном характере перемещения пластических блоков, — все это указывает на гнейсовые ядра как существенный источник энергии, аккумулированной на глубине и транспортированной на относитель-

но высокие уровни. По-видимому, кроме запаса глубинного тепла, заключенного в перемещающемся диапироиде, источником энергии, необходимой для создания вокруг гнейсowego ядра метаморфического ореола — сланцевого обрамления, служит ряд фазовых и кристаллохимических превращений, сопровождающих переход минеральных ассоциаций пород ядра от уровня гранулитовой фации на уровень амфиболитовой. К числу таких преобразований относятся экзотермические реакции гидратации изначально "сухих" минеральных ассоциаций, деанортитизации плагиоклазов, возрастание степени упорядоченности структуры калиево-натриевых полевых шпатов и т.д.

Сопоставление геологических ситуаций позволяет полагать, что рассмотренный тип метаморфизма в геоэнергетическом отношении по существу во многом сходен с симатическим плутонометаморфизмом, также обусловленным перемещением в верхние структурные уровни энергонасыщенных глубинных масс.

В заключение следует отметить, что модель зонального метаморфизма с древним ядром в основе в настоящее время получила широкое признание (В.И. Буданов и Н.Л. Добрецов, А.И. Ханчук и В.И. Шульдинер, А.А. Шафеев и др.).

Локальный метаморфизм

Локальный метаморфизм проявляется в узко ограниченном пространстве и обнаруживает прямую связь с вызывающими его факторами, в зависимости от характера которых выделяются контактный, динамический приразломный и метеоритно-ударный типы локального метаморфизма. Необходимо отметить, что перечисленные типы метаморфизма, хотя и обладают достаточно отчетливыми специфическими структурно-вещественными особенностями, в геодинамическом отношении имеют подчиненное значение к уже охарактеризованным типам регионального метаморфизма. Контактный и динамический типы метаморфизма занимают сопряженное положение по отношению к определенным проявлениям регионального метаморфизма. Так, контактный метаморфизм сопровождает главным образом становление аллохтонных и в меньшей мере параавтохтонных магматических массивов, связанных с формированием плутонометаморфических комплексов*. В автохтонных условиях контактный метаморфизм по сути полностью сливаются с плутонометаморфическими явлениями, что послужило в свое время причиной возникновения такого неопределенного понятия, как регионально-контактный метаморфизм. Приразломный динамометаморфизм в свою

* По образному выражению Ф.А. Летникова, все крупные массивы гранитоидов являются "зрелыми гранитогнейсовыми куполами".

очередь является составной частью зеленосланцевого и глаукофансланцевого метаморфизма, проявляясь независимо от них в очень ограниченном диапазоне геологических условий.

Что же касается метеоритно-ударного метаморфизма, то он в отличие от всех вышеперечисленных типов метаморфических преобразований, проявляющихся в связи с внутренней геодинамикой Земли, причинно обусловлен динамикой околосземного пространства и соответственно прямого отношения к проявлениям регионального метаморфизма не имеет.

Учитывая все сказанное, рассмотрим краткие характеристики упомянутых типов локального метаморфизма.

Контактовый метаморфизм – это процесс минерального преобразования, происходящий в горных породах под воздействием магматического расплава и его эманаций. Главные факторы метаморфизма этого типа – температура и интенсивное взаимодействие флюидов с твердой фазой. В зависимости от глубины формирования магматических тел меняются условия давления, и минеральные преобразования варьируют от пирометаморфизма под воздействием лав в приповерхностных зонах до глубинных процессов, смыкающихся с плутонометаморфизмом. Размер и характер метаморфического ореола являются функцией температуры расплава, размера интрузии и глубины ее формирования, в значительной мере определяющей особенности флюидного режима. В зависимости от этих параметров ширина (мощность) зоны влияния интрузивного тела может меняться от нескольких миллиметров до первых сотен метров.

Наиболее типичными продуктами термального контактowego взаимодействия интрузий с вмещающими породами являются роговики, а kontaktово-метасоматического процесса – скарны, грейзены, фениты и другие метаморфогенно-метасоматические образования.

Роговики – мелкозернистые, преимущественно массивные породы, в зависимости от температурных условий относящиеся к той или иной фации (см. рис. 3). По наборам наиболее часто встречающихся минералов в породах различного состава В.М. Гольдшмидт выделил десять классов роговиков (табл. 2). Благодаря четкости эта классификация не утратила значения и ныне.

Скарны – метасоматические породы, образованные известково-магнезиально-железистыми минералами (пироксены, гранаты, скаполиты, волластонит, эпидот и др.) и возникающие при взаимодействии карбонатных и силикатных пород с метаморфизующим флюидом* в интервале температур от 1000 до 450 °C. В зависимости от условий фор-

* Наряду со скарнами, образующимися в гипабиссальных условиях под воздействием постмагматических растворов, известны скарны, сопровождающие ультраметаморфизм и гранитизацию на больших глубинах.

Таблица 2. Классификация роговиков. По В.М. Гольдшмидту

Минерал	Классы роговиков									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Андалузит	+	+								
Кордиерит	+	+	+	+						
Плагиоклаз		+	+	+	+	+	+	+	+	
Биотит			+	+	+	+	+			
Гиперстен				+	+	+				
Диопсид						+	+	+	+	
Гроссуляр									+	
Волластонит										+

Примечание. От класса 1 к классу 10 содержание CaO увеличивается, а Al_2O_3 уменьшается.

мирования выделяются автоскарны, инфильтрационно-контактовые и диффузионно-биметасоматические скарны.

Определяющими факторами образования скарнов кроме температуры и глубинности являются: условия кристаллизации магмы (возможность отделения флюидов), преимущественно щелочной режим pH, а также состав пород, подвергающихся метасоматическим преобразованиям.

Грейзены — метасоматиты, образующиеся в связи с гранитным магматизмом в условиях преимущественно повышенной кислотности растворов в интервале температур от 500 до 300 °C по горным породам различного, главным образом анхигранитоидного, состава. Д.С. Коржинский рассматривает грейзены как продукт приконтактового выщелачивания.

Наиболее характерны для грейзенов кварц, мусковит, литиевые слюды, андалузит, турмалин, флюорит, топаз и рудные минералы (кассiterит, вольфрамит, молибденит, рутил и др.).

Фениты — высокотемпературные экзоконтактовые щелочные метасоматиты, образующиеся в связи с кристаллизацией щелочных и щелочно-ультраосновных интрузий. Это — существенно полевошпатовые породы, содержащие пироксен (эгирин), щелочные амфиболы, биотит, нефелин, обычно с апатитом, сференом.

К числу контактовых постмагматических образований относятся также березиты, листвениты, различные альбититы, вторичные кварциты и другие метасоматиты.

Приразломный динамометаморфизм объединяет минеральные преобразования, связанные с динамическим давлением и дифференциальными движениями в зонах разломов вне области влияния метаморфизма

других типов. В эту категорию не должны включаться милониты, ката-
лазиты и брекчии, образование которых не сопровождается возникнове-
нием новых минералов, а также всевозможные метасоматиты, приуро-
ченные к зоне деструкции как к флюидопроводнику и порой сущест-
венно оторванные во времени от формирования самого разлома.

Метаморфизм рассматриваемого типа чаще всего представляет собой частный случай зеленосланцевого метаморфизма. Однако в специфических ситуациях за счет тепла, выделяющегося при трении в зонах деструкции, температура достигает уровня плавления горных пород, что приводит к образованию так называемых псевдотахилитов. Но этот процесс отличается кратковременностью, и химического изменения вещества при этом не происходит.

Кроме наиболее обычных минералов зеленосланцевой фации (серпента, развивающегося по полевым шпатам, и хлорита — по темно-цветным минералам) при динамометаморфизме достаточно часто возникают антигорит, тальк, хлоритоид, стильпномелан, рутил, а на фоне повышенного теплового потока — дистен, ставролит, гранат и др.

Метеоритно-ударный метаморфизм связан с падением крупных метеоритов на поверхность Земли и в определенных условиях сопровождается перекристаллизацией, возникновением некоторых специфических минералов и частичным расплавлением горных пород. При этом возникает зональность — по направлению к центру от зоны деструкции до зоны плавления. В зоне деструкции горные породы раздроблены, минералы деформированы — изогнуты или разбиты трещинами. В промежуточной зоне они пронизаны трещинами, заполненными стеклом, а в центральной зоне все вещество переплавлено с образованием сплошных стекловатых масс.

В зоне деструкции или взрывных брекчий различаются два основных типа образований: перемещенные аллогенные брекчии внутренних частей кратеров и неперемещенные аутогенные брекчии в основании кратера. Породы первого типа состоят из неокатанных и неотсортированных обломков и глыб осадочных, изверженных и метаморфических пород, развитых в месте падения метеорита. Породы второго типа представлены интенсивно трещиноватыми и катализированными и иногда тонкоизмельченными породами, находящимися на месте первоначального залегания, с признаками ударного метаморфизма.

Среди переплавленных пород выделяются: 1) собственно импакти-
ты* — местные породы с различным количеством поли- и мономинераль-
ных стекол плавления; 2) зювиты — туфоподобные породы, состоящие
из обломков и бомб стекла (фледелей) с примесью обломков различ-
ных пород, скементированных тем же мелкораздробленным материалом,

* Некоторые авторы относят к импактитам все продукты ударного метамор-
физма.

и 3) тектиты — особые стеклянные тела с признаками переплавления и аблации в атмосфере.

В связи с фракционными явлениями в зоне аутигенных брекчий образуются псевдотахилиты. Здесь же под воздействием высокоскоростных деформаций без плавления могут возникать диаплектовые стекла.

Ударные кратеры в зависимости от силы удара и взрыва имеют разные размеры и представлены соответственно различным набором перечисленных образований, при этом тектиты часто отсутствуют. В вещественном выражении ударный метаморфизм, так же как и другие типы метаморфизма, реализуется как следствие повышения температуры и давления. Специфическими минералами ударного метаморфизма являются высокобарические модификации кварца — коэсит и стицит, гексагональная и кубическая разновидности алмаза, лонсдейлит и др.

На ранних стадиях развития Земли и других планет ударно-взрывные явления, связанные с падением метеоритов, вероятно, играли существенную роль в формировании их внешних оболочек. На этом основании В.Л. Масайтис предлагает рассматривать эти явления как особый петрогенетический процесс — коптогенез, в одном ранге с литогенезом, магматизмом и метаморфизмом. В неогее события такого рода имели спорадический, локальный характер. Завершая краткую характеристику геологических типов метаморфизма, отметим, что объединяющая их классификационная система, базирующаяся на геодинамическом анализе, может служить рациональной основой для выделения метаморфических формаций.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Расчленение и корреляция метаморфических толщ затруднены в связи со сложностью реставрации многократно преобразованного субстрата, с отсутствием в метаморфических толщах надежных опорных горизонтов, редким нахождением органических остатков, необходимых для определения возраста и стратиграфических построений, и т.д. Учитывая положительный опыт формационного подхода к изучению осадочных и магматических образований, можно считать, что он окажется действенным и при анализе наиболее сложных метаморфических комплексов.

Терминология и существующие представления

Среди специалистов, занимающихся проблемой формационного анализа, нет единогласия в необходимости и возможности его использования применительно к метаморфическим породам. Несмотря на многочисленные работы, посвященные обоснованию выделения метаморфических формаций, дискуссии по этому вопросу продолжаются.

Основной довод против правомерности выделения метаморфических формаций, проводимый Ю.И. Половинкиной, М. С. Дюфуром, В.Г. Кушевым и др., базируется на том, что метаморфические породы не представляют собой нового вещества, а являются лишь продуктами переработки существовавших ранее пород. Действительно, смена минеральных и породных парагенезисов, вызываемая вариациями термобарического поля, обусловливает переход от первичного вещества к преобразованному.

Но это обстоятельство не должно служить препятствием для объединения возникающих при этом пород в формации. Ведь вещество при всех геологических процессах как таковое не генерируется, а лишь преобразуется (плавление — кристаллизация, деструкция — седиментация), приводя к возникновению новых горных пород с перемещением или без перемещения материала. Даже в случае изохимического метаморфизма происходит преобразование вещества, в результате которого возникают новые горные породы с отличными от исходных новыми свойствами. Закономерные ассоциации этих пород, объединяемые общностью условий образования, пространственно-временными координатами, а также единым первичным субстратом, по-видимому, могут рассматриваться как метаморфические формации.

Неоднократно высказывалось мнение, что среди групп метаморфических пород следует выделять формации, восстановление первичной природы которых невозможно (ультраметаморфические и метасоматические), и хорошо стратифицированные метаморфизованные формации, которые можно анализировать на основе определения их первичного генезиса и последующих преобразований. Учитывая отсутствие четких границ между обеими группами формаций, а также объективные трудности оценки масштабов привноса — выноса вещества при метаморфизме, Н.Л. Добрецов [28] считает нецелесообразным противопоставлять собственно метаморфические и метаморфизованные формации и относить их к разным категориям в зависимости от степени перемещения вещества.

Дополнительная сложность формационного анализа метаморфических образований заключается в возможности пространственной совмещенности продуктов метаморфизма разных геологических типов, этапов и даже разных тектонических циклов. В таких случаях выделяются полиметаморфические формации. В частности, в этой связи широкое применение имеет понятие "метаморфический комплекс". По аналогии с определениями Ю.А. Кузнецова и Н.П. Хераскова для магматических образований под метаморфическим комплексом обычно понимают конкретную ассоциацию метаморфических пород, которым свойственны сходные пространственно-генетические особенности. В таком понимании этого термина в комплекс могут включаться образования, возникшие за счет как одновозрастного, так и разновозрастного

субстрата и объединенные общностью проявленных метаморфических процессов. Иначе говоря, комплекс характеризуется определенным набором метаморфических пород, особенностями их петрографического и минерального состава, формами залегания и, что особенно важно, приуроченностью к конкретным геологическим структурам.

Метаморфические формации как парагенезисы метаморфических пород

По мнению М.А. Усова, Е.К. Устиева, В.Е. Хайна, Н.Б. Вассоевича и других исследователей, для всех геологических формаций основным определяющим признаком может и должна служить генетическая близость горных пород. Такая точка зрения после длительной дискуссии недавно вновь была рассмотрена и обоснована В.И. Поповым, В.И. Троицким и В.Ю. Запрометовым. Вместе с тем Н.П. Херасков, так же как и Н.С. Шатский, считал, что объединяет породы одной формации не генетическая близость, а их парагенетические связи, которые в отдельных случаях могут быть обусловлены генетической близостью. Однако логика подсказывает, что это не "частные", а всеобщие случаи, поскольку через парагенетические отношения горных пород раскрывается генетическая сущность сонахождения закономерных породных ассоциаций, характеризующихся общностью источника материала и близкими геотектоническими условиями формирования. В таком понимании главного признака общности пород метаморфические формации отвечают самым строгим требованиям формационного анализа, так как для метаморфических пород и их парагенезисов характерны не только генетические связи, но и единство геодинамических условий образования.

Сменяясь в определенной последовательности, геологические формации служат объективной основой геологического анализа.

На практике геологу приходится иметь дело с ассоциациями горных пород, совмещенных в пространстве в результате различных геологических процессов, а объединение их в формации без учета реальных соотношений может привести к ошибке, в особенности если в используемые признаки включаются гипотетические предпосылки. В этом отношении показательны приводимые А.Б. Бакировым [28] случаи соотношений первично-осадочных и метаморфических формаций. Он отмечает, что при определенных условиях пространственно тесно связанные, но разновозрастные серии при метаморфизме могут образовывать одну формацию. В качестве примера им рассматривается тахтальский метаморфический комплекс Центрального Тянь-Шаня. В восточной части комплекса зональному одноэтапному метаморфизму подвергнуты разновозрастные (позднедокембрийские, раннепалеозойские, средне-позднедевонские) терригенные отложения разных формаций. При метаморфизме в температурных условиях, превышающих

зеленосланцевую фацию, эти отложения сильно изменяются. Так, метапелиты всех разновозрастных формаций в результате перекристаллизации, сильнейшей деформации, скручивания, изоклинальной складчатости и пластического течения настолько перемешиваются, что обособить метаморфические аналоги каждой первично-осадочной формации практически невозможно. В итоге они благодаря единому процессу и идентичным условиям преобразования воспринимаются как одна метаморфическая формация, в которой черты первичных формаций утеряны.

А.Б. Бакировым приведены и обратные случаи, когда из одной осадочной формации при метаморфизме образуется несколько формаций. Примером служит широко развитая верхнепротерозойская флишевая формация Таласского хребта в Средней Азии, сложенная терригенными и карбонатными породами, которые при метаморфизме на контакте с гранитоидами переходят в роговики и мраморы, образуя две самостоятельные формации.

В обеих приведенных ситуациях главным признаком, объединяющим соответствующие метаморфические формации, является не генетическая близость, а парагенетическая общность определенных ассоциаций горных пород, для которых прежде всего характерны общие условия формирования. В связи с этим авторы, как и Б.Я. Хорева, Н.Л. Добрецов, А.Б. Бакиров и другие исследователи, главным критерием выделения метаморфической формации считают единство геологических условий преобразования первичных пород. Только в таком понимании формационный подход целесообразен применительно к метаморфическим породам. В то же время для восстановления истории геологического развития важно реконструировать первичный состав и тип разреза метаморфизованных толщ, что в большинстве случаев можно сделать только путем анализа взаимоотношений конкретных городных ассоциаций. При этом, с одной стороны, надо исходить из закономерностей сонахождения специфических парагенезов пород и, с другой — учитывать явления конвергенции состава первично-осадочных и магматических образований при их метаморфизме в определенных геологических условиях.

Таким образом, если горная порода — это парагенезис минералов, то геологическая формация вообще и метаморфическая в частности — это парагенез пород. При этом парагенезы конкретных метаморфических пород образуют конкретные формации, а парагенезы типичных ассоциаций метаморфических пород вообще — абстрактные формации. Для последних теряет смысл ряд признаков, характерных для конкретных формаций (например, единство возраста, положение в пространстве и др.), поэтому в литературе для них принят термин "формационный тип".

Каждую формацию от смежных должен отделять качественный скачок, всегда свидетельствующий о существенной разнице условий

их образования, что определяет относительно резкий характер границ между ними. При этом конкретные формации как геологические тела и системы тел, для которых могут быть указаны определенный возраст, местонахождение и границы, отличаются от формационных типов, объединяющих сходные формации независимо от их геологической позиции.

Формационный тип — понятие абстрактное, отражающее главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных комплексов, которые могут иметь различный возраст и залегать в разных, в том числе и удаленных друг от друга, но геологически однотипных структурных зонах. Иначе говоря, если в определении формации приводятся только особенности вещественного состава, то речь идет о формационном типе; в случае же определенной геологической позиции и географического положения подразумевается конкретная формация.

Наибольшие недоразумения при формационном анализе возникают, когда рассматривается отдельно взятая горная порода. Многие одинаковые по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям породы разных формационных типов очень схожи между собой. Например, в разных осадочных формациях практически неотличимы отдельно взятые известняки, в магматических — габбро, дуниты или пироксениты, в метаморфических — амфиболиты, гнейсы, серпентиниты и др. Хотя во многих случаях одинаковые горные породы разных формационных типов отличаются друг от друга тонкими петрохимическими особенностями, последние с трудом улавливаются при обычном геологическом картировании и поддаются анализу только после применения сложных и дорогостоящих прецизионных лабораторных исследований.

Некоторые исследователи считают, что форма и размеры геологических тел имеют для формационного анализа меньшее значение, чем состав и взаимоотношения горных пород, однако морфологические различия могут играть существенную роль в расшифровке формационной принадлежности тех или иных породных ассоциаций. Например, одни и те же рифовые известняки платформенных и геосинклинальных формаций отличаются друг от друга формой и размером образованных ими геологических тел. Первые имеют ареальное распространение, вторые обладают неправильной формой, узко локализованы в островодужных зонах и представляют собой отдельные рифовые постройки. Точно так же существенно различны по своим размерам и характерным формам залегания полосчатые амфиболиты метаофиолитовых формаций от линзообразных или обладающих неправильной формой амфиболитов в обрамлении гнейсово-магматитовых комплексов и т.д. В равной мере эклогиты монофациальных супракrustальных комплексов

четко отличаются по условиям залегания от эклогитов эклогит-глаукофансланцевой формации, возникших в совершенно ином геодинамическом режиме, чем первые.

Систематика метаморфических формаций на геодинамической основе

Не останавливаясь на анализе многочисленных схем, предусматривающих группировку метаморфических формаций по взаимосвязи их с магматитами (А.М. Лысак), характеру внутренней структуры формаций (А.Б. Бакиров), эволюции щелочного режима (А.А. Маракушев), петрохимическим особенностям пород (О.М. Розен) и другим признакам, отметим вслед за В.Н. Кирилюком и В.Н. Шульдинером [28], что все они имеют смысл для конкретных целей. Универсальной же, вероятно, может считаться классификация метаморфических формаций, основанная на принципе, предложенном Н.Л. Добрецовым [28]. Суть ее заключается в сочетании при выделении формаций особенностей состава исходных пород и условий их метаморфизма.

Наиболее интересный и практический интерес при общем геолого-историческом анализе представляет рассмотрение метаморфических формаций в качестве вещественного отражения геодинамических режимов формирования земной коры в различных геоструктурных зонах. В такой связи метаморфические формации и выделяются как следствие двух явлений: возникновения первичного породного парагенезиса в одной геотектонической ситуации и метаморфизма определенного типа, проявляющегося в закономерно изменившейся геотектонической обстановке [16].

Поскольку метаморфизм как один из петрогенетических процессов причинно связан с другими геологическими явлениями, во многих случаях данный тип метаморфизма накладывается на определенную группу исходных формаций, возникших в структурной зоне, для которой характерен последующий метаморфизм именно этого типа. Так, зеленокаменный метаморфизм проявляется в вулканогенных формациях, симатический плутонометаморфизм – в первую очередь в габброгипербазитовых ассоциациях и т.д. Поэтому количество метаморфических формаций, которое могло бы соответствовать числу сочетаний всевозможных первичных ассоциаций пород и типов метаморфизма, в действительности во много раз меньше этого числа. Так, в некоторые из семи групп формаций, выделяемых по числу типов метаморфизма [15], включены всего лишь 2–4 конкретные формации. Например, в группу формаций прогеосинклинального метаморфизма закономерно входят метаморфические и ультраметаморфические производные пре-

мущественно основных и кислых вулканитов, в группу глаукофансланцевых формаций — метабазальтоидные и метатерригенные. Типоморфные особенности метаморфических формаций в конечном итоге определяются термодинамическими и геотектоническими условиями проявления метаморфизма соответствующего типа.

Так, связанная со специфическим термодинамическим режимом раннего архея группа формаций, широко развитая в пределах кристаллических щитов и цоколей древних платформ, характеризуется исключительной стабильностью уровня метаморфизма на огромных территориях, однородными высокотемпературными условиями минералообразования в большом интервале глубин.

Формации начального метаморфизма отражают геодинамический режим предгорных прогибов и ранних стадий развития впадин внутриконтинентальных и окраинных морей, в которых относительное глубокое погружение и интенсивное осадконакопление в определенных условиях могут сопровождаться некоторым повышением диффузионного теплопотока.

Формации зеленокаменного метаморфизма, среди которых наиболее широко распространены вулканогенно-зеленокаменные, габбро-уралитовые и серпентинитовые, развиваются преимущественно в зрелых океанических рифтогеналях. Преобразования происходят здесь в относительно равномерном тепловом поле в условиях, лишенных стрессовых напряжений, что и находит отражение в структуре пород этих формаций.

В геодинамическом режиме сжатия при низких температурах возникает две группы формаций дислокационного метаморфизма — зеленосланцевая и глаукофансланцевая. Проявляясь в мегаструктурах, испытавших восходящие тектонические движения, зеленосланцевый метаморфизм связан с синекладчатыми и синорогенными стадиями развития подвижных поясов. Глаукофансланцевые формации, приуроченные к конвергентным границам литосферных плит, формируются по разнообразному субстрату, но специфический геодинамический режим их формирования накладывает существенный отпечаток на облик входящих в их состав пород.

Своеобразен геодинамический режим становления и эволюции плутонометаморфических формаций, главной особенностью которого является совмещение на одном структурном уровне ремобилизованных масс кристаллического фундамента и сопровождающих их становление зональных ореолов в породах обрамления. Весьма показательно, что формации сиалического плутонометаморфизма, принимающие участие в строении гнейсовых ядер, исключительно немногочисленны: наиболее распространены среди них плагиогнейевые, амфиболитовые и мигматит-гранитовые. В сланцевом обрамлении набор формаций, напро-

тив, весьма значителен, что обусловлено многообразием геосинклинальных комплексов, составляющих их субстрат. Во многом подобная картина образования формаций симатического плутонометаморфизма, связанных со становлением на коровом уровне габбро-гипербазитовых комплексов. Метаморфические формации перемещающихся активных блоков отличаются сложностью взаимоотношений. Так, с одной стороны, массивы гипербазитов и габброидов оказывают метаморфизующее воздействие на породы обрамления, с другой — габброиды на поздних этапах развития воздействуют на гипербазиты и т.д. Исходные формации обрамления здесь менее разнообразны, чем у гнейсовых диапироидов: среди них существенно преобладают основные вулканиты.

Основные группы метаморфических формаций, развитых по первичным, в зависимости от типов метаморфизма приведены в табл. 3.

Особый интерес для исторического анализа представляют полиметаморфические формации. Неоднократная смена минеральных и породных парагенезисов, вызываемая последовательными вариациями термобарического поля, причинно связана с изменениями геодинамического режима, что позволяет ретроспективно представить его эволюцию.

Так устанавливается закономерное развитие формаций сиалического плутонометаморфизма за счет раннедокембрийских формаций геотермально-статического метаморфизма, знаменующее смену прогеосинклинального режима орогенным. Зеленокаменные формации, возникающие в геодинамическом режиме зрелых рифтогеналей, преобразуются в зеленые сланцы, связанные с формированием зон складчатого и тектонического смятия. Режим глубинного петрогенеза энсиматических зон сменяется режимом формирования глубинных надвигов и симатическим плутонометаморфизмом. В узких линеаментах активных континентальных окраин за счет океанических зеленокаменных и континентальных терригенно-осадочных формаций, претерпевших начальный метаморфизм, возникают глаукофансланцевые ассоциации, отражающие геодинамический режим коллизии литосферных плит.

Ограничность сочетания первичных формаций с накладывающимися типами метаморфизма, закономерная смена метаморфических формаций во времени — все это указывает на общий, глобальный характер воссоздаваемой таким путем эволюции геодинамического режима.

Расчленение метаморфических комплексов и выделение метаморфических формаций приобретают весьма существенное значение в связи с широким применением формационного анализа при металлогенических исследованиях. Такую работу целесообразно проводить параллельно с общим формационным анализом всех других ассоциаций горных пород, отображая на специальной картографической основе типы метаморфизма, его фации и особенности метаморфогенно-метасоматических явлений.

Таблица 3

Основные группы метаморфических формаций и соотношение их с типами метаморфизма и первичными формациями

Тип метаморфизма	Первичные формации					
	Терригенные (обломочные)	Песчано-сланцевые	Карбонатные	Базальтовые	Тоналит-базальтовые	Габбро-гипербазитовые
Протогеосинклинальный		?			I	
Начальный		II				
Зелено-каменный				III		
Зелено-сланцевый		IV		V		
Глаукофан-сланцевый	VI			VII		VIII
Симатический плутоно-метаморфизм				IX		X
Сиалический плутоно-метаморфизм	XI					XII

Примечание. Основные группы метаморфических формаций: I — протогеосинклинальные (гранулит-базитовая, эндербитовая и др.); II — начального метаморфизма (конкретные формации и формационные типы — по парагенезисам исходных осадочных пород); III — зеленокаменные (метавулканогенные, уралитовых габбро, серпентинитовые); IV — зелено-сланцевые кварцо-фильтровые; V — вулканогенно-зеленосланцевые; VI — терригенно-глаукофан-сланцевые; VII — вулканогенно-глаукофан-сланцевые; VIII — эклогит-глаукофан-сланцевые; IX — экзосиматические; X — эндосиматические; XI — экзосиалические формации сланцевого обрамления (кристаллосланцев и др.); XII — эндосиалические формации гнейсовых ядер (гнейсовые, мигматит-гранитные).

Светлой чертой показаны спорадически встречающиеся группы формаций метаморфических пород, полужирной — характерные группы и жирной — наиболее типичные для данного типа метаморфизма.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ

Метасоматоз, как физико-химическая основа многих петрогенетических процессов, отличается широтой проявления в самых разнообразных геологических ситуациях. Эта его особенность и характер, впервые изученные более ста лет назад К. Науманом, рассматривавшим метасоматоз как взаимодействие твердого тела с раствором вообще, явились причиной неоднозначности употребления этого термина. Одни исследователи считают метасоматоз частным случаем метаморфизма, другие — более широким явлением или же предлагают рассматривать метаморфизм и метасоматоз в различных, не совмещающихся классификационных системах. Так, Д.С. Коржинский [21] определяет метасоматоз как замещение горной породы с изменением химического состава, происходящее в экзогенных и эндогенных условиях, "так что в течение процесса замещения горные породы все время сохраняют твердое состояние". По определению Ю.В. Казицына, В.Н. Москалевой, В.А. Рудника, метасоматоз представляет собой самостоятельный петрогенетический процесс, по своей роли в формировании земной коры стоящий в одном ряду с гипергенезом, седиментогенезом, магматизмом и метаморфизмом. Некоторые авторы рассматривают метасоматоз значительно уже — как частный случай метаморфизма с изменением состава пород, противопоставляя его изохимическому метаморфизму. Это определение во многих отношениях удобно, однако сейчас уже достаточно достоверно установлено, что изохимический метаморфизм — лишь исключительный случай, так как все метаморфические преобразования протекают с нарушением баланса вещества и речь может идти лишь об относительной инертности тех или иных компонентов [21, 30]. В такой связи В.А. Утенков и другие исследователи рассматривают метаморфизм как крайний случай метасоматоза — преобразование вещества, протекающее при минимальном количестве подвижных компонентов, к числу которых условно относятся лишь H_2O и CO_2 .

Если принять за основу приведенное определение Д.С. Коржинского или классическую формулировку В. Линдгрена, охарактеризовавшего метасоматоз как "одновременный молекулярный процесс растворения и отложения, посредством которого один минерал изменяется в другой отличного химического состава", то его можно отнести к числу физико-химических реакций наряду с расплавлением, кристаллизацией из расплава, выпадением осадка из раствора и т.п., представляющих механизм петрогенетических явлений. В этом смысле метасоматоз не только обуславливает все метаморфические преобразования, в том числе относимые к изохимическим, но и принимает участие в подавляющем большинстве эндогенных и экзогенных процессов — от постмагматических, связанных с интрузивной и вулканической деятельностью, до диагенеза, образования кор выветривания и т.д. В этом отношении

метасоматоз оказывается понятием более широким, чем метаморфизм, и противопоставлять эти процессы или укладывать их в одну систему не имеет смысла, так как они располагаются "в разных классификационных плоскостях".

Метасоматоз как процесс, обусловливающий взаимодействие твердой и жидкой фаз с изменением их состава при метаморфизме, проявляется двояко. С одной стороны, он может иметь место в ходе кристаллохимического фракционирования — реакции системы на изменение $P\text{-}T$ условий, в результате которого отдельные ее компоненты становятся неустойчивыми в твердой фазе и переходят в раствор, играющий здесь пассивную роль. С другой стороны, во многих случаях ведущее значение имеет активное воздействие раствора на твердую фазу, приводящее к изменению ее химического и минерального состава.

Метаморфогенно-метасоматические процессы такого рода осуществляются под влиянием ряда условий. При диффузионном метасоматозе, когда перемещение компонентов происходит в неподвижном поровом растворе, главным фактором является градиент концентрации этих компонентов. При инфильтрационном процессе, сопровождающем перемещение раствора, первым необходимым условием его протекания становится градиент давления на флюидную fazу.

Повышенный градиент давления может возникать в результате различных причин: при проявлении структурно локализованных динамических нагрузок *, в ходе повышения температуры, обусловливающей "автоклавный" эффект, в результате любой неоднородности в скорости физико-химических реакций.

Главным фактором геохимии метасоматоза служит дифференциальная подвижность компонентов [21], обусловленная прежде всего их кристаллохимическими особенностями, а также состоянием среды. Зависимость кристаллохимических характеристик может быть в общих чертах проиллюстрирована сопоставлением ионных радиусов, электрических зарядов, энергии ионизации атомов минералов интересующих нас горных пород [14]. По этим характеристикам главные породообразующие элементы могут быть разделены на три группы:

1) K, Na — большой ионный радиус, малый электрический заряд, ионный потенциал 0,75—1,02, связи в силикатах ионные, подвижность максимальная;

2) Ca, Mg, Fe — средний ионный радиус и заряд, ионный потенциал 1,90—2,56, связи в основном ионные, реже — ковалентные, подвижность умеренная;

3) Al, Si — малый ионный радиус, большой заряд, ионный потен-

* Динамические нагрузки на твердую fazу при определенных условиях создают повышенное давление флюида. Этот вопрос рассмотрен в ряде работ Д.С. Коржинского, Л.Н. Овчинникова, В.А. Жарикова, Г.В. Ициксона, Г.А. Кейльмана и др.

циал 5,26–10,02, связи часто ковалентные, играют ведущую роль в таве сложных анионов породообразующих силикатов и катионов оксидах. Преимущественно инертны, в некоторых условиях (особен. Si) подвижны.

Вторым фактором, определяющим подвижность компонентов, является характер и состояние среды. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что K и Na обладают высокой подвижностью при любых pH. В кислых средах по миграционной способности другие элементы располагаются в порядке Ca – Mg – Fe – Al, и только в щелочных средах существенно возрастает подвижность Si и Al.

При региональном метаморфизме привнос элементов первой группы – главная прерогатива щелочного метасоматоза или гранитизации. Увеличение содержания элементов второй группы чаще всего представляет базификацию или совместно с относительным накоплением Al – дегранитизацию. Возрастание количества элементов третьей группы наиболее характерно для кислотного выщелачивания.

Дегранитизация и кислотное выщелачивание могут обусловливаться двумя причинами: реакцией вещества на специфические Р-Т условия или длительным воздействием на горные породы растворов определенного состава.

При дегранитизации происходит удаление из кристаллической решетки ионов под воздействием внешних факторов (особенно часто – давления) и переход их в подвижное состояние наименее "энергетически закрепленных" ионов, в первую очередь – щелочей. Образно говоря, большие ионы с малым электрическим зарядом, определяющим прочность их связей, "выдавливаются" из кристаллической решетки и переходят в раствор. При изовалентном изоморфизме в условиях повышенного давления ионы большего размера замещаются ионами с меньшим радиусом, например в гранатах: $Mn^{2+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$ и $Fe^{3+} \rightarrow Al^{3+}$, создавая в соответствии с принципом Ле-Шателье наиболее плотные кристаллические модификации. Эти соотношения осложняются рядом факторов – типом решетки, соотношением ионных радиусов катионов и анионов и т.д. Так, калий, в первую очередь удаляемый при повышении давления из решетки полевых шпатов, в мусковите сохраняется, а натрий соответственно в таких же условиях накапливается в глаукофанах и жадеитовых пироксенах в сочетании с алюминием в шестерной координации.

При инфильтрационном кислотном выщелачивании наряду с интенсивными параметрами существенную, а в ряде случаев и ведущую роль играют экстенсивные факторы – количество протекающего через систему раствора и продолжительность процесса, так что активность выщелачивания оказывается весьма высокой и при низких температурах. Продуктами процессов первого типа являются, например, кианитовые сланцы, возникающие в зонах повышенного давления, продуктами вто-

рого – вторичные кварциты с андалузитом, корундом и другими алюминиевыми минералами (алиюмо-кварциты).

Так же осуществляется базификация – путем привноса Fe, Mg и Ca или за счет преобладающего выноса K, Na, Si.

Метасоматические образования, возникающие при метаморфизме, обладают специфическими структурными особенностями, обусловленными прежде всего тем, что в отличие от метаморфических реакций, идущих обычно до конца, метасоматические процессы часто оказываются незавершенными. При этом минералообразование происходит во взаимодействии между подвижным флюидом и твердой фазой, в результате чего метасоматические минералы, имеющие форму порфиробласт, глыбобластовых скоплений, прожилков, развиваясь в зоне интенсивного тепломассопереноса, неравновесны по отношению к окружающим метаморфическим ассоциациям.

Соотношение структур метасоматитов со структурами субстрата достаточно многообразно. Г.Л. Поспелов по этому поводу отмечает, что метасоматоз, с одной стороны, характеризуется высокой "структурной чувствительностью", проявляющейся в унаследованности новообразованными структурами тонких деталей строения кристаллической решетки минералов исходных пород, с другой – метасоматические минералы обнаруживают структурную независимость, вплоть до полной структурной самостоятельности, примером которой могут служить неравновесные скопления минерального метасоматического вещества в окружающих метаморфических породах. Противопоставления этих сторон метасоматоза реализуются как в контрастных, так и в смешанных формах, характеризующихся постепенными переходами в пределах одного тела и одной стадии процесса. В ряде случаев метасоматиты развиваются по любому субстрату. Это особенно характерно для рудных минералов. Так, пирит нередко образуется по различным оксидам и сульфидам, по кварцу, кальциту, эпидоту, по органическому веществу и т.д.

Аналогично возникают кварцевые, кварц-альбит-серицитовые, хлоритовые и другие метасоматиты. В других случаях устанавливаются закономерные проявления псевдоморфизма, примером может служить замещение оливина серпентином, граната хлоритом и эпидотом, магнетита гематитом и т.д. В указанных случаях при метасоматозе сохраняется структурная унаследованность, проявляющаяся в "точечных" и "объемных" формах на микро- и макроуровнях, что иногда позволяет по реликтово-псевдоморфным структурам восстанавливать природу первичных горных пород.

Существенной структурной особенностью метасоматических пород является многообразие характера границ метасоматических тел и зон. Метасоматические тела могут иметь как расплывчатые, так и резкие границы. При этом для метасоматитов в отличие от метаморфических

пород в большей мере свойственна многоступенчатость минеральных парагенезисов, находящая отражение в непосредственной близости существования продуктов с конечным минеральным парагенезисом и материала с "замороженным" промежуточным составом и структурой. Пестрота состава метасоматитов по набору различных минеральных парагенезисов нередко обусловлена пространственной совмещенностью различных зон метасоматитов, имеющей телескопированный характер. Так, автометаморфические (феатические) серпентиниты обычно мономинеральны, и развитие их происходит постепенно, охватывая первичные ультраосновные породы по всему объему. Зональность при этом носит "простой" характер: слабосерпентинизированные (например, лизардитизированные) гипербазиты сменяются глубокоизмененными первичными породами, а последние — массивными серпентинитами. Наоборот, аллосерпентинизация, проявляющаяся в результате прогрессивного окологречинного метасоматоза под воздействием аллогенных растворов, характеризуется наложенной метасоматической зональностью, в которой отмечается закономерная смена полиминеральных парагенезисов серпентинитов разных генераций, число которых последовательно убывает по мере удаления от источника поступления растворов.

Пестрый состав высокотемпературных метасоматитов весьма свойствен метасоматически переработанным гранитоидам. При этом на фронте метасоматоза часто имеют место совмещенные парагенезы минеральных ассоциаций, присущих различным фациям и типам (сочетание грейзенов и березитов и т.п.).

Одной из кардинальных проблем метаморфизма и соотношения его с метасоматозом, обсуждающейся на протяжении многих лет, является вопрос о балансе вещества при метаморфических преобразованиях. Не только отдельные исследователи, но и целые научные школы на протяжении многих лет противопоставляют мнения об изохимическом или аллохимическом характере этого процесса. Вопрос этот тем более важен, так как имеет не только петрологическое значение, касаясь, в частности, возможностей строгого применения принципа фаций; его решение необходимо для понимания закономерностей формирования земной коры, для общей геохимической теории, решения ряда задач теоретической и прикладной металлогенетики и т.д.

По сути еще никем не были приведены аргументы или хотя бы суждения, обосновывающие "запрет" на перемещение компонентов в ходе полного изменения минерального состава пород при повышении температуры и давления в условиях подвижности летучих и изменения содержания H_2O и CO_2 . Вероятно, можно полагать, что какие-то компоненты не найдут себе достаточного места в новых минералах, обладающих иной структурой по сравнению с исходным субстратом, и что строго изохимический метаморфизм — лишь частный случай при кардиналь-

ном преобразовании вещества. Эмпирические данные подтверждают это предположение.

К числу работ в этой области принадлежит выполненное недавно Н.Н. Паниным [30] исследование по петрохимии метабазальтоидов, представляющих собой наиболее благоприятный материал в отношении стабильности состава эзукта. С широким применением статистических методов им рассмотрено поведение главных породообразующих и некоторых второстепенных – рудных элементов при метаморфизме разных типов на всех фациальных уровнях. При этом по интенсивности миграции он выделил три группы компонентов: наиболее подвижные, как и можно было предполагать исходя из их кристаллохимических свойств. – K, Na и Ca; малоподвижные – Fe, Mg и еще менее подвижные – Al и Si. В большинстве случаев при повышении уровня метаморфизма K и Ca обнаруживают общую тенденцию к выносу, Na и Si – к накоплению; Mg накапливается, Fe, наоборот, выносится. Характерно, что при метаморфизме магматических базальтоидов максимальное изменение состава происходит в области низких фаций, уменьшаясь по мере приближения условий преобразования пород к условиям их возникновения (рис. 14).

При прогрессивном метаморфизме пелитовых пород изменения их состава менее значительны*. Здесь намечаются обратные тенденции – Na выносится, а Ca, так же как Fe и Mg, накапливается.

Метаморфогенно-метасоматические преобразования гипербазитов весьма выразительны не только в геохимическом, но и в минералогическом отношении. В общем случае устанавливается последовательная смена зон [12]: неизмененные ультраосновные породы (дуниты, гарцбургиты) → серпентинизированные гипербазиты → серпентиниты → карбонатизированные (оталькованные) серпентиниты → тальк-карбонатные породы → кварц-карбонатные породы (листвениты). Сравнительное изучение процессов серпентинизации в ряде массивов гипербазитов позволило выделить три главных типа метасоматических изменений серпентинитов: низко-, средне- и высокотемпературные.

Первый тип свойствен для автометаморфически серпентинизированных гипербазитов и выражается в развитии петельчатого, светлоокрашенного в проходящем свете лизардита, реже – антигорита по зернам оливина (см. рис. 7). Процесс серпентинизации сопровождается привносом воды и частичным выносом всех главных компонентов породы при весьма слабом окислении железа.

Среднетемпературные метасоматические изменения присущи аллометаморфически серпентинизированным гипербазитам. От первого типа они отличаются появлением в серпентинитах ленточных, волокнистых

* Некоторые авторы полагают, что этот процесс происходит изохимически или субизохимически [41].

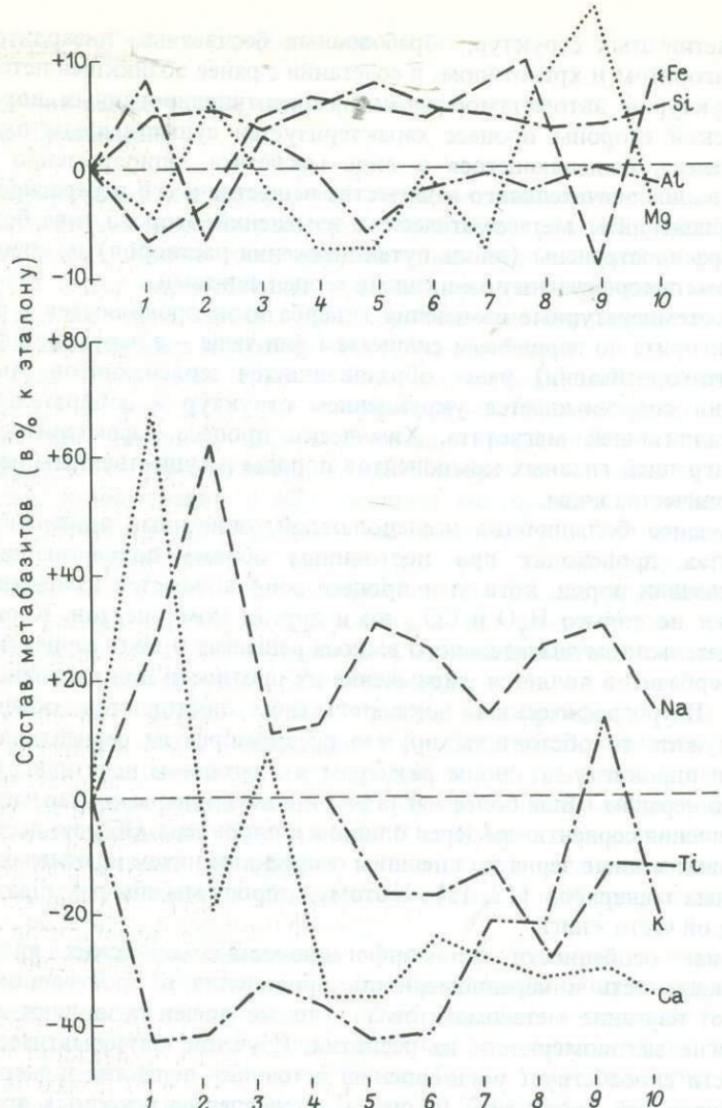


Рис. 14. Изменение состава метабазитов в зависимости от уровня метаморфизма (в % к эталону). По Н.Н. Панину [30]:

фации и субфации метаморфизма: 1 — цеолитовая, 2 — пренит-пумпеллитовая, 3 — хлорит-альбит-кальцитовая, 4 — эпидот-хлоритовая, 5 — биотит-эпидот-актинолитовая, 6 — глаукофансланцевая, 7 — эпидот-амфиболитовая, 8 — амфиболитовая, 9 — гранулитовая, 10 — эклогитовая

тых и пластинчатых структур, образованных бесцветным лизардитом, микрантигитом и хризотилом, в сочетании с ранее возникшей петельчатой структурой автометаморфически серпентинизированных пород. С химической стороны процесс характеризуется существенным окислением железа, выделяющегося в виде магнетита. Одновременно отмечаются вынос значительного количества вещества и его перераспределение. Серпентиниты метасоматических изменений второго типа более локально распространены (вдоль путей движения растворов) по сравнению с автометаморфически возникшими серпентинитами.

Высокотемпературные изменения гипербазитов проявляются в развитии антигорита по первичным силикатам или чаще — в перекристаллизации (антигоритизации) ранее образовавшихся серпентинитов. Антигоритизация сопровождается укрупнением структур и собирательной перекристаллизацией магнетита. Химически процесс характеризуется слабой миграцией главных компонентов породы и существенным изменением количества воды.

По мнению большинства исследователей, описанные изменения в гипербазитах происходят при постоянном объеме подвергающихся серпентинизации пород, хотя этот процесс сопровождается изменением содержания не только H_2O и CO_2 , но и других компонентов. Косвенным свидетельством значительного выноса вещества в ходе серпентинизации гипербазитов является уменьшение их плотности при постоянстве объемов. Петрографическим доказательством постоянства объемов может служить то обстоятельство, что псевдоморфозы серпентина по оливину и пироксену по своим размерам и очертаниям идентичны первичным минералам. Еще более наглядны и доказательны случаи частичного замещения серпентином зерен оливина и пироксена. Обычно псевдоморфно замещенные зерна по внешним очертаниям ничем не отличаются от исходных минералов [12, 13]. К этому вопросу мы еще раз обратимся во второй части книги.

Главные особенности метаморфогенно-метасоматических процессов — зональность и неравномерность проявления в пространстве — осложняют изучение метасоматитов и в то же время позволяют выявить многие закономерности их развития. Изучение метасоматической зональности способствует установлению источника вещества и энергии, обусловливающей протекание процесса, определению исходных пород, послуживших субстратом метасоматитов, выявлению закономерных изменений химического состава, существа происходящих петрогенетических преобразований и т.п. Тип и характер зональности метасоматических преобразований служат важными оценочными и поисковыми критериями, образно говоря, изучение метасоматической зональности — путь к руде.

МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Источник вещества при метаморфогенном рудообразовании

Метаморфизм и связанные с ним метасоматические процессы сопровождаются возникновением месторождений самых разнообразных полезных ископаемых. Кроме того, обусловленная ими экстракция рудного вещества имеет определяющее значение при формировании месторождений других генетических типов, первичным источником вещества которых может служить мантийный и коровый субстрат.

Так, в ультраосновных и основных породах, имеющих мантийную природу, в результате метаморфогенно-метасоматических процессов происходит неоднократная мобилизация рассеянного в них рудного материала, сопровождающаяся накоплением его вплоть до промышленных концентраций и образованием месторождений титаномагнетитов, хромитов, медно-ванадиево-магнетитовых руд, платиноидов. Одновременно осуществляется вынос некоторых халькофильных и сидерофильных компонентов во вмещающие породы, которые накапливаются на разных структурных уровнях и под воздействием полигенных флюидов преобразуются гидротермально-метасоматическим или другим способом в колчеданные и скарновые руды.

Подобным образом стратиформные вольфрамовые руды Северного Казахстана, Альп, Скандинавии и других регионов испытали перераспределение компонентов под воздействием гранитоидов, приведшее к концентрации рудного вещества и возникновению скарновых и жильных месторождений. Как показал В.С. Кудрин, граниты не являются здесь источниками вольфрама и оказывают на вмещающие породы метаморфизующее, а на рудные компоненты — мобилизующее влияние, играя роль энергетического фактора.

Первоначальное накопление золота в рудоносных толщах связано, по данным В.А. Буряка, с конседиментационными явлениями, а возникновение промышленных концентраций металла — с процессами мобилизации и перераспределения, протекающими под воздействием диагенеза, метаморфизма и ультраметаморфизма. Вынос золота из пород при этом оценивается им в масштабах от 3–5 до 10–20 т/км³.

Первичным источником золота месторождений Витватерсrand, по данным Т. Реймера, могли быть основные и ультраосновные породы, в которых золото присутствовало в рассеянном виде. Последующая осадочно-диагенетическая переработка и метаморфогенная ремобилизация вещества привели к формированию комплекса минеральных ассоциаций, наблюдающихся в настоящее время в рудных конгломератах месторождения.

Из приведенных примеров видно, что метаморфизм является одним из определяющих процессов в рудообразовании, обусловливая мобилизацию, перераспределение или трансформацию первичного рудного вещества. Причем метаморфогенетико-метасоматические явления всех геологических типов характеризуются закономерным изменением во времени главных геохимических тенденций. Так, отношения натрия к калию в продуктах базитового магматизма и связанных с ним метаморфитах последовательно снижаются по мере консолидации структур от ранних инициальных проявлений к поздним субплатформенным. То же отмечается и для продуктов сиалического плутонометаморфизма, о чем свидетельствует смена натриевой гранитизации калиево-натриевой, а затем натриево-калиевым магматизмом. Таким же образом происходит смена формирования мантийных сидерофильных и халькофильных элементов литофильными. Самостоятельные золотые и золото-серебряные типы месторождений сменяют золото-колчеданные и золото-полиметаллические месторождения ранних и поздних этапов собственно эвгеосинклинального развития подвижных поясов; редкие и редкоzemельные элементы концентрируются на конечных стадиях их становления в орогенное и посторогенное время.

Большинство месторождений полезных ископаемых, сформировавшихся в результате концентрации мантийного рудного вещества на ранних этапах развития подвижных поясов, в последующем в той или иной мере трансформируется. Это преобразование может быть частичным или полным. В первом случае – это метаморфизованные месторождения, во втором – метаморфические.

Однако самая обширная группа метаморфогенных полезных ископаемых связана с метаморфическими процессами, протекающими без существенного перемещения компонентов, в ходе которого за счет петрогенного вещества могут возникать минералы, представляющие технологический интерес: алмазы, асбесты, гранаты, слюды и многие др. И если в первом случае метаморфогенно-метасоматические явления обуславливают обогащение пород теми или иными элементами, то во втором – они выступают как природный технологический процесс, меняющий свойства вещества.

Преобразование вещества при метаморфогенном рудогенезе

В общей схеме преобразования вещества можно выделить четыре способа, с помощью которых реализуются метаморфогенные рудогенерирующие процессы: изофазная перекристаллизация, аллофазные изохимические преобразования, кристаллохимическое фракционирование, метасоматоз с привносом рудных компонентов.

Изофазные преобразования, включающие в себя рекристаллизацию, сегрегацию, грануляцию и другие подобные явления, приво-

дят к изменению размера зерен минералов, гомогенизируют их структуру, рафинируют кристаллическое вещество, выводя внутризерновые примеси в интергранулярное пространство. Так образуются мрамор из известняка, антофиллит-асбест из "кристаллического" антофиллита, крупночешуйчатый графит из мелкочешуйчатых агрегатов, гранулированный кварц из других модификаций свободного кремнезема и т.д.

Аллофазные преобразования без существенного нарушения химического баланса типа габбро → эклогит, серпентин → хризотил-асбест приводят к изменению минеральной формы вещества и возникновению минералов с новыми физико-химическими свойствами, которые могут оказаться благоприятными в технологическом отношении (высокая твердость — гранат, алмаз; волокнистость, эластичность — асбест; антифрикционные свойства, химическая инертность — тальк; диэлектрические и другие свойства — слюды и т.д.). В принципе это не строго изохимические преобразования; важно, что для формирования полезного ископаемого не требуется привноса или выноса компонентов.

Кристаллическое фракционирование — удаление из породы в ходе минеральных преобразований катионов, обладающих минимальным ионным потенциалом, в последовательности: K, Na, Ca, Mg, Fe. Оно сопровождается, например, относительным возрастанием содержания Al, Si, Ti. При этом образуются месторождения кианита, силлиманита, мусковита. В ходе таких процессов вещество может выделяться в форме, наиболее благоприятной для извлечения. Так, в ходе метаморфогенных превращений ильменит → титанит → рутил из минералов последовательно выносятся железо и кальций и остается TiO_2 — чистый диоксид титана, извлечение которого целесообразно даже при содержании 2–4 %.

Аллохимические преобразования с преобладанием привноса компонентов являются ведущим рудогенерирующим процессом. Вынос компонентов при гранитизации, выщелачивании и других метаморфогенно-метасоматических явлениях сопровождается комплементарным накоплением их обычно в зонах относительно низких температур и давлений. Это приводит к концентрации в зонах базификации (например, наряду с широко распространенными петрогенными элементами: Fe, Mg, Mn) также Cu, Zn, Au и др. Наиболее важный фактор в локализации рудного вещества — высокий градиент физико-химических параметров: T , P , pH, Eh и т.д. Так, в плутонометаморфических комплексах сиалического профиля месторождения самых различных полезных ископаемых (железа, титана, а также мусковита, граната и др.) приурочены к единой зоне — шовному сочленению гнейсового ядра и сланцевого обрамления, главной особенностью которой является резкая смена геологических условий, обуславливающая высокий градиент упомянутых параметров.

Роль высокого градиента, например pH и Eh, выразительно выражается в этом случае при образовании магнетит-гематитовых кварцитов. В гнейсовом ядре, в области сплошной гранитизации, длительное время сохраняются условия повышенной щелочности. В таких условиях железо обладает высокой подвижностью, а на границе со сланцевым обрамлением, где режим меняется на кислотный, железо соответственно меняет валентность и, утрачивая подвижность, создает повышенные концентрации. Резкое отличие гнейсового диапироида от низкотемпературных комплексов его обрамления по термодинамическому и флюидальному режиму обусловливает в зонах их соприкосновения весьма интенсивное течение всех метасоматических процессов, в том числе и рудообразующих. В этом отношении может быть проведена некоторая параллель с контактовыми зонами интрузивных массивов, к которым тяготеют многие месторождения. По-видимому, магматические массы служат в этом случае не столько источником рудного вещества, сколько энергии, создавая зоны повышенного температурного градиента и термофлюидной активности, обуславливающие перераспределение этого вещества.

Классификационные системы месторождений метаморфогенных полезных ископаемых

Одна из первых отечественных классификаций метаморфогенных месторождений полезных ископаемых, предложенная К.И. Богдановичем в 1913 г., включает две группы месторождений — метаморфические и метаморфизованные, которые различаются между собой по отношению к самому процессу метаморфизма.

Современные классификационные системы месторождений метаморфогенных полезных ископаемых в своем большинстве также строятся на генетических представлениях, причем учитываются многообразные условия формирования месторождений, механизм рудогенеза, источники вещества и т.д.

Я.Н. Белевцев [2] предложил генетическую классификацию, в которой выделил три подкласса месторождений: метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических. Эти подклассы делятся на группы и фациальные серии, отвечающие низким, средним и высоким температурным уровням.

В подкласс метаморфизованных месторождений входят первично-осадочные, вулканогенные или магматогенные группы месторождений, существенно измененных в условиях различных фаций регионального метаморфизма.

Преобразование рудного вещества происходит без привноса и выноса компонентов, изначально содержащихся в породе.

В подкласс метаморфических месторождений Я.Н. Белевцев объединяет месторождения, возникшие при участии регионального мета-

морфизма либо непосредственно в метаморфизуемых породах, либо на некотором удалении от них вследствие перемещения петрогенных и рудообразующих компонентов метаморфическими растворами.

По условиям развития и пространственному соотношению с источником рудного вещества среди них выделяются автохтонные и аллохтонные группы месторождений. К первой относятся месторождения, возникшие на месте в метаморфизуемых породах при перемещении и концентрации рудообразующих компонентов внутри пласта или свиты пластов, подвергшихся метаморфизму. Так, при перекристаллизации глиноzemистых пород формируются силиманитовые сланцы, из углистых образований — графитовые руды, из железосодержащих роговиков — богатые железные руды и т.д. К автохтонным относятся и остаточно-метаморфические железные руды, возникающие при выносе из метаморфизуемых пород нерудных компонентов. Так, например, магнетитовые (мартиловые) залежи криворожского типа образуются при выносе кремнезема из железистых пород. К группе аллохтонных Я.Н. Белевцевым отнесены месторождения, которые возникли из рудообразующих компонентов, перемещенных на более или менее значительное расстояние от источника и отложенных либо внутри метаморфизуемой толщи, либо вне ее в благоприятной литологической обстановке. Аллохтонные месторождения формируются в условиях миграции вещества и по своему характеру являются безусловно аллохимическими, так как компоненты при этом перемещаются на значительные расстояния.

Выделение в подклассе метаморфических месторождений авто- и аллохтонной групп представляет для рудно-формационного анализа существенный интерес, поскольку для аллохтонных месторождений непосредственная их связь с исходными породами часто полностью потеряна. Соответственно различаются закономерности пространственного размещения аллохтонных метаморфизованных и автохтонных метаморфических месторождений. Вместе с тем имеются трудности в определении связи этих объектов с исходными породами и механизма образования месторождений. Например, большая и важная в промышленном отношении группа метаморфогенно-гидротермальных месторождений хризотил-асбеста формируется в ультраосновных породах всегда *in situ* и по этому признаку относится к автохтонным. В то же время по способу образования — диффузионно-инфильтрационному — их следует относить к группе аллохтонных метаморфических месторождений. Разные классификационные признаки заложены и внутри группы автохтонных месторождений: одни из них возникают при изофазном преобразовании вещества (графит, алмаз и др.), другие — в результате аллохимического выщелачивания (магнетитовые руды криворожского типа).

В подкласс ультраметаморфических месторождений объединяются палингенетико-метасоматические и послегранитизационные месторожде-

ния, возникшие под действием рудоносных флюидов и растворов, поднимающихся из зон палингенной и метасоматической гранитизации или отделяющихся от возникшего расплава. Провести резкую границу между этими группами месторождений нередко весьма сложно.

Развернутую генетическую классификацию месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа приводят в опубликованной в 1975 г. работе Ю.М. Соколова, В.А. Глебовицкий и С.И. Турченко. В ней месторождения подразделены на классы рудных и нерудных формаций: прометаморфический, ортометаморфический и реометаморфический. Рудные формации прометаморфического класса объединяют месторождения, в которых промышленные концентрации полезных ископаемых возникли до проявления регионального метаморфизма в результате седиментации, выветривания, вулканизма, интрузивного метаморфизма и постмагматической деятельности. Метаморфизм только преобразовывал и видоизменял первичные руды и неметаллические полезные ископаемые.

К рудным формациям ортометаморфического класса в этой классификации относятся месторождения, в которых рудообразующие компоненты концентрировались в процессе регионального метаморфизма при соответствующих геотермическом и геохимическом режимах. В этот класс Ю.М. Соколов с коллегами включает палингенно-метасоматические (пегматитовые) месторождения, образовавшиеся в процессах магматического замещения, дифференциации вещества при выплавлении и консолидации гранитоидного расплава, а также в результате дальнейших постгранитизационных метасоматических преобразований, и гидротермально-метасоматические месторождения, возникшие на регressiveном этапе регионального метаморфизма.

В промежуточный реометаморфический класс рудных формаций названные исследователи объединяют гидротермально-метасоматические (метаморфогенно-гидротермальные) месторождения, концентрация рудообразующих элементов в которых обусловлена дифференциацией и мобилизацией вещества при регионально-метасоматических преобразованиях регressiveного этапа регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Внутри выделенных классов рудные формации метаморфогенных месторождений подразделяются в зависимости от связи их сmono- или полиметаморфическими процессами, а также фациальными сериями и фациями метаморфизма. Каждой фации – зеленосланцевой, амфиболитовой и т.д. – в рамках конкретных фациальных серий свойственны определенные генетические типы месторождений.

Рассмотренные классификации метаморфогенных месторождений полезных ископаемых построены на различных признаках, учитывающих определенные условия образования этих месторождений, разный фациальный уровень метаморфизма вне зависимости от его ти-

па и геологических условий проявления. Они касаются в основном областей мигматизации и их зеленосланцевого обрамления. Вместе с тем в каждом подвижном поясе в различных геотектонических ситуациях проявляется определенный геологический тип метаморфизма и возникают закономерно с ним связанные группы месторождений полезных ископаемых. В классификациях метаморфогенных месторождений, разработанных Я.Н. Белевцевым, Ю.М. Соколовым и др., учитываются специфические термодинамические условия их возникновения, место в метаморфическом процессе и другие факторы. Однако конкретные геологические признаки в классификационные ячейки не вносятся. Для практических целей наиболее целесообразна систематика месторождений метаморфогенных полезных ископаемых, основанная на различиях геологических типов метаморфизма, которые отражают специфику геотектонической ситуации проявления метаморфизма и возникновения соответствующего метаморфогенного оруденения в конкретной геологической обстановке.

Каждый геологический тип метаморфизма характеризуется определенной металлогенической специализацией, и лишь в редких случаях конвергенция P - T условий приводит к возникновению близких по составу рудных образований. В общем случае метаморфогенное рудообразование, согласно теоретическим представлениям Г.А. Кейльмана [14] и В.Б. Болтырова [3], является неотъемлемым элементом сложных метаморфометасоматических процессов, определяемых геодинамическим режимом данной геоструктурной зоны. К.К. Золоевым, В.Я. Левиным, Л.М. Минкиным и др. [27] на конкретных примерах показано, что проявлению того или иного типа метаморфизма соответствуют определенные группы месторождений полезных ископаемых. Рассмотрим краткую металлогеническую характеристику приведенных выше геологических типов метаморфизма.

Геотермально-статический метаморфизм эзгея в металлогеническом отношении сравнительно беден, что обусловлено стабильностью его уровня и в связи с этим отсутствием значительных градиентов P - T параметров, стимулирующих перемещение и концентрацию компонентов в системе. Большинство месторождений полезных ископаемых в комплексах, сформировавшихся в режиме этого типа метаморфизма, представлено высокотемпературными минералами или же связано с вариациями pH и Eh в ходе эволюции флюидного режима, определяющего дифференциальную миграцию вещества.

К наиболее распространенным месторождениям этого типа относятся известные во многих регионах залежи силлиманита в глиноземистых породах. В кристаллических сланцах Алданского щита, Юго-Западного Памира и других регионов известны месторождения корунда, а в карбонатных породах – шпинели. В самых разнообразных породах, особенно в высокобарических фациях, широко распространен пироп-альмандин-

новый гранат, который может использоваться как абразивный материал. В литературе имеются указания на возможность использования сапфира в качестве поделочного и полудрагоценного камня.

С породами рассматриваемой группы связаны крупные месторождения высокотемпературного хорошо кристаллизованного графита, марганца и титана. Некоторые разновидности пород содержат повышенные количества фосфора, бария, стронция.

Важнейшее промышленное значение имеют месторождения магнетитовых кварцитов архея, сопровождаемые магнетит-пиroxеновыми сланцами. По поводу их генезиса существуют две различные точки зрения: руды представляют собой метаморфизованные железисто-кремнистые осадки или образуются метасоматическим путем. При всех обстоятельствах минеральная форма выделения железа является функцией режима pH и Eh. С метасоматическими и палингеническими процессами, широко проявляющимися на поздних стадиях развития метаморфических комплексов рассматриваемого типа, связаны месторождения магнезиальных скарнов, флогопита, лазурита, некоторых редкоземельных и редкометалльных элементов в пегматитах и некоторые другие.

Начальный метаморфизм, имеющий геотермально-статическую природу, также характеризуется ограниченным набором месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа. В то же время с метасоматическими процессами, протекающими в условиях метагенеза и низкофациального метаморфизма погружения, генетически связаны крупнейшие стратиформные месторождения типа Саткинского магнетитового и Бакальского сидеритового на Урале (рис. 15). Формирование их происходит за счет метасоматического обогащения карбонатных толщ магнием и железом из минерализованных вод, проникающих из подстилающих пород в ходе метагенеза при погружении осадочных комплексов на значительные глубины. Такого же рода процессы играли существенную роль в формировании крупных золоторудных и золото-урановых месторождений типа Витватерсrand, некоторых баритовых и полиметаллических месторождений.

В целом для геотермально-статического метаморфизма характерно в основном стратиформное оруденение, связанное с первичным накоплением рудного вещества в осадочных породах и последующим его преобразованием в ходе метаморфогенно-метасоматических процессов, сопровождающих этот тип метаморфизма.

Зеленокаменный метаморфизм по сравнению с охарактеризованными выше сопровождается более разнообразным рудообразованием, хотя для него свойственны относительно слабые начальные процессы мобилизации и перераспределения рудного вещества, первично распределенного в породах.

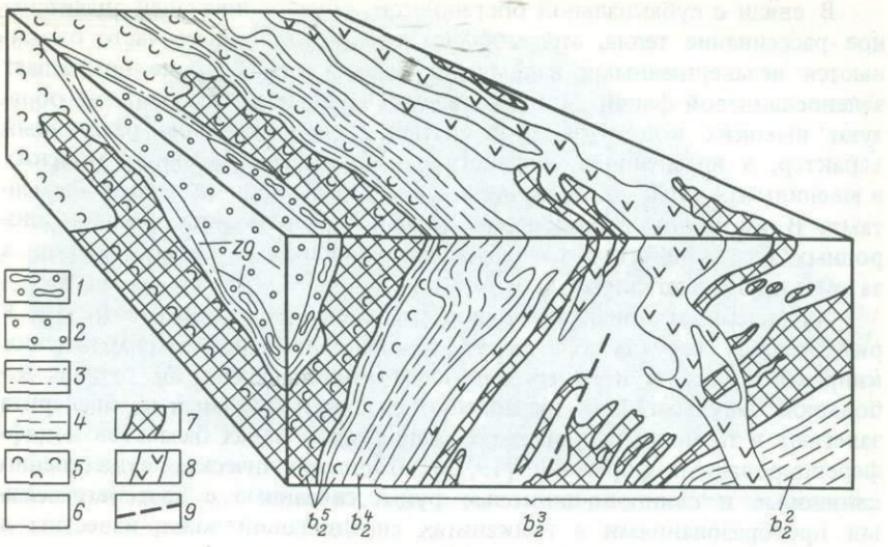


Рис. 15. Метасоматическое развитие сидеритовых руд по доломитам в условиях начального метаморфизма. Бакальское месторождение. По Л.В. Андимову и др. [1]:

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3, 4 — кварц-серицитовые сланцы (3 — осветленные, 4 — филлитовидные); 5 — строматолитовые доломиты (биостром); 6 — переслаивание карбонатных пород и кварц-серицитовых сланцев; 7 — сидеритовые руды; 8 — дайки диабазов; 9 — разрывные нарушения; zg — зигальгинская свита; b_2^{2-5} — подразделения верхней подсвиты бакальской свиты

Несмотря на хорошую обоснованность генетических моделей рудообразования, предусматривающих привнос рудных компонентов в земную кору сквозьмагматическими флюидами из подкоровых ювенильных источников, представления о транспортировке огромных масс рудного вещества в верхней части коры только при помощи флюидов вряд ли состоятельны. Очевидно, большая часть рудного материала выносится из мантии вместе с петрогенным веществом, составляющим основу магматических масс. И зеленокаменное перерождение, как подчеркивает В.Б. Болтыров [3], реализующееся в высокопроницаемых симатических зонах, сопровождается мобилизацией и выносом рудных компонентов из соответствующих пород поствулканическими, постмагматическими и метаморфогенно-метасоматическими растворами. Как показали К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. [4], в числе этих пород кроме вулканитов могут быть габброиды и гипербазиты, при метаморфизме которых освобождаются большие массы петрогенного и рудного вещества.

В связи с субаквальной обстановкой, обусловливающей значительное рассеивание тепла, метаморфические реакции здесь часто оказываются незавершенными и температурный уровень их не превышает зеленосланцевой фации. Мобилизованные рудные компоненты не образуют высоких концентраций и имеют преимущественно рассеянный характер, а интенсивное воздействие на породы смешанных морских и ювелирных вод определяет насыщение растворов рудными элементами. В частности, возникающие слабые кислоты типа кремнекислородных благоприятствуют связыванию в сульфидах сначала железа, а затем и других металлов.

Характерным примером рудообразования на океаническом дне в рифтогенных структурах могут служить колчеданные месторождения кипрского типа, в которых пиритсодержащие (до 90 %) руды с небольшой эмульсионной вкрапленностью халькопирита и сфалерита залегают в пропилитизированных подушечных лавах базальтов недифференцированных формаций [19, 3]. Полиметаллические, существенно свинцовые и свинцово-цинковые руды, связанные с эпигенетическими преобразованиями в вулканитах спрединговой зоны, известны в Калифорнии, Хорватии и Северной Боснии.

В общем случае при конседиментационном зеленокаменном метаморфизме накапливается значительное количество рудного вещества, в основном в виде железистых и железисто-марганцевых образований. Последние в ряде случаев замещаются пиритом, образуя широко распространенные во многих подвижных поясах мира серноколчеданные месторождения, относящиеся по генезису к вулканогенно-осадочным. Ведущими рудообразующими процессами при этом, по-видимому, являются автометаморфизм (автометасоматоз) основных вулканитов и гидротермально-метасоматические процессы (рис. 16).

Источник рудных компонентов — экстрагированное из боковых пород избыточное при процессах гидротермального метасоматоза вулканитов рудное вещество. Восстановительный характер растворов и высокие концентрации в них железа при наличии серы вулканического происхождения определили формирование главным образом сернистых (пиритовых) руд. Наиболее ценные компоненты — медь, полиметаллы, редкие элементы в сравнительно больших содержаниях могли образовывать сульфиды только при резком понижении в растворах концентрации железа и соответствующей смене термодинамического режима.

С зеленокаменным метаморфизмом и сопровождающим его выделением кремнезема связано образование вторичных кварцитов, алюмокварцитов, разнообразных яшм, а также жильного кварцита, который при последующей метаморфической переработке становится пригодным для выплавки технического стекла.

Зеленосланцевый метаморфизм отличается от зеленокаменного перерождения прежде всего его связью с более поздними этапами

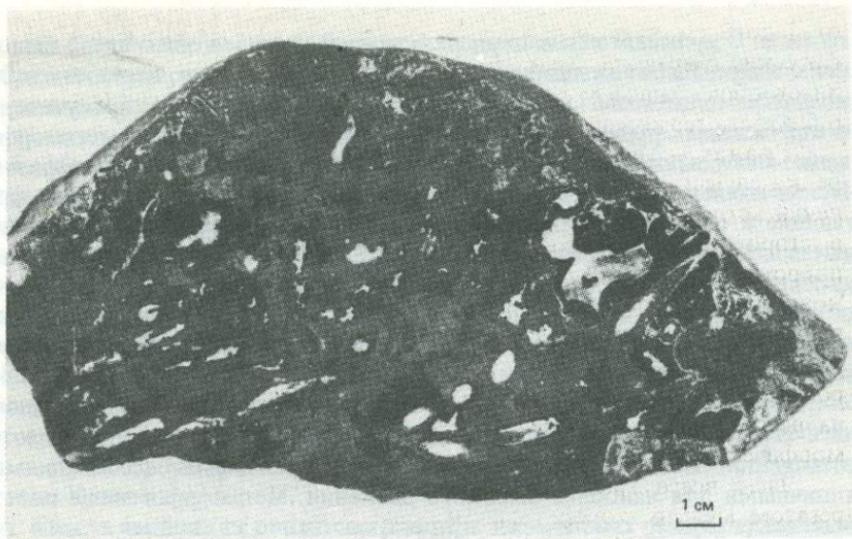


Рис.16. Метасоматическое замещение сульфидами биострома, образованного водорослями и кораллами. Сибайское месторождение (Южный Урал). Кол. В.В. Масленникова.

Черное – сфалерит, серое – пирит, белое – кварц-кальцитовый агрегат

геосинклинального развития подвижных поясов, когда на общем фоне растяжения периодически возникают условия тектонического сжатия. И хотя в аммагматических зонах зеленосланцевый метаморфизм не приводит к формированию крупных месторождений, в вулканических зонах, сочетаясь с различными апомагматическими явлениями, он сопутствует формированию колчеданных и других сульфидных месторождений. Источники рудных компонентов в этих месторождениях имеют двойственную природу. Одни из них – ювенильные и поступают вместе с теплом дополнительными порциями магматических (вулканических) расплавов, другие – экстрагированные из боковых пород гидротермально-метасоматическими растворами. Как справедливо отмечают А.И. Кривцов и др. [19], в формировании этой группы колчеданных месторождений, заключающих значительные мировые запасы меди, полиметаллов, золота и других полезных ископаемых, метаморфические и метасоматические процессы играют не только трансформирующую, но и важную рудообразующую роль.

Кроме сульфидного оруденения, с зеленосланцевым метаморфизмом как вулканогенных, так и ряда других пород генетически связанны месторождения и проявления кварцево-жильного сырья, некоторых видов асбеста, хлоритового и талькового камня и др. Весьма характерны для зеленосланцевого метаморфизма жилы альпийско-

го типа. В вулканогенных породах основного состава они обычно выполнены кварц-альбит-аксинит-актинолитовыми агрегатами, нередко с актинолит-тремолитовым асбестом. Актинолит-асбест часто присутствует в колчеданных рудах, свидетельствуя о многоступенчатости метаморфогенно-метасоматических процессов при зеленосланцевом метаморфизме. Примечательно, что жилы кварц-альбит-актинолитового состава, залегающие в основных вулканитах, переходят в мономинеральные кварцевые жилы при проникновении в смежные терригенно-осадочные породы, из которых метасоматически извлекается преимущественно лишь кремнезем. В ряде случаев зеленосланцевый метаморфизм в такой ситуации приводит к образованию значительных скоплений промышленного кварцево-жильного сырья.

Глаукофансланцевый метаморфизм, проявляющийся в шовных структурах на границах существенно различных в геологическом отношении блоков, характеризуется минеральными ассоциациями, типичными для наиболее высокого давления. Метаморфогенные полезные ископаемые, генетически и пространственно связанные с этим типом метаморфизма, представлены глаукофаном, жадеитом, рутилом, гранатом, дистеном. Месторождения и проявления этого типа развиты весьма широко. На Южном Урале эклогитам максютовского комплекса дана предварительная промышленная оценка как комплексному сырью на гранат и рутил. На Полярном Урале проводилась пробная добыча эклогитов с использованием их в качестве поделочных камней. Эти виды минерального сырья еще ждут промышленного освоения.

Симатический плутонометаморфизм, сопровождающий становление габбро-гипербазитовых и габбро-гранитоидных комплексов, проявляется на разных стадиях развития подвижных поясов в зонах глубинных разломов. Месторождения полезных ископаемых, связанные с этим типом метаморфизма, весьма разнообразны. Чаще всего они полигенны как в отношении источников рудного вещества, так и по механизму формирования. При этом для большинства крупных месторождений различных полезных ископаемых основную роль в рудообразовании наряду с магматическими гидротермальными процессами играют метаморфические и метасоматические явления.

Рассеянное рудное вещество и незначительные по масштабам магматические месторождения, возникшие на ранних этапах становления габбро-гипербазитовых комплексов под воздействием высокотемпературных гидротермально-метасоматических растворов, в ряде случаев существенно трансформируются путем мобилизации и перераспределения рудных компонентов в новые более крупные метаморфогенно-метасоматические рудные тела [4]. Такое оруденение магматогенно-метаморфогенного происхождения присуще месторождениям титаномагнетита, хромита, платиноидов габбро-гипербазитовых комплексов многих регионов.

С более поздними габбро-гранитоидными комплексами, главным образом с массивами габбро-диорит-плагиогранитовой формации, развивающимися субсинхронно со становлением собственно габбровых формаций, ассоциируют относительно крупные месторождения хризотил-асбеста. Они возникают в ходе мобилизации вещества ранее сформировавшихся ультраосновных пород под воздействием тепла и связанных с плагиогранитоидами растворов.

Габбро-гранитоидные комплексы заключительных этапов развития собственно эвгеосинклинальных зон при своем становлении в условиях преимущественного тектонического сжатия оказывают более активное мобилизующее воздействие на горные породы. С этими процессами связано образование скарново-магнетитовых и скарново-медных месторождений, причем в рудообразование вовлекается не только экстрагируемое из боковых пород петрогенное и рудное вещество, но и ранее сформировавшиеся рудные залежи (Гумешевское, Туринское на Урале и др.).

Сиалический плутонометаморфизм – весьма распространенный тип метаморфизма, проявляющийся на огромных территориях на всех стадиях развития континентальной коры. Многоактность, широкий фациальный диапазон, сопряженность с ультраметаморфизмом и палингенизом, активный и разнообразный флюидный режим, сочетания в разных зонах стабильных и высокоградиентных $P-T$ условий – все это определило обширное многообразие возникающих в такой обстановке полезных ископаемых. С сиалическим плутонометаморфизмом связаны все месторождения мусковита, антофиллит-асбеста, талька, крупнейшие месторождения графита, вермикулита, кианита, полевошпатового и кварцевожильного сырья, некоторые месторождения драгоценных и поделочных камней, золота, редких металлов и других видов минерального сырья.

В зависимости от времени и геологических условий в гнейсово-мигматитовых комплексах, формирующихся в ходе сиалического плутонометаморфизма, может быть выделено две большие группы месторождений, для которых характерно проявление всех способов формирования метаморфогенных месторождений – от изофазной перекристаллизации до существенно аллохимических преобразований. Месторождения первой группы возникают преимущественно на ранних стадиях становления собственно гнейсово-мигматитовых комплексов, второй – несколько позднее в связи с образованием палингенно-метасоматических гранитоидов.

Среди месторождений ранней – гнейсовой стадии можно выделить квазизохимические образования, не связанные причинно с привносом или выносом вещества, и метаморфогенно-метасоматические, возникшие как результат перемещения компонентов. Примером первых являются месторождения графита. Его количество в породах при повышении

температуры и в ходе метасоматической гранитизации уменьшается, но качество повышается; размер кристаллов увеличивается, а зональность снижается.

К этой же группе можно отнести месторождения антофиллит-асбеста. В гипербазитах, оказавшихся в зоне сиалического плутонометаморфизма, в ходе неоднократных метаморфических преобразований за счет метаморфогенного призматически-кристаллического антофиллита или энстатита развивается антофиллит-асбест. Некоторое изменение состава при образовании антофиллита в гипербазитах (главным образом, вынос железа) иногда происходит, но не это является причинным фактором формирования месторождений.

На поздних этапах метаморфизма весьма характерно изофазное преобразование жильного кварца, кристаллизовавшегося на ранних стадиях формирования гнейсово-мigmatитовых комплексов. При этом гигантозернистый ("молочно-белый") кварц рекристаллизуется в более мелко-, равномерно-зернистый агрегат, и при этом происходит его рафинирование.

Двоякое происхождение могут иметь месторождения силлиманита, кианита, граната, отчасти — мусковита. С одной стороны, эти минералы возникают в породах соответствующего состава изохимически при определенных P - T условиях, как и все метаморфические минералы. С другой — чаще и с более высоким содержанием упомянутые минералы образуются в зонах проявления кислотного выщелачивания или кристаллохимического фракционирования в условиях повышенных градиентов давления. При этом характерно развитие силлиманит- или кианит-мусковит-кварцевых, гранат-мусковит-кварцевых, кианит-кварцевых ассоциаций, формирующих выдержаные по простиранию и имеющие порой значительную мощность зоны. Близкую геологическую позицию занимают мусковитовые пегматиты, располагающиеся в мигматитовых полях и тяготеющие к зонам кислотного выщелачивания. Нередко они ассоциируют с кианитовыми гнейсами и кианит-мусковит-кварцевыми сланцами, возникающими по периферии гнейсовых ядер. Попутно отметим, что вообще большинство месторождений полезных ископаемых, связанных с гнейсово-мigmatитовыми комплексами, тяготеет к зонам сочленения гнейсовых ядер со сланцевым обрамлением (рис. 17), где максимального значения достигают градиенты температуры, давления, pH, Eh и др.

С вариациями режима щелочности — кислотности при формировании магматитовых комплексов связаны месторождения гидробиотита (вермикулита), талька, магнетит-гематитовых кварцитов, рутила и т.д. Зоны биотитизации, в пределах которых при последующем наложении процессов гидратации развивается вермикулит, связаны с калиевым метасоматозом базитов и гипербазитов. Тальковые и тальк-карбонатные породы формируются в условиях кислотного режима в гипербазитах,

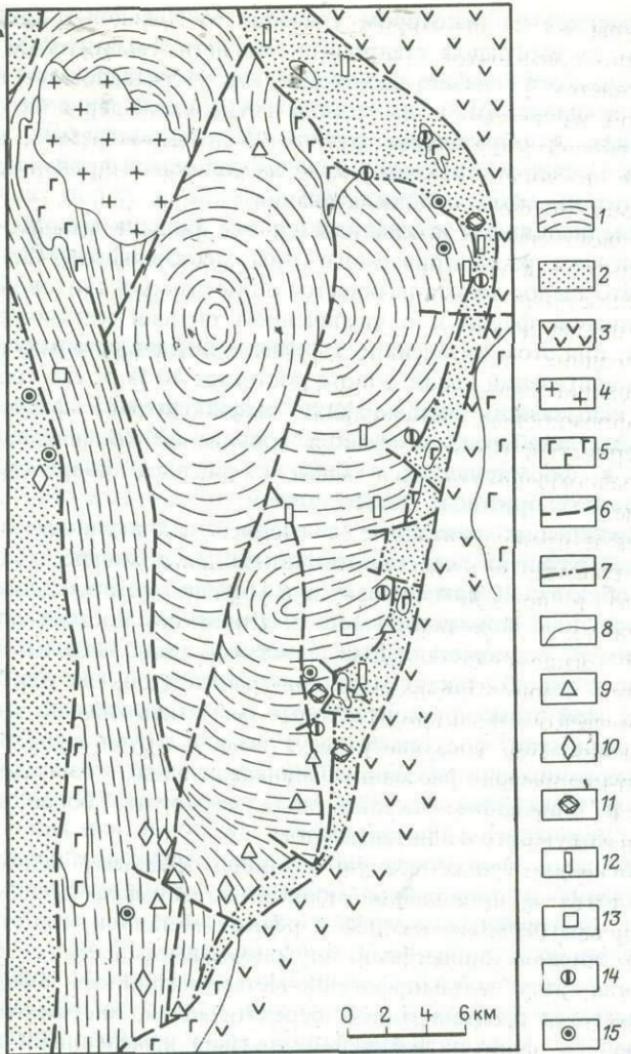


Рис. 17. Схематическая металлогеническая карта уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса (Средний Урал) :

1 – породы гнейсового ядра (амфиболиты, гнейсы, мигматиты); 2 – породы сланцевого обрамления (слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты, графитовые кварциты); 3 – вулканогенные и осадочные образования зеленокаменного комплекса; 4 – гранитоиды; 5 – габбро и гипербазиты; 6 – разрывные нарушения; 7 – стратиграфические несогласия, осложненные разрывными нарушениями; 8 – границы интрузивных тел; 9 – 15 – месторождения и зоны минерализации (9 – мусковита, 10 – кианита, 11 – гранулированного кварца, 12 – граната, 13 – керамических пегматитов, 14 – рутила, 15 – гематит-магнетитовых кварцитов)

располагающихся на некотором удалении от гнейсовых ядер — непосредственно за изоградой ставролита. Магнетит-гематитовые кварциты метасоматического генезиса возникают, как указывалось выше, в зонах высокого градиента рН — на границе гнейсовых ядер с их сланцевым обрамлением. А образование рутила из титаномагнетита, ильменита, титанита и за счет экстракции титана из силикатов происходит в зонах интенсивного кислотного выщелачивания.

В последнее время накапливается все больше данных о связи с метаморфизмом рассматриваемого типа месторождений золота. Установлено, что вынос золота начинается с биотит-мусковитовой субфаации зеленосланцевой фации и с увеличением степени метаморфизма продолжается, при этом интенсивность выноса последовательно уменьшается. При гранитизации вынос золота достигает 40 % от его содержания в породах, испытавших метаморфизм амфиболитовой фации. В зонах базификации, наоборот, отмечается повышение концентрации золота, особенно в формирующихся здесь кварцевых, кварц-карбонатных, кварц-серпентит-хлоритовых метасоматитах.

Месторождения, связанные с поздней палингенетико-метасоматической стадией развития гнейсово-мигматитовых комплексов, также весьма многообразны. К ним относятся и многие месторождения, рассматриваемые как контактово-метасоматические, постмагматические и т.д. Например, редкометалльные пегматиты располагаются как непосредственно в эндоконтактах массивов гранитоидов, так и в ближайшем их ореоле. При этом эндоконтактовые пегматиты обычно оказываются непромышленными, поскольку несут хотя и крупнокристаллическую, но лишь неравномерно рассеянную минерализацию, в то время как находящиеся в ближайшем экзоконтакте пегматиты более равномерно насыщены колумбитом или танталитом.

Аналогичную геологическую позицию занимают многочисленные месторождения и проявления молибдена, вольфрама, золота, урана, флюорита, драгоценных камней и редких металлов, генетически связанные с общими процессами плутонометаморфизма и магматизма. Становление этих метаморфогенно-метасоматических месторождений сопровождается грейзенизацией, березитизацией, лиственитизацией, аргиллитизацией, флогопитизацией и другими изменениями вмещающих пород.

Приразломный динамометаморфизм не является причиной образования месторождений полезных ископаемых, однако в ряде случаев разломы контролируют их размещение, обусловливают возникновение градиента флюидного давления, служат каналами тепломассопереноса, играют роль рудовмещающих структур и т.д. В генетическом отношении формирование эндогенных месторождений определяется энергетическими процессами, выражющимися в метаморфических и магматических явлениях, которые, в свою очередь, могут контроли-

роваться разломами, но и в этом случае последним принадлежит лишь пассивная роль.

Метеоритно-ударный метаморфизм в конкретных случаях приводит к образованию алмазов, которые могут представлять промышленный интерес. По данным некоторых исследователей, взрывные явления, сопровождающие падение наиболее крупных метеоритов, приводят к расплавлению пород на значительные глубины. При этом возникают магматические комплексы и сопровождающие их рудные месторождения типа Седбери в Канаде.

Метаморфогенные рудные формации

В соответствии с существующими представлениями под рудной формацией понимается группа месторождений со сходным минеральным составом руд и близкими геологическими условиями их образования. Это понятие основывается на представлении о рудных формациях как сообществах месторождений полезных ископаемых, возникающих на определенных стадиях развития подвижных поясов и платформ в генетической или парагенетической связи с определенными геологическими (магматическими, осадочными, метаморфическими) образованиями. При этом возникает принципиальный вопрос: какую связь – вещественную или энергетическую считать собственно генетической, так как в ряде случаев источники того и другого рода не идентичны. Примером этому может служить связь месторождений с интрузиями, которые создают энергетическое поле, определяющее температурный режим контактовых зон, а источником рудного вещества зачастую являются вмещающие породы или некоторые глубинные зоны. Так как рудные формации представляют собой концентрацию вещества в конкретной минеральной форме, возникающую в ходе геологического процесса на различном субстрате, то в качестве генетической основы ее появления главную роль играет активный фактор, определяющий мобилизацию и последующую стабилизацию компонентов. В нашем случае – это метаморфизм того или иного типа, как отражение энергетического воздействия на вещество земной коры. Такой вывод служит основанием для выделения рудных формаций метаморфогенных полезных ископаемых в соответствии с геологическими типами метаморфизма (табл. 4).

В табл. 4, составленной по схеме, разработанной В.Б. Болтыровым [3], приводятся рудные формации месторождений метаморфогенных полезных ископаемых, сгруппированных по типам метаморфизма. В нее включены лишь наиболее характерные формации – индикаторы рудогенеза. Полная и детальная систематика их – дело будущего. Для разработки такой классификационной системы необходимы единый подход и совокупность методов, в основу которых могут быть положе-

Таблица 4. Металлогеническая специализация геологических типов метаморфизма

Тип метаморфизма	Основные рудогенные процессы	Характерные рудные формации	Регионы развития генотипов
Геотермально-статический эзогей	Изофазная перекристаллизация, кристаллохимическое фракционирование, метасоматоз	Эвлизитовая, корундовая, корнерулин-сапфировая, шпинелевая, силиманитовая, графитовая, апатитовая Магнезитовая, сидеритовая, барит-полиметаллическая	Алдан (Якутия), Памир, Индия, о-в Мадагаскар
Начальный	Аллофазная перекристаллизация, элизия, метасоматоз		Казахстан, Урал (СССР)
Зеленокаменный	Автометаморфическое перерождение, метасоматоз	Серно-, медно-колчеданная, яшмоидная	Урал (СССР), Кипр
Зеленосланцевый	Изофазная и аллофазная перекристаллизация, сегрегация	Медно-колчеданная, актинолит-асбестовая, кварцево-жильная	Восточная Сибирь, Урал, Тува (СССР), Япония
Глаукофансланцевый	Кристаллохимическое фракционирование, метасоматоз	Глаукофан-жадеитовая, рутиловая, эклогит-гранатовая	Урал (СССР), Альпы, Калифорния (США), Япония
Симатический плутонометаморфизм	Сегрегация, метаморфическая дифференциация, метасоматоз, палингнез	Хромитовая, медно-никелевая, титаномагнетитовая, платиноидная, скарново-медная, хризотил-асбестовая	Закавказье, Урал (СССР), Аппалачи (США)
Сиалический плутонометаморфизм	Изофазная и аллофазная перекристаллизация, кристаллохимическое фракционирование, анатексис	Графитовая, антофиллит-асбестовая, кианитовая, мусковитовых легматитов, гранат-рутиловая, тальк-магнезитовая, родонитовая, железистых кварцитов, кварцево-жильная, редкометалльных пегматитов	Карелия, Восточная Сибирь, Урал (СССР), Бразилия, Индия
Локальный: контактовый	Перекристаллизация (ороговикование), метасоматоз (скарнообразование, грэйзенизация, фенитизация и др.)	Золото-сульфидная, скарновомагнетитовая, редкометалльно-грэйзеновая, хризотил-асбестовая, tremolит-асбестовая	Средняя Азия, Урал (СССР), Центральная Европа, Бразилия, Канада
динамический приразломный	Перекристаллизация, сегрегация, метасоматоз	В сочетании с другими типами метаморфизма – золоторудные, кварцево-жильная и др.	Средняя Азия, Урал
метеоритно-ударный	Аллофазная перекристаллизация	Алмазы, при глубинном расплавлении медно-никелевая	Якутия (СССР), Канада

ны сформулированные выше принципы. Вместе с тем при рудоинформационном анализе главная роль отводится изучению соотношений природных скоплений рудного вещества с определенными ассоциациями магматических и осадочных пород. Метаморфогенные полезные ископаемые, обнаруживая тесную связь с соответствующими им метаморфическими формациями, в этом отношении наиболее показательны.

К.К. Золоев, Б.А. Попов [4], Д.В. Рундквист [38] и другие исследователи показали, что рудовмещающие и рудные формации вообще и метаморфогенные в частности являются продуктами неоднократного перераспределения во времени и пространстве рудного и петрогенного вещества. Это позволяет, опираясь на классификационную систему, выделять парагенетические ряды рудных формаций, соответствующие геологическим типам метаморфизма, а в связи со стадиями развития подвижных поясов и платформ – их парагенетические семейства. Последние закономерно связаны в пространстве с рудовмещающими метаморфическими формациями, а во времени – с эволюцией геодинамического режима. Таким образом, в подвижных поясах могут быть выделены парагенетические семейства рудных формаций раннегеосинклинального (рифтогенного), позднегеосинклинального, предорогенного, орогенного и посторогенного этапов. Все это в совокупности создает возможность логического синтеза обширного геологического материала и, как следствие, осуществления прогнозных оценок различных геологических объектов на всех стадиях их изучения, начиная с полевых геолого-съемочных работ.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Специфика изучения, расчленения и геологического картирования метаморфических комплексов обусловлена характером внутренней организации минерального вещества метаморфических образований, их гетерогенностью, разнообразием сочетаний первичных и вторичных явлений, конвергенцией многих признаков и т.д. Во всех случаях перед исследователем возникают две основные задачи: во-первых, выяснить все главные черты геологии первичных неметаморфизованных образований и, во-вторых, установить закономерности проявления метаморфизма и взаимно увязать их в единой модели. Обе задачи настолько тесно взаимосвязаны, что решение первой из них невозможно без хотя бы частичного решения второй. Так, например, не зная закономерностей петрохимической направленности метаморфизма, невозможно определить состав и формационную принадлежность исходных пород и, наоборот, не выявив особенности геологических структур, образованных до метаморфизма, нельзя судить о тектонических закономерностях его проявления и т.д.

При геологическом картировании неметаморфизованных образований, сохранивших первичную структуру и пусть даже спорадически содержащих фаунистические остатки, изучение начинается с возрастного расчленения групп горных пород. При проведении работ в метаморфических комплексах эту важнейшую задачу нередко приходится решать после детального изучения их вещественных и структурных особенностей.

Учитывая сказанное, можно выделить несколько этапов исследований метаморфических комплексов, в процессе которых должен быть выяснен ряд вопросов.

1. Изучение петрографических и петрохимических особенностей метаморфических пород и минеральных ассоциаций.

2. Восстановление первичного состава и определение структуры исходных образований.

3. Выявление общих закономерностей проявления метаморфизма.

4. Создание интегральной историко-геологической модели развития метаморфических комплексов, включая вопросы их металлогенеза.

Для решения перечисленных вопросов используется обширный арсенал полевых и лабораторных исследований, которые в значительной мере выполняются параллельно. В методике как полевых, так и аналитических исследований метаморфических образований много

общего с изучением других видов геологических формаций, в книге рассматриваются преимущественно специфические методы и приемы, применяемые при исследовании и геологическом картировании главных типов метаморфических комплексов.

ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как при всяких геологических исследованиях, при изучении метаморфических образований непосредственно наблюдаемы лишь два параметра: состав горных пород и их структура в широком смысле слова. Третьим инструментально измеряемым параметром, находящимся в зависимости от двух первых, являются физические свойства пород и обусловленные ими физические поля.

Особенности горных пород, отражающие два первых параметра, в ходе полевых работ изучаются практически одновременно. Однако геофизические исследования, даже если они проводятся параллельно, оказываются в какой-то мере оторванными от прямых геологических наблюдений. Тем более важно, чтобы анализ всего материала проводился во взаимной его увязке на первом этапе, т.е. еще в полевых условиях.

Геолого-петрологические наблюдения

Одно из главных затруднений, возникающих при полевом расчленении метаморфических образований, разработке номенклатуры горных пород, корреляции разрезов, связано с их полигенностью. Наиболее распространенные метаморфические породы — гнейсы, амфиболиты, кварциты, кальцифиры — могут представлять собой продукты субизохимического метаморфизма соответственно кислых и основных вулканитов или их интрузивных аналогов, песчаных и карбонатных осадков. Однако, как показали многочисленные исследования, аналогичные породы нередко возникают и в результате существенно аллохимических преобразований — гранитизации, базификации, окварцевания, карбонатизации.

Для решения вопроса о природе субстрата и получения данных для литологической и стратиграфической корреляции метаморфических толщ применяется обширный комплекс методов геологического анализа на всех уровнях исследования вещества — от изотопного до формационного. Ведущее значение, особенно на начальной стадии работ, принадлежит полевым геологическим наблюдениям, позволяющим установить форму геологических тел, характер их взаимоотношений, вариации состава горных пород в пространстве, наличие скиалитов, ксенолитов, реликтовых структур и т.д. Эти сведения, собранные при проведении рекогносцировочных маршрутов и дополненные всесторон-

ними аналитическими данными, являются основой петрографической номенклатуры горных пород и предварительной легенды для геологической карты. На более поздних стадиях ведущее значение приобретает метод оконтуривания (прослеживание выделенных литологических разностей пород по простиранию), который позволяет окончательно разделить слоистые толщи и метаинтрузивные образования, выявить условия их залегания, первичные и вторичные изменения вещественного состава горных пород и т.д.

Весьма существенное значение имеют характер переслаивания и количественное соотношение горных пород в разрезе. В ряде случаев, особенно при отсутствии в составе метаморфического комплекса отчетливо типоморфных образований, эти данные помогут определить его формационную принадлежность. Так, например, для наиболее полно изученных формаций архейских зеленокаменных поясов Канадского щита установлено среднее соотношение – базальт : андезит : дацит : риолит (55:30:10:5). Ультраосновные лавы составляют в этих формациях менее 1 %, хотя и являются весьма характерными [49]. Аналогичные соотношения известны и для других магматических, в меньшей мере – для осадочных формаций.

Одно из главных направлений методики полевых наблюдений при изучении состава метаморфических и метасоматических образований – изучение характерных закономерных изменений свойств, отражающих зональность проявления процессов, обуславливающих их возникновение. Эта особенность определяет многие элементы методики исследований. Например, маршруты должны закладываться не только с учетом простирания слоистости, но и с расчетом достаточно детальных наблюдений границ метаморфических зон (соответственно вкrest и по простиранию тех и других).

Отбор образцов и проб для всех видов анализа необходимо проводить не только в виде отдельных наиболее представительных штуков, но и в виде целесообразно отобранных серий, отражающих всю гамму как постепенных, так и резких переходов между разновидностями пород.

Зональность в метаморфических комплексах весьма многообразна по масштабу и характеру проявления. В самом общем виде может быть выделена зональность четырех порядков: региональная, свойственная тому или иному типу метаморфизма; зональное строение отдельных тел, подвергшихся метаморфизму; зональность, связанная с локальными проявлениями метаморфогенно-метасоматических процессов (околожильная, околотрешинная), и, наконец, зональное строение отдельных минералов.

Региональная зональность – одно из наиболее важных и выразительных проявлений метаморфических процессов, изучение которой вызывает особенно большой интерес для выявления их причинных

связей. Определение центра такой зональности позволяет судить об источнике энергии, обуславливающей эндотермические минеральные превращения. Так, совпадение термальной и барической зональности, в том числе "обратной", в симатических плутонометаморфических комплексах или повторение контуров гнейсовых ядер узкими зонами развития высокобарических минералов в сиалических комплексах указывают на связь термальных структур с перемещением в верхние структурные уровни энергонесущих плутонических масс.

Наиболее ярким примером региональной зональности служат зоны обрамления гнейсово-мигматитовых комплексов, где степень метаморфизма в общем случае последовательно возрастает от низших субфаций зеленосланцевой фации до высших субфаций амфиболитовой фации. Часто правильная зональность нарушается поздними разломами, сопровождающимися перемещением блоков, всевозможными эпигенетическими наложениями и т.п. Лучше всего она сохраняется в периклинальных частях гнейсовых куполов, но иногда удается наблюдать полную концентрическую серию зон [17], хотя и осложненных разрывными нарушениями (рис. 18).

Региональная зональность представляет собой сложное интегральное явление, в котором метаморфизм тесно взаимосвязан с метасоматозом. Их структурный контроль не всегда совпадает, поэтому при построении изоград необходимо иметь в виду, что в ряде случаев наличие того или иного минерала может фиксировать не только фациальный уровень метаморфизма, но и частное проявление метасоматоза. Сложность взаимоотношений минеральных ассоциаций обусловлена тем, что флюид, обеспечивающий протекание метаморфических реакций и находящийся в динамическом равновесии с вмещающими его породами, способен мигрировать за пределы соответствующей температурной зоны, несколько опережая перемещение стабильного теплового фронта. В этом случае более высокотемпературные метасоматические минералы возникают среди относительно низкотемпературных метаморфических ассоциаций и изограды их проявления как бы раздваиваются. Однако различить обе разновидности минералов часто удается без особого труда. Это можно продемонстрировать на том же примере сланцевого обрамления, формирующегося вокруг мигматитовых ядер.

Последовательность минеральных ассоциаций в комплексах такого типа наиболее полно фиксируется сменой типоморфных минералов (от центра к периферии): силлиманит (кордиерит) – кианит (андалузит) – ставролит – гранат – биотит – хлорит. При детальном изучении оказывается, что каждый индекс-минерал здесь имеет две модификации, образующие соответственно метаморфическую и метасоматическую "изограды".

В наиболее высокотемпературной зоне в пределах гнейсовых ядер типоморфным минералом является силлиманит как равновесный

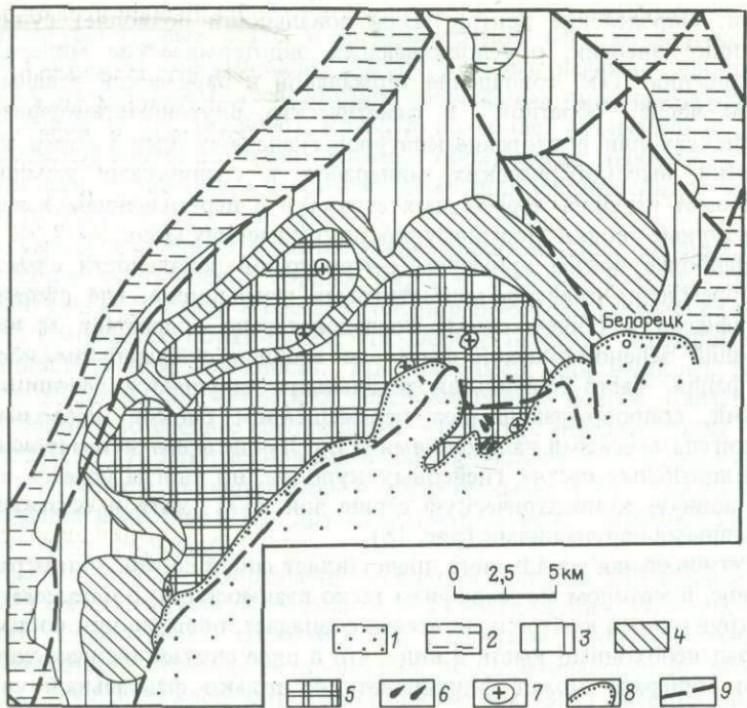


Рис. 18. Схема метаморфической зональности Белорецкого плутонометаморфического комплекса. По З.М. Ротару:

1 – 5 – зоны (1 – регионального катагенеза, 2 – хлоритовая, 3 – биотитовая, 4 – гранатовая, 5 – андалузитовая); 6 – эклогиты; 7 – гранитоиды; 8 – стратиграфическое несогласие; 9 – основные разрывные нарушения

член метаморфической ассоциации гранулитовой или высшей субфации амфиболитовой фации, представленный обычно пластинчатой разновидностью. В породах сланцевого обрамления в сравнительно узкой зоне, примыкающей к гнейсовому ядру, широко развит фибролит, образующийся при несколько пониженных температурах и имеющий метасоматическую природу.

Силлиманит, возникающий при метасоматозе, часто ассоциирует с кварцем, образуя звездчатые обособления, прожилки, нодулы, оторочки вдоль кварцевых жил и скопления, располагающиеся на поверхности кристаллизационной сланцеватости или секущие ее. Наблюдается развитие силлиманита по биотиту и полевому шпату в гнейсах, в мигматитовых прожилках, пегматитах, что указывает на его образование в связи с относительно поздней стадией кислотного выщелачивания. Этот процесс проявляется не только в сланцевом обрамлении, но и про-

никает в гнейсовое ядро, в котором эти преобразования играют регрессивную роль.

Достаточно распространенным минералом в глиноземистых породах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, наряду с силлиманитом является кордиерит, наблюдаемый в виде мелких (0,5 – 0,7 мм) неправильных зерен, равномерно распределенных в породе. Результаты рентгеноструктурного анализа ($\Delta = 0,28 - 0,30$; $c_0 = 0,995 - 1,036$ нм; $a_0 = 1,701 - 1,708$ нм) свидетельствуют о магнезиальном составе этого кордиерита (железистость 0 – 10 %). Метасоматический кордиерит образуется за изоградой метаморфического кордиерита и отличается от последнего размерами и формой: кристаллы его достигают в длину 5 – 7 см, образуя овальные выделения, содержащие относительно небольшое количество посторонних включений. Рентгеноструктурные данные ($\Delta = 0,13 - 0,16$; $c = 0,933 - 0,934$ нм; $a = 1,708 - 1,716$ нм) позволяют определить железистость метасоматического кордиерита в интервале 24 – 27 %.

В ряде случаев в рассматриваемых комплексах можно наблюдать две генерации кианита. Ранний кианит представлен небольшими слегка удлиненными зернами в биотитовых плагиогнейсах, иногда тяготеющими к обогащенным биотитом прослойям, выступая как равновесный минерал в полиминеральной породе. Кианит второй генерации возникает в тех же зонах, что и ранний, или вне их – в результате последующих преобразований с формированием отчетливой метасоматической зональности, не зависящей от состава вмещающих пород и уровня их метаморфизма. Во внешней зоне метасоматической колонки обычно развиты мусковитовые сланцы, которые постепенно переходят в мусковит-кианитовые, а затем и в кианитовые кварциты. Нередко в центральных зонах образуются мономинеральные кварцевые обособления. Формирование такой метасоматической зональности подтверждается экспериментальными данными, свидетельствующими о том, что повышение кислотности среды или увеличение давления обуславливает разложение полевых шпатов и темноцветных минералов и приводит к образованию мусковита и кварца, а при дальнейшем развитии процесса – кианита и кварца за счет мусковита.

Ставролит, изограда которого в общем конформна внешней изограде метаморфического силлиманита, обычно представлен мелкими, более или менее равномерно распределенными в породе зернами, не обладающими кристаллографическими формами. Размер зерен не превышает 2 мм. В результате метасоматических преобразований в ставролитодержащих породах формируются секущие зоны интенсивно мусковитизированных пород с крупнопорфиробластическим ставролитом. Эти зоны занимают отчетливо секущее положение относительно общей метаморфической зональности, располагаясь параллельно некрупным разрывным тектоническим нарушениям. Кристаллы ставролита в них размером

от 1 до 5 см, чаще всего сдвойникованы, имеют четкие кристаллографические очертания. Химический состав и физические свойства ставролитов обоих типов мало отличаются между собой, что свидетельствует о близости термодинамических условий их образования.

Гранат — типичный метаморфический минерал, в то же время нередки случаи, когда он в виде порфиробласт и гломеробластовых скоплений встречается далеко за пределами своей изограды, распространяясь в сторону более низкой ступени метаморфизма. О метасоматической природе этого граната свидетельствует нередко наблюдаемое прожилковидное развитие его агрегатов, обычно в зонах кислотного выщелачивания различного температурного уровня. Причем гранатовые прожилки совместно с кварц-гематитовыми метасоматитами наблюдаются порой среди пород низкотемпературной ступени зеленосланцевой фации на расстоянии в несколько километров до ближайшей изограды метаморфического граната.

Чаще всего гранат метасоматических прожилков представлен агрегатом мелких хорошо ограненных зерен без включений в отличие от метаморфического граната, преимущественно ксеноморфного, обладающего пойкилобластической структурой. Метаморфический гранат в мигматитовых комплексах состоит на 80 — 85 % из альмандина и пиропа при весьма низком содержании спессартина (2 — 8 %), а гранат в метасоматических образованиях в отдельных случаях содержит до 25 — 30 %, а иногда до 50 % спессартиновой молекулы.

Биотит, образующийся при метаморфизме, ориентирован по кристаллизационной сланцеватости и обычно не имеет четких кристаллических форм. Он плеохроирует от красно-бурового до зеленого в зависимости от уровня метаморфизма пород. По составу метаморфические биотиты отвечают истонит-сидерофиллитовому ряду. В зонах трещиноватости, обнаруживающих следы интенсивной метасоматической переработки, наблюдается развитие таблитчатого "поперечного" биотита. Кроме того, по секущим трещинам, зонам брекчирования, вдоль позднего кливажа, в оторочках кварцевых жил развивается мелкочешуйчатый биотит. По составу эти метасоматические биотиты отличаются повышенным содержанием флогопитовой молекулы. В кварцевых жилах в этих зонах встречается флогопит, содержащий до 30 % аннита.

Хлоритоид, спорадически наблюдающийся в периферических зонах рассматриваемых комплексов, образуется в условиях зеленосланцевой фации. Он представлен в виде мелких (1 — 2 мм) чешуек, ориентированных по сланцеватости, разновидностям моноклинной сингонии ($Ng = 1,722$, слабый плеохроизм, содержание MgO от 0,5 до 2,0 %). В отличие от хлоритоида из метаморфических сланцев в метасоматических прожилках он образует крупные кристаллы темно-зеленого цвета размером до 3 см, триклинической сингонии ($Ng = 1,725 — 1,740$, темно-синий плеохроизм по Ng , содержание MgO от 2,5 до 4 %).

Хлориты, с одной стороны, входящие в минеральные ассоциации "фона", на котором развиваются плутонометаморфические явления, и, с другой — связанные с некоторыми стадиями их эволюции, имеют различные модификации. Так, метаморфический хлорит в сланцах относится к группе пеннина — корундофилита. Хлорит, образующий прожилки и сопровождающий образование кварцевых жил, представлен риридолитом, а разновидность его, слагающая совместно с кристаллами кварца агрегаты в виде "гельминтов", — преимущественно прохлоритом.

Таким образом, при прогрессивном развитии метаморфизма метасоматические минеральные ассоциации нередко выходят за пределы своих изоград во внешнюю зону — в сторону более низких температур на различные расстояния, перекрывая друг друга, что затрудняет проведение границ метаморфических фаций. При этом минералы указанных ассоциаций обычно представлены существенно отличными модификациями и в принципе могут быть диагностированы и выделены. Однако во всех метаморфических комплексах на поздней стадии их развития, носящей регressiveный характер, возникают метасоматические образования самого различного фациального уровня вплоть до зеленосланцевой фации, локализующиеся чаще всего в относительно узких зонах. Если эти минеральные ассоциации приурочены к секущим тектоническим дислокациям, то они легко отличаются от всех предшествующих образований. Но нередко их развитие контролируется теми же структурами, что и главная метаморфическая зональность, в первую очередь границами гнейсовых ядер и сланцевого обрамления. В этом случае общая картина зональности существенно осложняется, и выделение "метаморфических" и "метасоматических" ассоциаций различных генераций вызывает серьезные затруднения. Для решения этой задачи особенно важно постоянное сочетание геологических наблюдений с тщательными минералогическим и кристаллохимическим анализами всех парагенезисов и отдельных минеральных фаз.

Зональное строение геологических тел — явление широко распространенное, особенно отчетливо оно проявляется в метагипербазитах, причем можно выделить две разновидности зональности. Одна из них наиболее характерна для ультраосновных пород, относительно слабо метаморфизованных в ходе зеленокаменного перерождения, и проявляется она в сохранении не полностью серпентинизированных блоков или "ядер" гипербазитов, которые сменяются к периферии аллометаморфическими серпентинитами. Вторая разновидность зонального строения свойственна телам гипербазитов, которые подверглись высокотемпературному метаморфизму сиалического профиля. Это обычно мелкие буднированные тела метагипербазитов, залегающие среди амфиболитов и кварцитов сланцевого обрамления гнейсово-мигматитовых куполов. В их центральных частях нередко сохраняются реликты перекрис-

тальлизованных вторичных гипербазитов оливин-энstatитового состава, по своим структурно-текстурным особенностям весьма схожих с первичными перidotитами, но отличающихся от них составом минеральных фаз. К периферии зональных тел оливин-энstatитовые породы последовательно сменяются вначале крупно- или гигантозернистыми оливинсодержащими энstatитами, затем энstatит-антфиллитовыми и антфиллитовыми породами, переходящими во внешних зонах в тальк-антфиллит-карбонатные и, наконец, в тальк-карбонатные породы.

Приконтактовая зональность наиболее выразительна в случаях соприкосновения контрастных по составу и свойствам пород и проявляется около гранитных даек в гипербазитах, на контакте гипербазитов с гнейсами или другими силикатными породами.

На контактах гипербазитов и гранитоидов развиваются зональные метасоматиты. Непосредственно около гранитоидов они представлены оторочками темных слюд — флогопитом или биотитом, нередко — гидратированными. Далее по направлению к гипербазитам слюдитовые оторочки сменяются зоной амфиболсодержащих пород, в которых амфиболы встречаются в виде тремолит-актинолитовых разностей или щелочных роговых обманок. Еще ближе к гипербазитам формируются зоны хлоритовых пород, переходящие затем в тальк-карбонатные и карбонатные породы. В слюдитовых оторочках вокруг плагиоклазитов иногда образуются бериллы и изумруды. Если гипербазиты пересекаются жильными карбонатитами, то в контактах могут возникнуть флогопитовые и риختеритовые метасоматиты с пирохлором и другими редкими и редкоземельными минералами. Жильные альбититы (нейвиты, по Н.Д. Соболеву), нередко встречающиеся в гипербазитах, сопровождаются зональными гидробиотит-хлорит-щелочнорогово-обманковыми оторочками, переходящими в мономинеральные тальковые и карбонатные породы.

Околотрещинные метасоматиты в гипербазитах представлены чаще всего существенно карбонатными и кварц-карбонатными породами (лиственитами), нередко содержащими в центральных частях мономинеральные кварцевые жилы. Такие метасоматиты могут быть золотоносными.

И наконец, зональность на минеральном уровне проявляется в изменении состава минеральных индивидов. Она будет рассмотрена в разделе, посвященном методам минералого-петрографических исследований.

Структурные наблюдения

При проведении структурных наблюдений основной задачей является восстановление первичных структур и выяснение закономерностей вторичных структурных преобразований. Для решения обширного

круга вопросов, входящих в эту задачу, необходимо подвергнуть всестороннему изучению все доступные наблюдению структуры, определить их пространственные и кинематические взаимоотношения и восстановить общую историю структурного развития изучаемого комплекса. В первую очередь при этом надо выделить структурные элементы, положение которых в пространстве определяет форму структур различных порядков и в связи с этим требует проведения массовых замеров элементов их залегания.

Главная первичная структурная форма, лежащая в основе структурно-тектонического анализа супракrustальных образований, — слоистость, которая играет в метаморфических комплексах роль реликтовой структуры, не всегда легко реставрируемой*. Вторичными формами, связанными с метаморфизмом и сопряженной с ним деформацией, являются полосчатость, сланцеватость, линейность, кливаж и др.

Слоистость в метаморфических комплексах, несмотря на трудности ее выявления и систематического наблюдения, остается основным структурным элементом, на котором базируются все стратиграфические построения, корреляция разрезов и составление геологической карты. Слоистость может прежде всего обнаруживаться в вещественной неоднородности пород — различии минерального или только химического составов. В первом случае выделение слоев не представляет особого труда, во втором — требует сочетания полевых наблюдений с лабораторными исследованиями. Неоднородность состава может находить отражение в окраске породы, в наличии характерных включений, в том числе органических остатков, гальки в конгломератах и т.д. Важным признаком слоистости, одновременно указывающим на первичную природу горных пород, в ряде случаев служит присутствие в них графита. При этом должно быть прослежено распределение его в породе — насколько оно стратифицировано, так как графит может возникать и в результате обогащения пород углеродом в ходе эпигенетических процессов. При микроскопических исследованиях могут быть получены дополнительные критерии, способствующие определению слоистости: детали микроструктуры; распределение характерных, особенно аксессорных минералов; их морфология и т.д.

В определенных условиях сохраняются структурные особенности пород и осадочных толщ в целом — градационная, ритмическая, косая слоистость и т.п. Отметим, что среди всех других видов наиболее информативна косая слоистость. Будучи твердо установлена, она однозначно свидетельствует об осадочном образовании пород в континентальных

* Термин "структурра" употребляется здесь в широком смысле, включающем понятие "текстура".

условиях, тогда как параллельной слоистостью могут обладать эфузивные и пирокластические породы. Для глубинных магматических пород свойственна порой очень отчетливая пластовая отдельность (рис. 19, а).

В благоприятных условиях существенную информацию можно получить путем изучения особенностей поверхностей наслоения (знаки ряби, трещины усыхания, следы жизнедеятельности организмов и др.), иногда наблюдаемых в кварцитах и филлитовых сланцах.

Основная трудность установления признаков первичной слоистости связана с тем, что в ходе метаморфического преобразования горных пород в них иногда возникают вторичные структуры, весьма близкие по облику к седиментогенным. Например, в литературе неоднократно описаны в качестве метааконгломератов породы, содержащие более или менее округлые будины относительно комплектиентных пород — жильного кварца, гранитных даек (рис. 19, б) и т.п. В метаморфических комплексах Центральной Европы, Восточной Сибири и других регионов за конгломераты или продукты метаморфизма кор выветривания принимались гранитогнейсы, содержащие силлиманитовые и кварц-силлиманиновые нодулы. Долгое время обсуждался генезис весьма выразительных образований такого рода в гнейсовых комплексах Восточных Мугоджар. Обнаружение здесь идентичных нодулей в гранитной дайке, секущей тело амфиболитов, и наличие связи их с кварц-силлиманиновыми прожилками (рис. 19, в) послужили по сути решающим аргументом в пользу их метасоматического происхождения, положившим конец дискуссии [14]. С помощью петроструктурного анализа было показано, что такие силлиманиновые нодули являются продуктами высокотемпературного кислотного выщелачивания, подчиненного зонам максимальных тектонических напряжений.

Морфологические аналоги среди вторичных образований имеют и такие структурные элементы, как косая и ритмическая слоистость (рис. 19, г) и даже волноприбойные знаки. В качестве одного из примеров ритмической псевдослоистости можно привести структуру мраморов, доломитизированных вдоль системы поверхностей кливажа. Вторичная природа доломитовых "прослоев" отчетливо устанавливается с помощью микроструктурного анализа. Зерна кальцита обладают систематической ориентировкой, возникшей при развитии кливажа, что находит отражение в поясовом расположении максимумов на структурных диаграммах. В наложенных же агрегатах доломита закономерная ориентировка зерен отсутствует.

Структуры, близкие по форме к косой слоистости, отмечаются в некоторых метасоматических породах, например в гранитогнейсах. Однако систематические наблюдения позволяют установить, что эти структуры представляют собой флюидальность, образующуюся при течении вещества в условиях ультраметаморфизма.

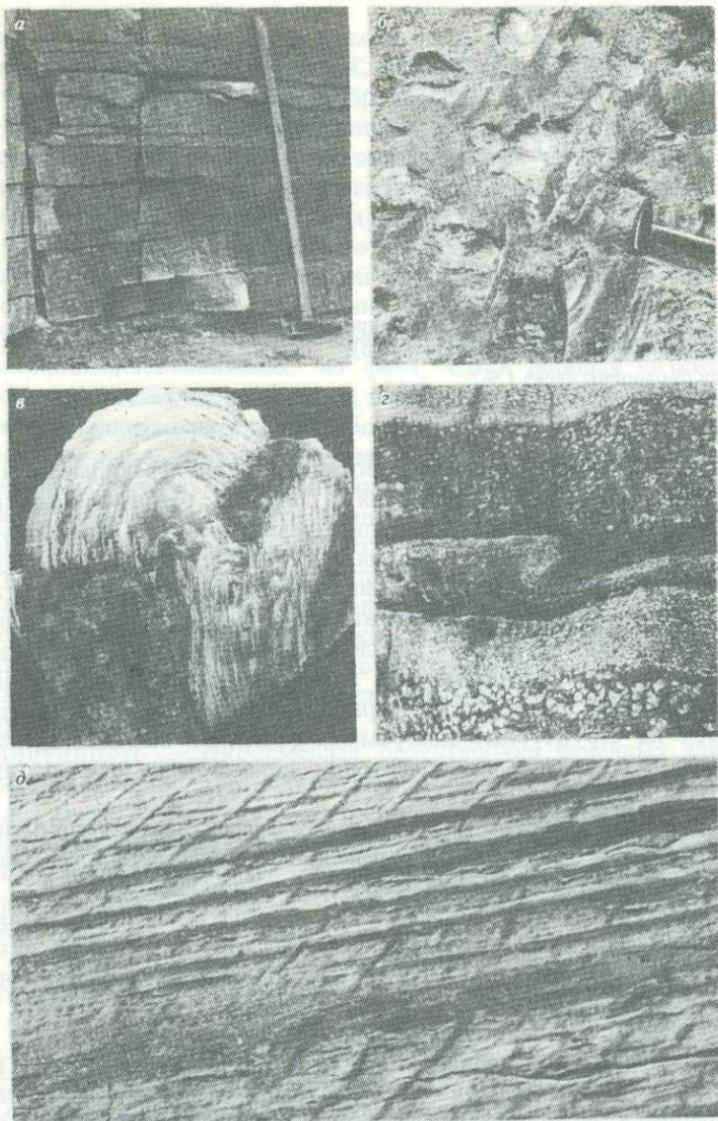


Рис. 19. Псевдоседиментогенные структуры в метаморфических и магматических породах:

а — слоевая отдельность в гранитах (Центральный Казахстан); *б* — псевдоконгломераты — будины граната в кварците (Южный Урал); *в* — силлиманитовый нодуль, переходящий в прожилок в катаклизированном граните (Восточные Мугоджары); *г* — псевдоритмическая слоистость — очковые и очково-полосчатые мигматиты (Северная Карелия); *д* — псевдоволноприбойные знаки — эмбриональный будинаж на плоскости скальвания (Средний Урал)

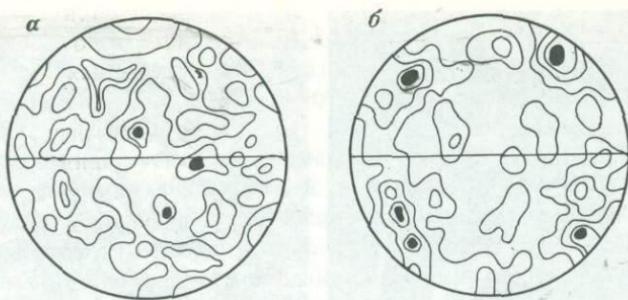


Рис. 20. Структурные диаграммы волноприбойных знаков в песчаниках (а) и псевдоволноприбойных знаков в кварцитах (б).

Изолинии проведены через 1 %

Псевдоволноприбойные знаки возникают при неравномерном разрешении тектонических напряжений в породах различной компетентности, в частности на начальных стадиях развития будинажных структур (рис. 19, д). Детальные исследования показали, что в породах, несущих истинные волноприбойные знаки, кварцевые зерна обнаруживают лишь незначительную ориентировку, отражающуюся на структурных диаграммах в образовании небольших максимумов вблизи оси вращательного движения. В случае возникновения в породах псевдоволноприбойных знаков, имеющих тектоническую природу, ориентировка зерен кварца отличается на структурных диаграммах отчетливо выраженным периферийным расположением максимумов, характерным для тектонитов (рис. 20).

Приведенные примеры иллюстрируют эффективность применения микроструктурного анализа при решении сложных вопросов реставрации первичных структур в метаморфических породах.

Полосчатость в метаморфических породах обычно проявляется чередованием в разрезе относительно меланократовых и лейкократовых полос, которое может быть унаследованным, представляя, например, преобразованный двучленный осадочный ритм. Но, как правило, полосчатость — явление вторичное. Она может возникать в процессе метаморфической дифференциации в породах, структурная неоднородность которых обуславливает неравномерную реакцию вещества на меняющиеся термодинамические условия, особенно на динамическое давление. При этом вдоль плоскостей рассланцевания образуются листовые силикаты, а в межплоскостных литонах сохраняются менее анизотропные минералы и т.п. Второй путь возникновения полосчатости — метасоматическая минерализация вдоль структурно ослабленных поверхностей. Наибольшего развития вторичная полосчатость достигает в процессе мигматизации, и в этом случае вдоль поверхностей сланце-

ватости кристаллизуются полевые шпаты и кварц. Полосчатость такого рода создается в самых различных породах вплоть до изначально массивных интрузивных образований, примером которых могут служить широко известные полосчатые габбройды.

Кристаллизационная сланцеватость, выражающаяся в план-параллельной ориентировке гетерометрических — уплощенных и удлиненных кристаллов, представляет собой самый распространенный структурный элемент метаморфических пород, поддающийся массовым замерам и всем видам структурного анализа. Нередко устанавливающееся совпадение кристаллизационной сланцеватости со слоистостью первично-осадочных пород послужило основанием широко распространенного мнения о ее унаследованной миметической природе. В то же время привлекает внимание тот факт, что в породах низких фаций сланцеватость сечет слоистость под значительными углами и лишь в гнейсах и кристаллических сланцах оба структурных элемента обычно совпадают. Очевидно, это явление имеет более сложную природу. При формировании структур горных пород в условиях высоких фаций дифференциальные движения, особенно пластическое течение, настолько интенсивны, что первичные структурные элементы переслаиваются до положения, субпараллельного направлению течения, создающего так называемую трансверсальную сланцеватость. Поэтому в ходе структурного анализа при систематическом наблюдении кристаллизационной сланцеватости и отождествлении ее со слоистостью необходим постоянный контроль за их совпадением или наличием и величиной отклонения от параллельности.

Линейность — закономерная ориентировка линейных элементов в породе — представляет достаточно сложное в генетическом отношении явление. Прежде всего она разделяется на минеральную и структурную. Минеральная линейность может быть обусловлена взаимопараллельным расположением удлиненных минералов или кристаллографических осей изометричных минералов, или веретенообразных агрегатов минералов любой формы.

Структурная линейность создается закономерной ориентировкой шарниров складок различного порядка, линий пересечения разнообразных плоскостных структур: слоистости со сланцеватостью, сланцеватости с полосчатостью и т.п., а также расположением на плоскостях сместителей штрихов и борозд скольжения.

Ориентировка минералов может возникать при пластическом течении вещества в тектонических структурах параллельно оси a^* . Таким образом создается упорядоченное расположение дотектонических и синтектонических минералов. Последние, кроме того, могут

* Главные оси деформаций обозначаются: a — ось максимального растяжения, b — нейтральная ось, c — ось максимального сжатия.

приобретать ориентировку в результате преимущественного роста в направлении наименьшего давления в соответствии с известным принципом Рикке. Возможное расположение дотектонических минералов параллельно оси *b* можно объяснить за счет их вращения в ходе последующих деформаций. Однако в структурах, образованных метаморфическими породами, удлиненные минералы чаще всего параллельны оси *b* без вращения, что устанавливается по отсутствию развалцовки и дробления, четкому идиоморфизму минералов, нередко имеющих порфиробластический характер. Такое явление долгое время вызывало недоумение исследователей. Например, Э. Клоос предполагал, что такая ориентировка минералов может возникнуть лишь при изгибе шарнира и образовании дополнительного растяжения по оси *b*. Другие исследователи считали это явление исключением, не поддающимся объяснению. Однако в гнейсовых куполах, имеющих удлиненную форму, такая ориентировка является господствующей. Именно так расположены минералы, образующиеся после деформации. Вероятно, это явление обусловлено закономерным ростом минералов в анизотропной капиллярно-пористой среде, которую представляет собой претерпевшая деформацию и бластез горная порода, подчиняясь системе напряжений в данной части геологического пространства. И хотя эта линейность, являясь по сути посткинематической, возникает вне прямой связи с тектоническими движениями, она отчетливо отражает тектоническую структуру, сформировавшуюся в определенной кинематической обстановке.

Кливажом обычно называют совокупность сближенных поверхностей деструкции горной породы, обусловливающих раскалывание ее на тонкие пластинки — микролитоны. Кливаж относится к числу наиболее неопределенных понятий в структурной геологии. По поводу его происхождения существует несколько точек зрения. Одни исследователи полагают, что кливаж является следствием метаморфизма и сопряженной с ним деформации, другие связывают его происхождение с действием стресса вне зависимости от метаморфизма, третья считают, что кливаж может возникать в связи с изменением объема подвергшихся гидратации глинистых толщ. Очевидно, в основе многообразия взглядов на природу кливажа лежит его полигенность. Поскольку определение самого явления не содержит генетического элемента, будучи чисто формальным, ему может придаваться самое различное значение.

Широко распространено выделение двух типов кливажа — разлома и течения. В первом случае поверхности раскалывания не связаны с ориентировкой минералов в породе, во втором они обусловлены ориентировкой листоватых минералов. Такое разделение вряд ли целесообразно, так как кливаж течения по сути частный случай кристаллизационной сланцеватости. При этом ориентировка минералов может реализоваться, подчиняясь кливажным поверхностям, но не менее часто она наследует первичную анизотропию горных пород, обусловленную слоис-



Рис. 21. Схема эволюции кливажа в породах разного состава. По Е.И. Паталахе:
I – V – стадии эволюции складчатых структур: I – эмбрионально-складчатая,
II – пологоскладчатая, III – умеренно складчатая, IV – линейно-складчатая, V –
изоклинально-чешуйчатая

тостью. В результате в первом случае кливаж течения развивается по кливажу разлома, во втором – по слоистости. Возникающее смещение понятий нежелательно, собственно кливажом логичнее именовать лишь системы параллельных поверхностей тектонической деструкции, не зависящие от других структурных элементов. На их ориентировку слоистость и сланцеватость могут оказывать лишь косвенное влияние, определяя изменение направления кливажа и его интенсивность в слоях разного состава (рис. 21).

Рассматривая кливаж как следствие тектонических напряжений в определенном диапазоне физико-геологических условий, Е.И. Паталаха [32] ограничивает сферу его проявления "мезозоной" – областью развития геосинклинальной складчатости. В располагающейся выше "эпизоне" происходят лишь простейшие деформации не полностью литифицированных осадков, характеризующихся гидропластичностью вещества. В наиболее глубинной в геологическом смысле "катазоне", сложенной наиболее интенсивно метаморфизованными породами, главным структурным элементом соответствующего порядка является кристаллизационная сланцеватость.

Необходимо отметить роль кливажа для структурного анализа. Наиболее известная структурно-морфологическая классификация кливажа разработана В.В. Белоусовым, который выделил следующие его разновидности:

- 1) послойный кливаж, развивающийся параллельно слоистости на ранних стадиях пластической деформации;
- 2) S-образный кливаж с изменяющейся ориентировкой в слоях различного состава;

- 3) веерообразный кливаж, ориентированный таким образом, что его поверхности сходятся под антиклиналями и над синклиналями;
- 4) обратный веерообразный кливаж, при котором его поверхности сходятся над антиклиналями и под синклиналями;
- 5) кливаж осевой плоскости, развивающийся параллельно осевым поверхностям складчатых структур.

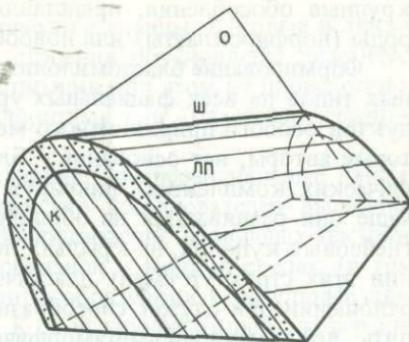
Особый интерес при анализе складчатости представляет кливаж осевой плоскости, именуемый иногда главным. В плане в цилиндрических складках он параллелен слоистости, а при погружении и взаимном движении шарниров образует с ней некоторый угол. Линейность, образованная пересечением поверхностей кливажа со слоистостью, параллельна шарнирам складок, и наблюдение над изменением ее положения в пространстве позволяет проследить ундуляцию шарниров складчатых структур. Соотношение этого кливажа со слоистостью в разрезе дает возможность определить нормальное и подвернутое залегание крыльев в опрокинутой складке: в нормальном крыле кливаж имеет более крутое падение, чем слоистость, в подвернутом, наоборот, — более пологое (рис. 22). В крыльях изоклинальных складок он во всех сечениях параллелен слоистости.

Изучение кливажа, связанного с формированием разрывных структур, позволяет определить направление смещения крыльев, кинематический тип разлома, ориентировку осей напряжений, обусловивших их возникновение. Методика наблюдения особенностей проявления кливажа и анализа результатов излагается в курсах структурной геологии и специальных работах.

Будинаж. При деформациях, осуществляющихся в условиях повышенных температуры и давления, в значительной мере оказывается разница компетентности пород, различных по механическим свойствам, в результате чего возникают специфические будинаж-структуры. Образование их происходит вследствие того, что менее пластичные в данных P - T условиях породы испытывают разрыв, образуя разобщенные, чаще всего овально-удлиненные тела — будины, обтекаемые массой более пластичных окружающих пород. При этом межбудинные пространства заполняются веществом вмещающих пород или различными жильными образованиями.

Будинаж образуется при разных видах деформации: при растяжении, сопровождающем изгиб в замках складок, или сжатии на их крыльях, при напряжениях, возникающих в связи со сдвигом в результате действия пары сил, и т.д. Ориентировка будин подчиняется анизотропии поля тектонических напряжений. Чаще всего удлиненные будины располагаются параллельно шарнирам складок продольного изгиба. Нередко будинаж-структуры раннего этапа деформируются при последующих дислокациях.

Рис. 22. Кливаж осевой плоскости в складке с погружающимся шарниром: о — осевая плоскость складки; ш — шарнир, к — кливаж; лп — линейность пересечения кливажа со слоистостью



Развитие будинажа связано преимущественно с прогрессивной стадией деформационно-метаморфического цикла и может происходить неоднократно, что фиксируется последовательной сменой материала, заполняющего межбудинные пространства. Известны случаи, когда кварцевые жилы межбудинного заполнения сменяются кварц-полевошпатовыми и пегматитовыми жилами, в чем находит отражение смена условий метаморфизма во время будинажа. В определенных условиях с заполнением межбудинных пространств связано формирование месторождений полезных ископаемых, к числу которых относятся некоторые слюдоносные пегматиты Карелии, располагающиеся между будинами амфиболитов, залегающих среди слюдяных гнейсов. Весьма интересны явления приуроченности к межбудинным участкам наиболее богатых железных руд, описанные Г.В. Тохтуевым в Криворожье и связанные с миграцией железа в процессе метаморфизма в зоны пониженного давления. Чрезвычайно разнообразны образующиеся в межбудинных зонах кварцевые жилы, представляющие в ряде случаев промышленный интерес.

Таким образом, изучение структур будинажа позволяет решать ряд существенных вопросов: представить закономерности изменения физических свойств при различных $P-T$ условиях, воссоздать ориентировку тектонических напряжений, определить последовательность и интенсивность миграции вещества при метаморфизме вплоть до образования рудных объектов.

Среди структурных элементов особое положение занимают бластомиониты и тектониты. Бластомиониты — породы, обязанные своим происхождением сочетанию катаклаза, метаморфизма и метасоматоза. В них деформация и дробление происходят несколько ранее и отчасти одновременно с кристаллизацией минералов. Характерной особенностью большей части бластомионитов является неравномерно-зернистая структура. На фоне тонкозернистой ткани в них выделяются

крупные обособления, представляющие собой реликты исходной породы (порфирокласты) или новообразования (порфиробласти).

Формирование бластомилонитов сопровождает метаморфизм различных типов на всех фациальных уровнях, и выделять их в качестве продуктов особого приразломного метаморфизма, как предполагают некоторые авторы, нет оснований. Бластомилониты возникают в метаморфических комплексах, фиксируя зоны разрывных нарушений, однако чаще они развиваются на обширных пространствах в сводовых частях гнейсовых куполов, на крыльях лежачих складок, знаменуя в становлении этих структур смену пластических деформаций хрупкими. В этом отношении они служат своеобразными реперами, позволяющими выделять деформационно-метаморфические циклы в сложных полихронно развивающихся метаморфических комплексах.

Бластомилониты особенно характерны для плутонометаморфических и глаукофансланцевых комплексов, в несколько меньшей мере — для зеленосланцевых диафторитов. Наиболее многообразны и информативны бластомилониты, развивающиеся на разных стадиях эволюции симатического плутонометаморфизма. Так, в метаморфитах, ассоциирующих с войкар-сынинским габбро-гипербазитовым комплексом, Г.А. Савельева, В.И. Ленных, А.П. Казак и другие исследователи выделяют до четырех групп бластомилонитов, возникающих на разных стадиях их эволюции.

Наиболее ранние бластомилониты образовались при деформациях, реализующихся в условиях гранулитовой фации. Для них свойственно наличие двух генераций пироксена: деформированного, образующего веретенообразные, и новообразованного — идиобластического. Второй этап деформации представлен амфибол-плагиоклазовыми и гранат-клиноцизит-амфиболовыми породами, несущими следы синкинематической кристаллизации, образовавшимися по габбро и основным вулканитам, и войкаритами (оливин-антigorитовыми породами) — по гипербазитам. Третьему этапу деформации, сопряженной с бластозом, соответствуют эпидотовые амфиболиты и гранат-глаукофановые сланцы, количество и мощность которых в Войкаро-Сынинском массиве возрастает в западном направлении — в сторону подошвы нижней тектонической пластины. И наконец, четвертый этап представлен зеленосланцевыми диафторитами, разделяющими тектонические пластины и иногда располагающимися внутри них.

В.И. Ленных [23] справедливо указывает, что отнесение некоторых, особенно высокотемпературных, пород описанной серии к бластомилонитам недостаточно обоснованно, так как процессы катаклаза и милонитизации в их образовании могли не участвовать. Это обстоятельство должно учитываться при структурном анализе всех горных пород, формирующихся в условиях синкинематической кристаллизации, обладающих линейно-параллельной и порфиробластической струк-

турами, таких, как гнейсы, кристаллические сланцы, очковые и линзовые мигматиты. Особенности их строения обусловлены пластическими деформациями (дробления и истирания при этом не происходит), и именовать такие породы бластомилонитами или "blastokataklazitami", очевидно, нецелесообразно.

Тектониты – это породы, испытавшие дифференциальные движения на минеральном уровне. Большинство исследователей выделяют первичные и вторичные тектониты. Возникновение первичных тектонитов определяется движением в газообразной и жидкой средах (в том числе в расплаве). Вторичные тектониты образуются в результате движения в существенно твердой среде. К этой группе относятся все анизотропные метаморфические породы.

По характеру ориентировки, отражающей кинематическую обстановку кристаллизации минералов, тектониты подразделяются на три типа: *S*-тектониты – характеризуются плоскопараллельной ориентировкой минералов, представляющей, по сути, кристаллизационную сланцеватость; *B*-тектониты – поясовые, в них ориентировка минералов определяется расположением в пространстве двух пересекающихся плоскостей; *P*-тектониты – линейные, ориентировка минералов в них обусловлена вращением вокруг взаимно параллельных осей. Методика полевого изучения тектонитов и последующего микроструктурного анализа излагается во многих работах, посвященных структурной петрологии.

Для метаморфических комплексов также весьма характерны многообразные складчатые структуры. Их изучение составляет одну из наиболее обширных задач структурной геологии, поэтому здесь упомянем лишь об одном методе анализа структурной эволюции метаморфических образований путем выделения структурных парагенезисов. Сущность этого метода заключается в объединении в одну группу синхронных структурных элементов – сланцеватости, полосчатости, линейности, кливажа, складок изгиба, течения, скальвания и т.д., образующих конгруэнтный ансамбль, т.е. формирующихся в едином поле динамических напряжений. Анализ выделенных таким образом ансамблей-парагенезисов позволяет определить характер и ориентировку тектонических движений, выявив структурную зональность, а при наложении одних парагенезисов на другие коррелировать этапы деформации с этапами метаморфизма и в совокупности с другими данными воссоздать общую геолого-историческую картину становления сложного метаморфического комплекса.

Дистанционное изучение метаморфических образований

Физические свойства горных пород, обусловленные их составом и структурой, определяют выражение их в рельфе земной поверхности и в разнообразных физических полях, доступных дистанционному изучению.

Космоаэрогеологические исследования

В изучении метаморфических комплексов значительную роль играют аэро- и космические методы геологических исследований (АКМГИ). Успешность применения этих методов зависит прежде всего от обнаженности горных пород, а также от петрографических особенностей, степени метаморфизма, физико-механических свойств, дислоцированности и других факторов, отражающихся в элементах земной поверхности и проявляющихся на материалах аэро- и космических съемок (МАКС).

Наиболее высокий эффект при использовании АКМГИ достигается в геологически открытых районах с хорошо отпрепарированной поверхностью горных пород, фотоизображения которой легко дешифрируются по прямым признакам. Менее успешны исследования в районах, где геологические тела хотя и выходят на дневную поверхность, но недостаточно доступны для дистанционного зондирования ввиду их задернованности, закрытости сомкнутым пологом растительности и т.п. И наконец, наименьший результат получается в полностью закрытых районах, дешифрируемых только по косвенным признакам. Определенный успех достигается применением комплексного анализа фотоизображений ландшафта земной поверхности с выделением площадных и элементарных ландшафтных индикаторов геологических объектов и явлений. При этом в процессе дешифрирования вовлекаются оптико-электронные дисплейные и оптико-механические системы преобразования изображений, с помощью которых, по А.Г. Жученко, составляются геоиндикационные карты.

Одним из существенных признаков, позволяющих определить на аэрофотоснимках метаморфические комплексы, является их интенсивная складчатость. Благодаря этому площади развития первично-слоистых комплексов обычно обладают неравномерно плойчатой структурой фотоизображения. При увеличении степени метаморфизма и потере слоистости фотоизображение становится более монотонным. Общая невыразительность и однообразие рисунка фотоизображения — признаки развития на данной площади древних метаморфических комплексов. Они обусловлены тем, что сланцеватость, которая никогда не наследуется крупными формами рельефа и гидросетью, фиксируется в ряде случаев гораздо хуже, чем слоистость. На снимках слоистость маскируется сланцеватостью, что существенно затрудняет правильное дешифрирование. На помощь могут прийти данные геофизики, сведения о которых приводятся в следующем разделе.

При распознавании контуров метаморфических комплексов используются их аэрогеологические характеристики. Одним из важнейших для идентификации признаков служат форма и плановое положение выделенных контуров и их сочетание. В условиях хорошей обнаженност-

ти для опознания контуров большое значение имеют тон и цвет фотоизображения. Так, повсеместно светлым фототоном на снимках отмечаются выходы и глыбовые развалы кварцитов, мраморов, кальцифиров, иногда слюдяных гнейсов; темной окраской — филлиты, метапесчаники, амфиболиты, а также магнетитсодержащие кварциты и сланцы.

При использовании деталей строения рельефа для опознания метаморфических комплексов наибольшее значение имеет анализ расположения линеаментов фотоизображения. Так, по сети линеаментов интрузивных пород устанавливается их более изотропное строение по сравнению с метаморфическими или другими образованиями, обладающими ориентированной текстурой. Для роз-диаграмм ориентировки линеаментов участков распределения интрузивных пород наиболее характерно наличие двух основных максимумов, мало отличающихся по своей величине. Для метаморфических пород осадочного или осадочно-эффузивного происхождения на розах-диаграммах фиксируется один главный максимум, отвечающий ориентировке слоистости, сланцеватости или гнейсовидности. При увеличении степени метаморфизма в индицируемых комплексах плотность линеаментов вначале возрастает, а затем вновь снижается.

Местное, а в ряде случаев и достаточно общее геоиндикационное значение имеет покровы растительности. Так, почти повсеместно отмечается сгущение растительности на мраморах и амфиболсодержащих породах, развитие сосновых лесов на гранитных массивах и гнейсовых комплексах, лиственных лесов — на ультраосновных породах и т.д.

Применение при изучении метаморфических комплексов на Урале системного геоиндикационного метода космоазрогеологических исследований позволило получить дополнительную информацию о площадном развитии петрографических разновидностей метаморфических пород, их структурно-текстурных особенностях, характере геологических границ, элементах залегания, тектонических дислокациях, взаимоотношениях, общем структурном плане и т.п. Оконтуривание с помощью МАКС площадей развития отдельных разновидностей или комплексов метаморфических пород осуществлялось путем выделения по ведущим компонентам ландшафта природных территориальных комплексов (ПТК) и их площадных геоиндикаторов. Так, на Северном Урале геоиндикатором грубослоистых серий слюдистых кварцитов, кварцитовидных и гравийных песчаников осянской свиты является грядово-уваловый рельеф, а у слоистых глинистых сланцев, углисто-графитовых сланцев и кварцевых песчаников висимской свиты — узкие микрогравики. В обоих случаях эти элементы развиты в верхних гольцовых частях мягко очерченных горных массивов и в зоне альпийских лугов. По данным А.Г. Жученко, Ю.К. Стихина и др., на МАКС они образуют различные линейные элементы фотоизображения. Филлито-карбонатные толщи ордовика — силура на Среднем Урале, перекрытые рыхлыми

осадками мощностью более 20 м, индицируются ПТК с холмисто-увалистым рельефом, чередующимся с цепочками обводненных микрозападин и мочажин. Перекрыты мощным чехлом четвертичных отложений графитизированные кварциты, сплюдистые сланцы и граничащие с ними аляскитоидные граниты на Южном Урале индицируются с двумя развитыми в степной равнине ПТК, различающимися микроформами рельефа. В первом случае – это мелкие извилистые западины и бугры, создающие характерный "оспенный" рисунок фотоизображения, а во втором – крупные угловатые впадины, соединенные прямолинейными понижениями, унаследовавшими трещины в гранитоидах.

Хризотиловые и антигоритовые серпентиниты Южного Урала разделяются по площадным индикаторам, ведущими компонентами которых являются положительные формы рельефа на фоне холмисто-увалистых степных равнин.

Внутреннее строение метаморфических комплексов устанавливается путем сравнения фотоизображений структурно-текстурных особенностей соседствующих ПТК: сланцеватым и гнейсовидным породам соответствуют ПТК с линейной ориентировкой ведущих компонентов ландшафта, а для массивных – с рассеянными изометричными формами. Резкая смена линейных структур массивными или бесструктурными обычно указывает на тектоническую или интрузивную природу геологической границы. Анализ упорядоченности фотоизображений отдельных компонентов ландшафта дает возможность установить характер дислокаций, выявить слоистость, сланцеватость, кольцевые структуры, линии разрывных нарушений.

В задачу данной книги не входила цель детально раскрыть методику работ и показать практические результаты применения геоиндикационного космоаэрогеологического метода при изучении метаморфических комплексов. Они изложены в специальных работах. Отметим лишь в заключение, что геоиндикационные космоаэрогеологические работы – очень сложный и трудоемкий процесс, требующий использования высокинформативных МАКС и новейших технических средств обработки изображений, а также специальных знаний, опыта и большого терпения.

Геофизические исследования

Практически все метаморфические преобразования сопровождаются существенным изменением физических свойств горных пород. Смена минеральных ассоциаций обуславливает изменение плотности пород. В зависимости от температуры, режима Eh и ряда других факторов появляются или исчезают ферромагнитные минералы; в связи с достижением точки Кюри исчезает или вновь возникает остаточная намагни-

ченность; в связи со структурной перестройкой меняются степень и характер анизотропии горных пород и т.д.

Не останавливаясь на методике проведения полевых геофизических работ, отметим некоторые специфические особенности формирования физических полей в областях метаморфических комплексов, которые должны учитываться как при постановке полевых исследований, так и при интерпретации полученных результатов.

Физические свойства метаморфических горных пород являются функцией трех факторов — их первичного состава, уровня метаморфизма, характера и степени проявления аллохимических преобразований. На физические свойства пород разного состава и генезиса метаморфические процессы могут оказывать различное, порой противоположно направленное воздействие. Так, плотность основных вулканитов при метаморфизме низкого фациального уровня резко снижается в связи с развитием по пироксенам и основному плагиоклазу листовых водосодержащих силикатов — хлорита, серпента, а также альбита и карбоната. Плотность пелитовых осадков, наоборот, даже в условиях зеленосланцевой фации увеличивается за счет дегидратации глинистых минералов. При дальнейшем усилении метаморфизма плотность всех пород неизменно возрастает в результате появления в них амфибола и граната, а в метапелитах — еще и ставролита, дистена и других относительно высокоплотных минералов.

Обратная тенденция проявляется при гранитизации и сопровождается образованием минералов малой плотности (кислые плагиоклазы, микроклин, кварц), что ведет к возникновению относительно легких пород (табл. 5). Первичный состав субстрата при этом играет двоякую роль: породы основного состава, обладающие изначально повышенной плотностью, гранитизируются относительно слабо, в результате чего над ними отмечаются положительные гравитационные поля значительной интенсивности. Плотность глинистых и песчано-глинистых осадков при субизохимическом метаморфизме заметно повышается, однако породы весьма благоприятны для гранитизации, в результате которой их плотность вновь существенно уменьшается и над областью их развития устанавливаются пониженные значения силы тяжести.

Геофизические поля над площадями развития метаморфических толщ характеризуются частой изменчивостью уровня и, как правило, высокой интенсивностью аномалий. Связано это с обилием в этих толщах активных в геофизическом отношении геологических тел, широкими вариациями физических свойств горных пород, их быстрой сменой вкрест простирания, выходом возмущающих объектов на уровень эрозионного среза и т.д.

В благоприятных условиях при изучении метаморфических комплексов геофизические методы исследований используются для их расчленения по вещественному составу и степени метаморфизма; прослежи-

Таблица 5. Изменение плотности ($\sigma \cdot 10^3$ кг/м³) и магнитной восприимчивости ($\kappa \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) горных пород в зависимости от уровня и характера метаморфизма

Породы	Пелиты		Базиты		Гипербазиты	
	σ	κ	σ	κ	σ	κ
Неметаморфизованные	2,21	20	2,81	350	3,30	2200
	1,80–2,40	0–200	2,72–3,19	0–500	2,83–3,61	0–3000
Зеленосланцевой фации	2,57	300	2,72	300	2,63	3500
	2,52–2,72	0–500	2,61–2,87	210–400	2,50–3,0	0–24000
Эпидот-амфиболитовой фации	2,61	10	2,86	100	2,75	300
	2,57–2,89	0–100	2,66–3,18	50–150	2,70–2,95	100–15000
Амфиболитовой фации	2,65	20	2,83	400	2,89	250
	2,62–2,72	0–150	2,63–3,05	0–7000	2,54–3,02	0–2000
Гранулитовой фации	2,66	20	2,96	30	3,05	2200
	2,60–2,75	0–100	2,75–2,99	10–120	2,84–3,44	0–6200
Гранитизированные	2,62	200	2,82	800		
	2,60–2,75	0–3000	2,72–3,10	0–3500		

Примечание. Над чертой указаны средние значения, под чертой – минимальные и максимальные.

вания контуров распространения выделенных разновидностей пород; определения их внутренней структуры; изучения интенсивности и характера метаморфизма.

Расщепление метаморфических пород по вещественному составу может быть выполнено при достаточно четкой их дифференциации по физическим свойствам. Эта задача частично решается и в том случае, если толщи в метаморфическом комплексе сложены породами с близкими физическими свойствами, но разделены четкими маркирующими горизонтами. Она достигается с помощью гравиразведки и магниторазведки, реже – с применением электропрофилирования.

В качестве примера расщепления метаморфических комплексов с помощью геофизических методов можно привести результаты работ К.Ф. Тянкина, Т.Т. Кивелюка в Криворожском районе [40]. Здесь по данным детальной вариометрической съемки представилось возможным по разности плотностных характеристик установить контакты между тремя основными подразделениями криворожской серии протерозойс-

ких метаморфических пород, сложенной аркозово-филлитовой верхней, железорудной средней и существенно сланцевой нижней свитами. Так же по особенностям вещественного состава и плотности в верхней свите удалось выделить три подсвиты.

Магнитное поле над породами криворожской серии также весьма выразительно. Интенсивными положительными аномалиями подчеркиваются железистые кварциты средней свиты. План изодинам отражает внутреннюю структуру и особенно крупный разлом, рассекающий породы сложноскладчатого комплекса.

С помощью грави- и магниторазведки возможно расчленение глубокометаморфизованных образований Западно-Ингулецкой зоны Украинского кристаллического щита. Центральные части куполообразных структур зоны сложены гранитами и мигматитами, а на периферии располагаются различные гнейсы, амфиболиты и амфибол-магнетитовые кварциты. На одном из участков пониженные значения гравитационного поля и относительно высокие значения магнитного поля наблюдаются над гранитоидами и мигматитами. Обратные соотношения имеют место в зоне развития гнейсов. Положение контакта между двумя комплексами пород четко устанавливается по точкам перегиба кривых Δg и Z_a . На двух других участках контакт между этими же комплексами уверенно определяется по достаточно выразительным гравитационным и магнитным аномалиям.

Возможности применения геофизических методов для определения интенсивности и характера метаморфизма различных комплексов, слагающих уральские структуры, рассматриваются Е.М. Ананьевой, Е.Б. Гороно维奇, З.Б. Черняк и др. в "Методических рекомендациях по интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании". В целом магнитное поле Уральского региона в существенной мере отражает вызванные широким развитием метаморфизма изменения свойств горных пород. Низкотемпературные зеленокаменные и зеленосланцевые преобразования, приведшие к обеднению вулканогенных толщ магнетитом, обусловили преимущественно пониженный отрицательный уровень магнитного поля над большинством районов их развития. В результате при магнитной съемке средней точности ($\pm 7 - 15$ нТл) не всегда удается, особенно по интенсивности поля, уверенно отделить различные образования этой группы от интрузивных комплексов основного состава. Так же неуверенно при наличии зеленокаменных изменений определяются границы отдельных литологических серий. В ряде случаев их трассирование невозможно без повышения точности и детальности магнитометрических съемок и без привлечения других геофизических методов. В то же время продукты метасоматоза, сопровождающиеся выделением магнетита, как наложенного, так и восстановленного, а также более молодые по сравнению с зеленокаменно измененными магматические комплексы на фоне этого пониженного

поля картируются положительными аномалиями различной интенсивности. Для обогащения магнетитом пород — серпентинитов и многих жильных образований характерны линейно вытянутые аномалии, которые в виде цепочек и полос прослеживаются на большие расстояния.

Площадные аномальные зоны повышенного магнитного поля дают области развития слабоизмененных эфузивов, продуктов щелочного магматизма и щелочного метасоматоза. Последние, как правило, характеризуются развитием наложенного магнетита. Возникающие при этом зоны повышенного магнитного поля обычно имеют сложное строение.

Наиболее широко магнитные разности развиты среди пород ультраосновного состава, над которыми отмечаются положительные магнитные аномалии интенсивностью до нескольких тысяч нанотесл. Аномалии сложной конфигурации характеризуют резко дифференцированное поле, в котором наряду с высокими значениями Δg , вызванными обогащенными магнетитом зонами, выделяются участки пониженного и даже отрицательного поля, обусловленного включениями немагнитных пород, участками слабого проявления серпентинизации среди дунитов или обратным намагничиванием. Немагнитные разности среди гипербазитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации практически не установлены, что указывает на отсутствие совершенно свежих, не затронутых серпентинизацией пород. На общем фоне сложного повышенного поля наиболее интенсивными аномалиями от 6000 до нескольких десятков тысяч нанотесл выделяются оруденелые пироксениты.

Весьма специфическими линейно вытянутыми магнитными аномалиями интенсивностью до 2000 – 3000 нТл прослеживаются пояса альпинотипных гипербазитов, представленных преимущественно серпентинитами. Для крупных массивов серпентинитов характерны сложные резко дифференцированные аномалии, отражающие неравномерное распределение магнетита в породе и наличие немагнитных включений — ксенолитов вмещающих пород, продуктов вторичного изменения серпентинитов и т.п. Мелким линейно вытянутым телам серпентинитов отвечают аномальные зоны более однородного строения. Нередко картирование метагипербазитов осложняется залеганием в контакте с ними магнитных пород иного состава, например магнитных габбро, а также интенсивным проявлением в самих гипербазитах вторичных изменений. В результате в магнитном поле измененные гипербазиты плохо отличаются от других магнитных пород.

Среди метабазитов наиболее интенсивные и четко очерченные аномалии отмечаются над метаморфизованными габбро. Хотя в целом магнитные свойства у габбройдов несколько ниже, чем у гипербазитов, в магнитных полях это различие четкого отображения не находит и может быть выявлено лишь при статистическом анализе. Магнитные разности габбро уверенно картируются с помощью магнитометрии в том случае, если они залегают среди немагнитных пород, и значительно более слож-

ная картина наблюдается, когда массивы магнитных габбро окружены другими магнитными породами. Иногда их можно различить по относительным изменениям интенсивности поля или особенностям морфологии аномалий. Облегчает картирование таких массивов наличие зон контактовых изменений. Например, зонам ороговикования часто отвечают узкие отрицательные аномалии.

Интенсивность магнитных аномалий над габбро может увеличиваться при наложении высокотемпературного метасоматоза, который сопровождается увеличением количества магнетита. Локальными положительными аномалиями до 10000 нТл и более выделяются участки оруденелого габбро в зонах развития титаномагнетитового и медно-магнетитового оруденения. Локальные проявления низкотемпературного метасоматоза, чаще всего приуроченные к тектонически ослабленным зонам, имеют линейные отрицательные магнитные аномалии.

Геофизические методы успешно применяются и при детальном геологическом картировании разнообразных метаморфических комплексов. Так, Б.М. Роненсон и В.А. Сикорский, исходя из возможности числового изображения абсолютного или относительного уровня геофизического поля, с целью учета искажений, вызванных мигматизацией пород и другими явлениями на одном из флогопитовых месторождений Алдана, использовали метод формальной фильтрации электромагнитного поля. Это позволило выделить и проследить в сложном метаморфическом комплексе маркирующие пласти, значительно сократив объект горных работ.

Приведенные примеры изучения различно метаморфизованных пород с помощью геофизических методов свидетельствуют о широких возможностях применения их для расчленения метаморфических комплексов, определения положения образующих эти комплексы геологических тел в пространстве и решения ряда конкретных вопросов. Весьма интересным могло бы быть решение задачи распознавания в физических полях различных геологических типов метаморфизма. По-видимому, для них существуют характерные, только им присущие специфические особенности строения физических полей, которые находят отражение в различных рисунках и интенсивности аномалий, их контрастности, дифференцированности и т.д. Например, К.Конди в своей монографии, посвященной архейским зеленокаменным поясам, приводит схему магнитного поля для гранит-зеленокаменной области оз. Верхнего в Канаде, на которой отчетливо видны характерные вихревые узоры. Амплитуды аномалий при этом достигают нескольких сотен нанотесл. Несколько неожиданным оказалось то, что магнитные максимумы соответствуют здесь гранитным областям, а минимумы — зеленокаменным поясам. Столь необычная корреляция не нарушается и после фильтрации высокочастотной составляющей и введения поправки на нормальное поле. Вероятно, такое явление связано с особенностями строения древнейшей

земной коры в данном регионе. Этот вопрос еще недостаточно изучен и требует специальной проработки.

При изучении метаморфических комплексов с применением геофизических методов могут успешно решаться и другие задачи. Так, О.В. Беллавин и В.А. Бугайло с помощью гравиметрии, вводя соответствующие поправки к аномалии Буге и аномалии Фая, определили плотности отдельных толщ в слое в естественном залегании, что позволило установить нижние границы ряда гнейсовых комплексов Урала.

Для изучения особенностей глубинного строения метаморфических комплексов, как и глубинных образований вообще, наряду с гравиметрическими широко используются сейсмические методы. Некоторые сведения по этому вопросу приведены в следующей главе.

АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

Характерные особенности метаморфизма (неоднородность проявления в пространстве, полихронность, характер структурного контроля) в сочетании с вариациями состава исходных пород определяют специфику аналитических исследований метаморфических образований.

Метаморфическая зональность различного порядка и генезиса обуславливает необходимость серийного отбора проб таким образом, чтобы они отражали состав эдукта и закономерности его последующих преобразований. Зональное строение отдельных минералов вызывает неизбежное получение при химическом анализе монофракций некоторых усредненных данных. Широкое развитие пойкилитовых структур, многообразие включений во вновь возникающих метаморфических минералах заметно искажают данные об их составе.

Многоактность формирования горных пород, свойственная метаморфическим комплексам, является причиной совмещения в одной части пространства разновременных, часто неравновесных минеральных парагенезисов и породных ассоциаций. В этой связи существенные затруднения возникают и при радиогеохронологическом изучении метаморфических комплексов.

Перечисленные обстоятельства приходится учитывать при отборе проб и образцов, подготовке монофракций для различных исследований и при интерпретации и обобщении их результатов. Полученные петро- и геохимические данные должны тщательно контролироваться минералого-петрографическими методами, приобретающими в такой ситуации ведущее значение, и вся совокупность материалов, в свою очередь, — коррелироваться с результатами полевых наблюдений.

Минералого-петрографические исследования

Минералого-петрографические исследования при изучении метаморфических комплексов наряду с обычными задачами изучения вещества направлены на выяснение физико-химических условий формирования горных пород. Информативность породообразующих минералов в этом отношении существенно различна. Некоторые из них (силлиманит, андалузит, кианит, жадеит, лавсонит) входят в состав тех или иных парагенезисов и сами свидетельствуют об определенных физико-химических условиях. Другие – "проходящие" минералы (плагиоклазы, амфиболы, гранаты) могут существовать в широком фациальном диапазоне, реагируя на *P-T* условия изменением своего состава. Третьи – в основном монокомпонентные минералы постоянного состава (кварц, графит и др.) меняют лишь свою структуру и некоторые физические свойства.

Минералы первой группы, на появлении и исчезновении которых прежде всего основано картирование метаморфической зональности, в обычной практике, за исключением специальных исследований, не требуют детального изучения, сведения о них имеются в соответствующей справочной литературе.

Минералы второй и третьей групп, возникающие в различных термодинамических условиях, представляя благоприятный материал для термобарометрических измерений, изучаются различными методами. Рассмотрим с таких позиций некоторые из этих минералов, имеющие широкое распространение.

Минералы – петрогенетические индикаторы

Плагиоклазы входят в состав пород во всем диапазоне метаморфических фаций практически всех типов метаморфизма, кроме эклогитов, являясь существенным компонентом разнообразных сланцев, гнейсов, амфиболитов, гранулитов, различных метасоматических образований. Характерная особенность плагиоклазов, представляющих изоморфный ряд $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAlSi}_2\text{O}_8$, – последовательное изменение состава и физических свойств в пределах всей серии от альбита до анортита (рис. 23). Соотношение компонентов в плагиоклазах метаморфических пород является функцией двух факторов – состава субстрата и уровня метаморфизма. Эмпирически установлено, что для зеленосланцевой фации всегда характерен альбит с содержанием анортита менее 7 % (по некоторым данным до 10 %). Альбит входит также в парагенезисы глаукофановых сланцев, что позволяет полагать отсутствие, по крайней мере на этом фациальном уровне, зависимости состава плагиоклазов от давления. В породах эпидот-амфиболитовой фации обычно сосущест-

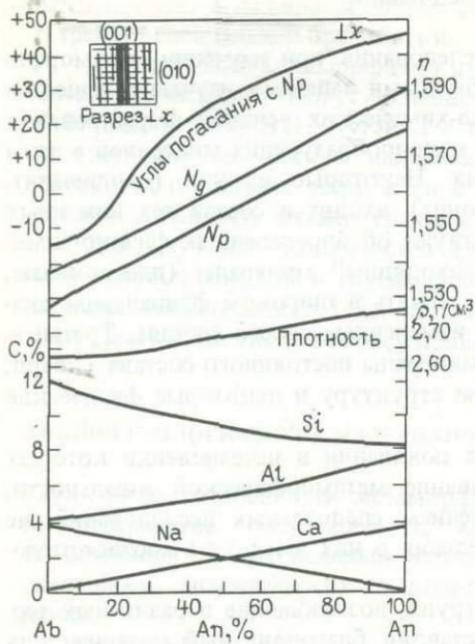


Рис. 23. Изменение содержания главных компонентов, плотности, показателей преломления и угла погасания в плагиоклазах в зависимости от соотношения альбита и анортита

вуют альбит и олигоклаз, чаще в перистеритовых субмикроскопических срастаниях, иногда в виде достаточно индивидуализированных минеральных фаз. На уровне амфиболитовой фации для метабазитов характерен андезин (Pl № 30–42), для гнейсов — олигоклаз (Pl № 20–28). Таков же состав плагиоклазов в лейкосоме мигматитов, пегматитовых жилах и дайках гранитоидов в гнейово-мигматитовых комплексах.

В основных гранулитах плагиоклаз представлен преимущественно лабрадором (Pl № 45–70), в чарнокитах — андезином (Pl № 30–35). В эклогитах плагиоклазы неустойчивы; предполагается, что при давлении порядка 1,5 ГПа и выше за счет их натровой составляющей образуется жадеитовый компонент пироксена, а за счет кальциевой — соответствующий компонент граната.

Зависимость показателя преломления от состава плагиоклазов позволяет применять этот параметр для определения соотношения слагающих их компонентов с помощью иммерсионных препаратов, а для предварительных оценок — путем сопоставления с показателями преломления канадского бальзама или других известных минералов.

Закономерное изменение оптической ориентировки в плагиоклазах дает возможность использовать для определения их состава углы погасания относительно спайности, совершенной по 001 и хорошей по 010 (см. рис. 23). Последняя часто подчеркивается полисинтетическим двойникованием по альбитовому закону.

Более сложны для изучения явления упорядоченности структуры полевых шпатов: от полной упорядоченности, когда структурные элементы (атомы, радикалы) размещаются по одной правильной системе, до полной неупорядоченности, когда эти элементы располагаются равномерно во всех возможных кристаллографических позициях. Первые

из них относительно низкотемпературные, вторые — высокотемпературные. Структурное состояние плагиоклазов может определяться по величине расщепления дифракционных максимумов (131) и (131) на порошковых рентгенограммах и выражаются в условных индексах упорядоченности (ИУ). Получаемые таким образом данные употребляются в качестве генетической информации в сопоставительных и других целях [41]. Особенности распределения Na между плагиоклазами и калишпатами, а также Ca между плагиоклазами, амфиболами и пироксенами используются в методах термо- и барометрии.

Амфиболы, как и плагиоклазы, а часто совместно с ними играют ведущую породообразующую роль, представляя собой в этом случае главный, а в породах основного состава нередко единственный парагенезис. Сфера существования амфиболов охватывает все метаморфические фации самых разнообразных типов метаморфизма. Обширная группа амфиболов в зависимости от содержания главных катионов делится на три типа: кальциевые, магнезиально-железистые и щелочные (существенно натровые).

Особенно широко распространены амфиболы первой группы, образующие ряд актинолит — обыкновенная роговая обманка — гастингсит. Состав амфиболов находится в определенной зависимости от валового состава содержащих его пород. Если же последний фиксирован, то состав и свойства амфиболов обнаруживают зависимость от $P-T$ условий метаморфизма. Так, в метабазитах зеленосланцевой фации обычен актинолит, эпидот-амфиболитовой — сине-зеленая роговая обманка; амфиболитовой фации — обыкновенная роговая обманка; гранулитовой — гастингсит. Однако надо заметить, что равновесное присутствие амфиболов в ассоциациях гранулитовой фации остается под сомнением или связано с проблемой выделения соответствующей субфации.

По мере возрастания степени метаморфизма в минералах ряда кальциевых амфиболов увеличивается содержание алюминия (преимущественно в четверной координации), титана и щелочей и уменьшается количество Si и Mg, а Ca и Al^{VI} остается почти неизменным (табл. 6). Так как по данным некоторых исследователей повышение давления проявляется в амфибалах главным образом в увеличении содержания алюминия в шестерной координации, можно полагать, что ведущая роль в изменениях кальциевых амфиболов принадлежит температуре.

Железистость амфиболов (f) определенно зависит от уровня метаморфизма. В условиях зеленосланцевой и глаукофансланцевой фации $f = 10 - 50$, в эпидот-амфиболитовой фации — 30 — 75, амфиболитовой — 25 — 90, в гранулитовой фации железистость амфиболов снова понижается до 70 — 30. Между f и n_g амфиболов всех фаций существует прямая зависимость.

Таблица 6. Средний состав кальциевых амфиболов в метабазитах различных фаций метаморфизма, в формульных единицах. По Э.Б. Наливкиной и др. [11]

Метаморфические фации	Параметры	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe ³⁺
Зеленосланцевая (<i>n</i> = 6)	X	7,56	0,44	—	0,07	0,16
	S	0,03	0,03	—	0,002	0,01
Эпидот-амфиболовая (<i>n</i> = 6)	X	7,07	0,93	0,56	0,08	0,32
	S	0,03	0,03	0,05	0,002	0,008
Амфиболитовая (<i>n</i> = 7)	X	6,61	1,39	0,49	0,13	0,43
	S	0,09	0,09	0,03	0,005	0,005
Гранулитовая (<i>n</i> = 5)	X	6,29	1,71	0,46	0,23	0,56
	S	0,02	0,02	0,02	0,001	0,003

Продолжение табл. 6

Метаморфические фации	Параметры	Fe ²⁺	Mg	CaO	K + Na	H ₂ O, %
Зеленосланцевая (<i>n</i> = 6)	X	1,57	2,94	1,85	0,21	2,35
	S	0,05	0,14	0,004	0,02	
Эпидот-амфиболовая (<i>n</i> = 6)	X	1,84	2,15	1,80	0,38	2,23
	S	0,10	0,15	0,004	0,01	
Амфиболитовая (<i>n</i> = 7)	X	1,72	2,20	1,82	0,49	1,83
	S	0,10	0,17	0,005	0,05	
Гранулитовая (<i>n</i> = 5)	X	1,73	2,02	1,80	0,78	1,59
	S	0,10	0,01	0,001	0,003	

Примечание: *n* — число определений

Весьма информативным показателем в амфибалах служит угол оптических осей: в роговых обманках он меняется от 20° в наиболее железистых разностях до 90° в крайне магнезиальных. Простейшим признаком, позволяющим предварительно диагностировать кальциевые амфиболовы, является их плеохроизм: актинолиты зеленосланцевой фации плеохроируют в светло-зеленых тонах, амфиболовы эпидот-амфиболовой фации в сине-зеленых, амфиболитовой в темно-зеленых и гранулитовой в бурых тонах.

Среди магнезиально-железистых амфиболов антофиллит принадлежит преимущественно к ультрамафическим парагенезисам. Грюнерит появляется в железисто-кремнистых формациях. Жедрит и куммингтонит достаточно часто встречаются в плагиоклазовых амфиболитах и кристаллических сланцах. Наконец, особо выделяются щелочные

амфиболы, в которых позицию R^{+2} занимают Mg и Fe^{+2} , а R^{+3} – соответственно Al и Fe^{+3} . Ведущее генетическое значение принадлежит второму соотношению. Амфиболы с Fe^{+3} – рибекит и крокидолит – свойственны магматическим и некоторым метасоматическим образованиям, возникающим в условиях повышенного потенциала Na. Наибольший интерес представляют алюмосодержащие амфиболы рассматриваемой группы, и прежде всего глаукофан как индикатор соответствующей фации и совершенно специфического типа метаморфизма.

Минералы ряда глаукофан – рибекит, плеохроирующие преимущественно в синих и фиолетовых тонах, достаточно отчетливо различаются по показателю преломления: для глаукофана n_g колеблется в пределах 1,62 – 1,66, для рибекита – от 1,67 до 1,72. Существенно различны парагенетические ассоциации этих минералов: глаукофаны обычны в лавсонит-пумпеллиитовых породах с альмандином и эпидотом или без них, рибекит – в сиенитах, некоторых риолитах и трахитах, а крокидолит – преимущественно в разнообразных железистых формациях совместно с альбитом и акмитом.

Гранаты – типичные метаморфические минералы – распространены несколько меньше, чем амфиболы и плагиоклазы. Они не свойственны, например, породам зеленосланцевой фации, но являются характерными для всех более высокотемпературных и высокобарических образований, включая эклогиты и глаукофановые сланцы. Вследствие того, что гранаты – чуткие индикаторы $P-T$ условий образования, им придается особое значение при изучении метаморфических пород.

Гранаты можно разделить на две группы: железомагнезиальные (пироп-альмандиновые) и кальциевые (гроссуляр-андрадитовые). Первые характерны для самых разнообразных собственно метаморфических пород, вторые – для kontaktово-метасоматических образований, хотя в небольшом количестве кальциевый компонент присутствует и в гранатах группы пиральспитов из различных метаморфических комплексов, вплоть до наиболее высокобарических.

В отличие от большинства силикатов, тенденции изменения состава которых при вариациях температуры и давления противоположны, железистость гранатов убывает с повышением как давления, так и температуры, и наоборот. Это явление связано в первую очередь с особенностями координационного положения в гранатах Mg и Fe^{+2} . Во всех силикатах эти ионы располагаются в шестерной координации, а в гранатах они занимают позицию в восьмерной координации, что придает им более высокую плотность при увеличении содержаний этих компонентов. Состав гранатов маркирует условия метаморфизма так, что фациальные границы примерно перпендикулярны к биссектрисе угла F в треугольнике $F-C-M$, несколько трансформированная разновидность которого изображена на рис. 24. По мере нарастания уровня метаморфизма в гранатах обычно увеличивается содержание магния и каль-

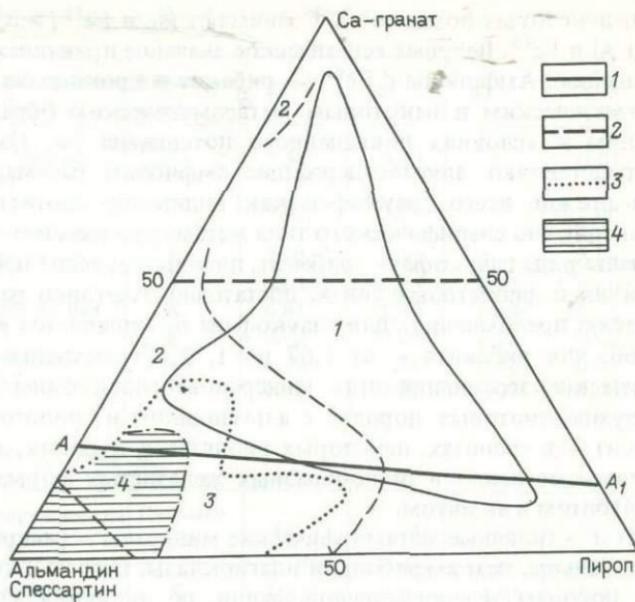


Рис. 24. Соотношение компонентов в пироп-альмандиновых гранатах различных метаморфических фаций [41]:

1 – 4 – фации: 1 – эклогитовая, 2 – гранулитовая, 3 – амфиболитовая, 4 – эпидот-амфиболитовая.

$A - A_1$ – линия, разделяющая составы гранатов в парагенезисе с бескальциевыми (нижнее поле) и с кальцийсодержащими фемическими минералами (верхнее поле)

ция, уменьшаются железистость и роль альмандиновой составляющей. Несколько обособленную группу образуют марганцевые гранаты, входящие в состав некоторых скарнов и гондитов, сопровождающих месторождения родонита в породах с повышенным содержанием марганца.

Сопряженные изменения составов гранатов, амфиболов, пироксенов и биотитов в парагенетических ассоциациях служат основой для ряда геологических палеотермометров и палеобарометров.

Пироксены распространены в метаморфических породах относительно неширокого диапазона физико-химических условий образования. Ромбические пироксены составляют один из главных компонентов парагенезисов гранулитовой фации и высокотемпературных роговиков, моноклинные же пироксены встречаются, кроме того, в породах амфиболитовой фации, в скарнах и минеральных ассоциациях высоких давлений, представляя, в частности, наряду с высокомагнезиальными гранатами основной парагенезис эклогитов.

Ромбические пироксены ряда гиперстен — энстатит — типичные минералы двупироксеновых кристаллических сланцев, высокотемпературных гнейсов, эвлизитов, эндербитов и чарнокитов. Характерно, что их состав, прежде всего железистость, отчетливо коррелируется с содержанием аортитовой молекулы в существующих плахиоклазах и количеством SiO_2 в породе. Полагая, что такая устойчивая зависимость не может быть обусловлена осадочными процессами, Н.Л. Добречев [7] приходит к выводу, что большинство двупироксеновых гнейсов образовалось за счет магматических пород или, по крайней мере, при участии анатексиса. В ортопироксенах отмечается повышение железистости и снижение магнезиальности и глиноземистости по мере нарастания уровня метаморфизма.

Энстатит как первично магматический, так и метаморфический минерал характерен для гипербазитов. При этом метаморфогенно-метасоматические энстатиты бывают более крупнозернистыми.

Пироксены ряда диопсид — геденбергит совместно с кальциевыми гранатами составляют парагенезисы известковых скарнов, которые относятся к наиболее низкотемпературным образованиям, формирующимся при метасоматических процессах на уровне эпидот-амфиболитовой фации.

Эгирин и эгирин-салит характерны для щелочных метасоматитов типа фенитов, сопровождающих щелочные интрузии. Эгирин, в частности, описан в гранулитах Абердиншира, где его развитие связывается с натровым метасоматозом. Эгирин-салит встречается в глаукофан-и-рибекитсодержащих сланцах, в ассоциации с кросситом и гранатом. В общем случае по мере нарастания метаморфизма в клинопироксенах увеличиваются железистость и содержание щелочей при снижении общего количества глинозема.

Особый интерес представляют жадеитовые пироксены, являющиеся индикаторами высокого давления, входящие в состав эклогитов, пироповых перидотитов, глаукофановых сланцев.

Сerpентины в отличие от многих других минералов являются только метаморфическими образованиями. Вследствие неустойчивости при высоких температурах они отражают своим появлением низкоградные фациальные обстановки. Наиболее характерны серпентины для пород зеленокаменного и зеленосланцевого типов метаморфизма, хотя некоторые их разновидности присутствуют и в парагенезисах эпидот-амфиболитовой фации плутонометаморфических комплексов.

Минералы группы серпентина распространены главным образом в метагипербазитах, несколько реже — среди контактово-метасоматических образований в осадочных магнийсодержащих породах — доломитизированных известняках, доломитах, магнезитах. Контактово-метасоматические серпентины обычно маложелезисты и не образуют парагене-

зисов с магнетитом, хромитом и другими минералами гипербазитов, нередко ассоциируя с оливином, пироксеном, Mg - шпинелью.

Все минералы группы серпентина имеют слоистую структуру. Среди них выделяются лизардиты (плоскослойные), хризотилы (трубчатослойные) и антигориты (гофрированнослойные). Недавно А.С. Варлаковым выделена новая разновидность серпентина — хризотилоид (желобообразнослойный), имеющий промежуточную структуру, переходную от лизардита к клинохризотилу. Среди четырех основных видов указанных серпентинов выделяется большое число политипов. Так, лизардиты имеют четыре разновидности, обозначаемые приставкой из греческих букв (α -лизардит, β -лизардит и т.д.) и различаемые по морфологическому облику (петельчатый, ленточный, конвертообразный лизардиты). Хризотилы подразделяют на орто-, клино-, пара- и комбинационные разновидности. Такое же разделение применяется к столбчатым "полигональным" серпентинам или повлен-хризотилам (полигонально-столбчатослойными), по сути представляющим собой пятый минеральный вид серпентинов.

В гипербазитах среди породообразующих серпентинов ведущее место занимают лизардиты. Вариации термодинамических и физико-химических условий кристаллизации обусловливают существенное различие структурных форм, а также своеобразие их кристаллохимических и оптических свойств. Петельчатый лизардит, или α - лизардит, кристаллизуется при низких температурах (80–200 °C). Образуется он исключительно на регressiveйной стадии серпентинизации гипербазитов, фиксируя снижение температуры охлаждающихся ультраосновных масс. От других бесцветных лизардитов петельчатый лизардит отличается в светооптическом микроскопе своим желтовато-зеленоватым оттенком, так как при замещении им первичных безводных силикатов железо, существенно окисляясь, практически целиком входит в кристаллическую структуру этого серпентина в тетраэдрической и октаэдрической координации (5 – 6 % Fe_2O_3). Соответственно благодаря повышенной железистости петельчатый лизардит четко выделяется среди других лизардитов величиной показателя преломления (табл. 7). Однако точная диагностика серпентинов должна подтверждаться дифрактометрическими методами.

Образование петельчатого лизардита характерно для гипербазитов, претерпевших зеленокаменный метаморфизм.

В условиях зеленосланцевого метаморфизма во внешних зонах плутонометаморфических комплексов для гипербазитов характерны более высокотемпературные серпентины. Среди них наиболее ранним является β -лизардит, фиксирующий прогressiveйную аллюсерпентинизацию. Температура его образования 200 – 350 °C. В отличие от α -лизардита он образует в породах шнуры, ленты, линзовидные, секториальные, а также гофрированные и однородные волнисто-погасающие ячей-

Таблица 7. Показатели преломления лизардитов. По А.С. Варлакову

Разновидность	n_{D5}	n_g	n_p
α -лизардит (петельчатый)		1,568 – 1,575	1,561 – 1,567
β -лизардит (секториальный, ленточный)		1,555 – 1,565	1,549 – 1,568
γ -лизардит (клиновидный)		1,555 – 1,564	1,545 – 1,555
δ -лизардит (унстит)		1,560 – 1,570	

ки внутри петель. Очень редко β -лизардит, подобно α -лизардиту, формирует петельчатые структуры, но отличается от него в шлифах отсутствием окраски и обычным парагенезисом с магнетитом, тончайшие пылевидные выделения которого всегда присутствуют в β -лизардитовых серпентинитах. А.С. Варлаковым установлено, что γ -лизардит-повленхризотиловый серпентинит обычно развивается по вторичным оливин-энстатитовым породам, с которыми связано появление антофиллит-асбеста, в связи с чем эти серпентиниты могут служить индикаторами возможного его появления.

Петельчатые формы выделения серпентина, даже высокотемпературного хризотила ($t > 350$ °C), вообще характерны для регрессивных преобразований гипербазитов, а ленточно-секториальные – для прогressiveвой аллосерпентинизации (рис. 25). Это связано соответственно с диффузионным или инфильтрационным характером процесса [12].

Хризотили образуют петельчатые, ленточные и секториальные, сходные с лизардитными, обособления, отличающиеся от них положительным знаком удлинения, который является его основным диагностическим признаком. Серпентины этой группы кристаллизуются преимущественно в высокомагнезиальной среде – в мономинеральных дунитах или пироксеновых дунитах, обычно при повышенной щелочности гидротермальных растворов. В типичных гарцбургитах они возникают в относительно узких зонах, приобретая порообразующую роль при формировании залежей хризотил-асбеста.

Антигорит – один из наиболее распространенных минералов серпентиновой группы, фиксирует аллометаморфизм и высокотемпературную перекристаллизацию серпентинитов, изредка наблюдается в породах, претерпевших регрессивную фреатическую серпентинизацию. В последнем случае он отличается своими специфическими гребенчатыми формами, образующими в породе петли с реликтами оливина внутри ячеек. Аллометаморфический антигорит имеет вид четко выраженных бесцветных пластинок с ясной продольной спайностью и положительным удлинением, благодаря чему хорошо диагностируется в шлифах. Для пород характерны пластинчатые, шестоватые, листоватые и

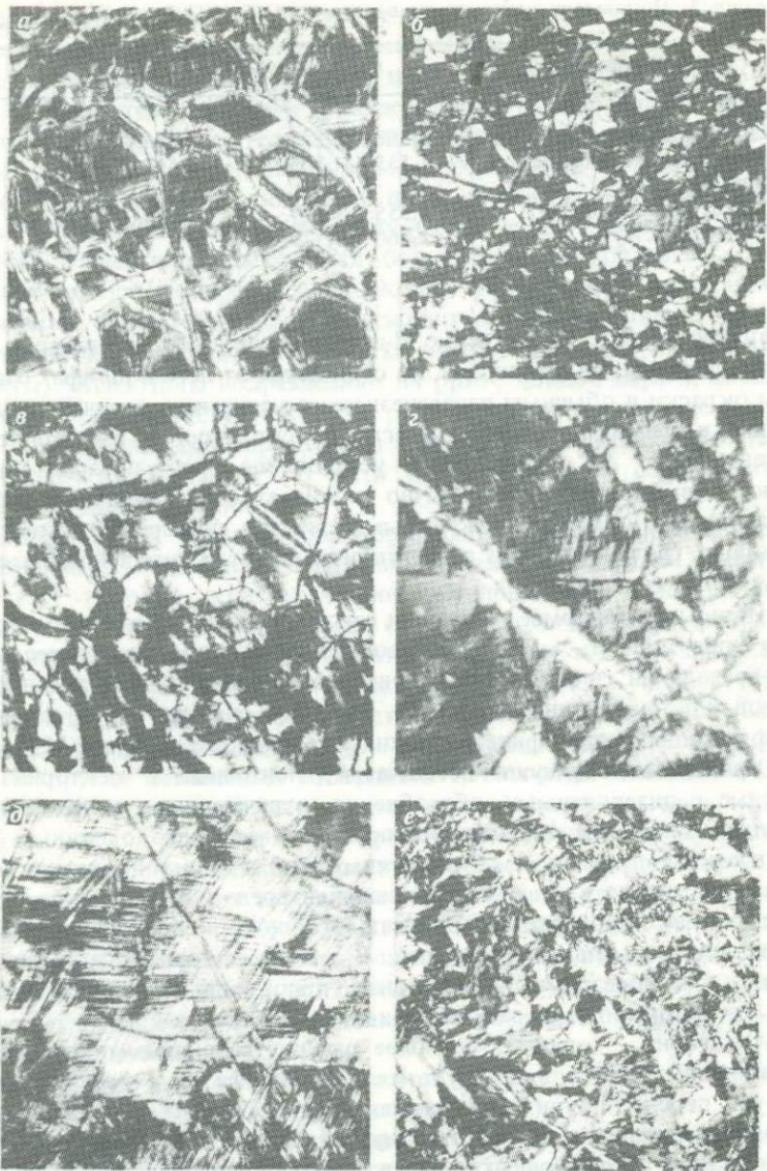


Рис. 25. Структуры аллометаморфических серпентинитов смешанного минерального состава. Ув. 30, с анализатором:

а — пластинчато-секториальная; *б, в* — волокнисто-секториальная; *г* — волокнисто-гребенчатая; *д* — решетчато-волокнистая; *е* — лепидобластовая

брусчатые структуры (см. рис. 25, e). Будучи наиболее термически устойчивым, антигорит в гипербазитах замещает все ранее возникшие серпентины. Во вторичных оливин-антигоритовых породах антигорит слагает равновесную с оливином ассоциацию, при этом ортопироксен, если он присутствует в породах, замещается гидродиопсидом.

Таким образом, изучение серпентинов позволяет определить фациальный уровень и тип метаморфических преобразований гипербазитов, а в ряде случаев дает ключ к восстановлению их петрогенетической эволюции.

Кварц среди породообразующих минералов представляется самым "молчаливым". Простота и постоянство его состава не позволяют использовать это основное свойство минерального вида для геологического анализа. Отсутствие плеохроизма, оптическая односность, даже отсутствие спайности сокращают набор параметров, которые могут быть измерены. И все же целенаправленное изучение кварца служит источником существенной петрогенетической информации.

Уже в осадочном процессе кварц, как наиболее стойкий минерал, образует огромные скопления, особенно выразительно проявляющиеся на морских побережьях и в песчаных пустынях. Он же является одним из главных минералов общирного семейства гранитоидов как магматического, так и метаморфического происхождения. Ведущая роль принадлежит ему и в самых распространенных метаморфических горных породах — гнейсах, кварцитах, разнообразных кристаллических сланцах. Таким образом, кварц — существенный и типоморфный петрогенный компонент "осадочного" и "гранитно-метаморфического" слоев земной коры континентального типа. Учитывая, что ни в базальтовом слое, ни в мантии, ни в меланократовых комплексах ложа Мирового океана, ни на Луне, ни в метеоритах кварц в сколько-нибудь существенных количествах не встречается, можно сказать, что кварц, своим присутствием определяя тип земной коры, отражает не только геологические, но и космологические условия ее образования.

Кварц выступает не только как породообразующий минерал, он слагает многочисленные и многообразные жильные тела, характеризуя своими свойствами и в этом случае определенную совокупность геологических процессов. К тому же жильный кварц является ценным полезным ископаемым: горный хрусталь как пьезоматериал; полупрозрачный и гранулированный кварц — как сырье для получения технического стекла, некоторых видов абразивов и т.д. Наконец, кварц, слагая минеральную основу разнообразных рудных жил, служит носителем и парагенетическим спутником многих важнейших полезных ископаемых — золота, молибдена, вольфрама, свинца, цинка и др.

Генетическая информативность кварца заключается в особенностях формы зерен, характера их поверхности, ориентировке в пространстве, внутренней структуре, составе включений и т.д.

Еще при осадкообразовании кварц приобретает ряд специфических морфологических черт, служащих индикаторами генезиса горных пород, в состав которых он войдет. К числу этих особенностей относятся форма, степень окатанности, относительный и абсолютный размер зерен и характер их поверхности.

В метаморфических и магматических горных породах свободный кремнезем представлен кроме кварца несколькими разновидностями, к числу которых относятся тридимит, гексатридимит, кристобалит, кубокристобалит, стицовит, коэсит (рис. 26) и некоторые другие, разделяющиеся по своей структуре и параметрам элементарной ячейки с помощью рентгеноструктурного анализа. Различие структуры модификаций свободного кремнезема отражает P - T условия их образования. Наиболее высокотемпературные и наименее плотные разности — гексатридимит и кубокристобалит устойчивы при температурах соответственно 870 — 1470 и 1470 — 1720 °С. Коэсит и стицовит формируются при сверхвысоких давлениях — от 4 ГПа и выше при температуре более 700 °С. Кроме того, при высоких, хотя и кратковременных, динамических нагрузках в зернах кварца возникают системы параллельных оптических нарушений, получивших название планарных элементов (см. рис. 26). Такие структуры возникают при ударном метаморфизме, сопровождающем падение крупных метеоритов, что позволяет определить место и время таких явлений*.

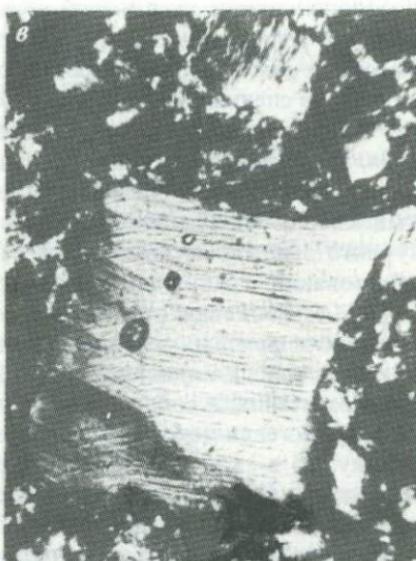
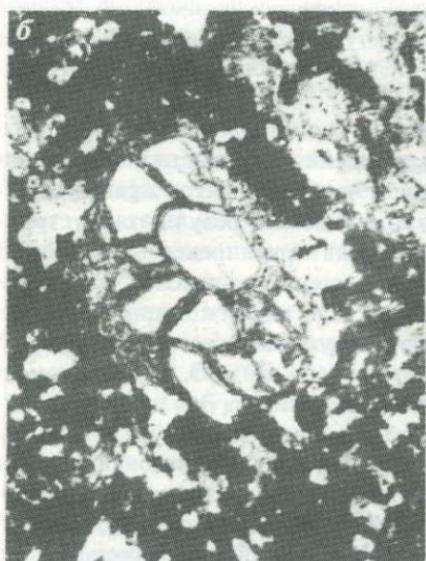
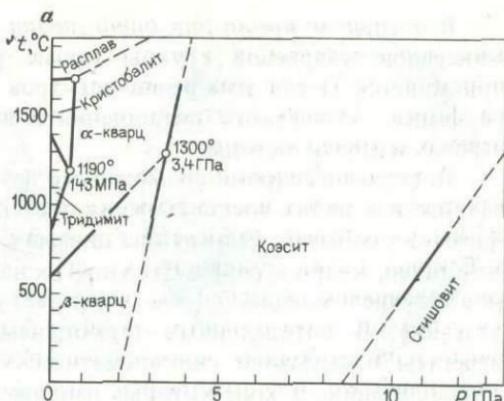
Наиболее распространен в земной коре низкотемпературный кварц тригональной сингонии, переходящий при температуре 573 °С в гексагональный кварц. Высокотемпературные минеральные фазы кремнезема в условиях земной коры метастабильны и со временем переходят в тригональный кварц, который образует по ним параморфозы, например по бипирамидальным кристаллам высокотемпературного кварца в риолитах.

Условия кристаллизации кварца в эндогенных процессах находят отражение в форме, размерах кристаллов, типе двойников, структуре граней. Так, для низкотемпературного кварца характерны призматически-пластинчатые и обеликовидные формы, бразильские и дофинийские двойники, для высокотемпературного — короткостолбчатые кристаллы, японские и рихенштейн-гризентальские двойники. Индукцион-

* Интересен пример использования упомянутых структурных особенностей кварца для решения общегеологических проблем. Широкое развитие и статистическая характеристика оптических ориентировок планарных элементов в зернах кварца среди пород маастрихтского возраста в различных районах земного шара послужили существенным аргументом в пользу гипотезы о космической причине катастрофы, вызвавшей массовое вымирание крупных пресмыкающихся на границе мела и палеогена, широко обсуждавшейся в специальной и научно-популярной литературе.

Рис. 26. Минеральные формы кремнезема:

a — поля устойчивости полиморфных модификаций кремнезема [41]; *б* — коэсит (кальцевые и радиальные прожилки) в диаплектовом стекле. Метеоритный кратер Эльгыгытгын. Ув. 30, без анализатора; *в* — тригональный кварц с планарными элементами в зиовите. Карский кратер, Ув. 50, с анализатором. Кол. В.Т. Фельдмана



ная штриховка на гранях кристаллов свидетельствует о синхронности роста их со смежными минеральными фазами. Скелетные формы кварцевых обособлений указывают на образование их в условиях быстрого роста при пересыщении раствора или переохлаждении расплава. Характер вициналей на гранях ромбодров кристаллов кварца является индикатором щелочно-кислотного режима минералообразующей среды. В.С. Балицким установлено, что при росте кварца в нейтральной среде угол между нижними ребрами вицинальных пирамид составляет 90° , а в среде повышенной кислотности достигает 160° .

В последнее время для определения и изучения тонкой структуры минералов кварцевой группы кроме рентгеноструктурного анализа применяется метод измерения спектров электронного парамагнитного резонанса, оптического поглощения в видимом и инфракрасном диапазонах и другие методы.

Достаточно широки возможности изучения кварца при структурном анализе и в целях восстановления последовательности тектонометаморфических событий. Реагируя на динамические нагрузки на определенной их стадии, кварц в результате упругих напряжений приобретает аномальное двупреломление, в нем возникает волнистое, а затем мозаичное угасание. В определенных термодинамических условиях кварцевые агрегаты испытывают синкинематическую и посткинематическую рекристаллизацию, в ходе которых напряжения снимаются и кристаллические индивиды в значительной мере освобождаются от минеральных и газово-жидких включений. Кристаллографические свойства кварца широко используются при микроструктурных исследованиях путем массовых замеров ориентировки оси Z_3 в прозрачных шлифах, изготовленных из специально отобранных образцов.

Кварц обладает еще одним необычным свойством — энантиоморфизмом, выражющимся в способности к вращению плоскости поляризации в противоположные стороны, в связи с чем выделяется правый и левый кварц. Эта его особенность в совокупности с результатами структурного анализа служит одним из критериев при определении условий образования гранулированного кварца в метаморфических комплексах. Г.А. Сенкевич при изучении кварца, слагающего жилы в гранат-слюдяно-кварцевых сланцах, установил групповое расположение его правых и левых индивидов (рис. 27, а), из чего следует, что изначально они представляли собой более крупные обособления. Это подтверждается тем, что если исходный кристалл был сдвойникован по бразильскому закону, то в гранулированном агрегате наблюдается чередование зерен противоположного знака. Микроструктурный анализ показал, что зерна кварца в жильном теле обладают четко выраженной ориентировкой, создающей на круговой диаграмме узкий прерывистый пояс (рис. 27, б), ось которого совпадает со структурной осью f . При этом плоскость ab параллельна сланцеватости вмещающих пород. Совокупность приведенных данных свидетельствует о том, что гранулированный кварц представляет собой продукт рекристаллизации первично крупно- или гигантозернистого кварца в условиях направленного давления, а не возник в таком структурном состоянии изначально, как предполагают некоторые исследователи.

Особую ценность кварцу как петрогенетическому индикатору придает отсутствие зависимости его свойств от состава вмещающих пород и существующих фаз, что нельзя сказать о большинстве других более сложных минералов. Его физико-химическая устойчивость обус-

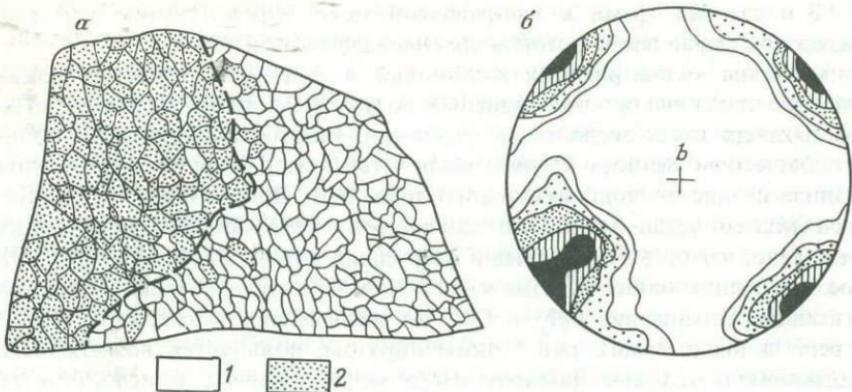


Рис. 27. Распределение энантиоморфных зерен (а) и ориентировка индивидов в гранулированном кварце (б). По А.Г. Сенкевичу:

1 – правый кварц; 2 – левый кварц.

Изолинии на структурной диаграмме проведены через 2 %

ловливает способность консервировать во включениях реликты минералообразующей среды и сопутствующих минеральных фаз. На этом основана обширная методика декриптизации и гомогенизации газово-жидких включений, позволяющая получать ценную информацию об условиях образования кварца и содержащих его пород.

Г.Н. Вертушковым и Ю.А. Соколовым были исследованы закономерности соотношения главных компонентов газово-жидких включений в кварце – H_2O и CO_2 . В результате было установлено, что в жильном кварце, формирующемся в различных условиях, водный показатель ($\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2$) меняется в широком диапазоне и составляет в среднем для зеленосланцевой фации 4,8; эпидот-амфиболитовой – 2,7; амфиболитовой фации – 2,0. Продолжая эти исследования, Е.П. Мельников с соавторами использовал состав газово-жидких включений, а также соотношение $\text{Na} : \text{K}$ для целей вещественной корреляции между формациями кварцевых жил. При этом было показано, что соотношения $\text{Na} : \text{K}$ в газово-жидких включениях кварцевых жил – зеленокаменных комплексов (формация А, по А.А. Маракушеву), связанных с натровым этапом гранитизации в мигматитовых комплексах (формация Б₁), формирующихся на калиево-натриевой стадии развития этих комплексов (формация Б₂), существенно различны и составляют, по данным Ю.А. Соколова, в среднем соответственно 4,2; 2,5 и 1,8. Соотношение $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O}$ в кварцах трех формаций, определяемое температурными условиями, позволило установить фациальный уровень их возникновения. С упомянутыми параметрами коррелируется общее среднее содержание флюидных включений, а также содержание элементарных при-

месей в твердой фазе, в значительной мере определяющих качество кварца как сырья для изготовления специального стекла.

Изучение газово-жидких включений в рудоносном кварце показало, что давление и компонентный состав флюидной фазы в рудных и безрудных зонах существенно различны. Так, на Холоднинском полиметаллическом месторождении, располагающемся в метаморфическом комплексе дистен-силлиманитового типа, Н.Л. Добрецовым и К.Б. Кепежинским установлено, что давление в газово-жидких включениях понижается от 0,75 – 0,07 ГПа в безрудных породах до 0,55 – 0,4 ГПа в околоврудных метасоматитах и 0,4 – 0,3 ГПа в рудных телах. При этом возрастает содержание CH_4 и CO_2 во включениях в кварце из пород рудной зоны и самих руд. Таким образом, появляется возможность восстановить условия формирования месторождения и использовать получаемую информацию в качестве поисковых и оценочных критериев.

Можно полагать, что дальнейшее изучение типоморфных особенностей кварца раскроет новые информативные возможности этого своеобразного минерала.

Заканчивая рассмотрение петрогенетических особенностей главных пордообразующих минералов, отметим, что в реальных парагенезисах их индивиды нередко обладают существенной неоднородностью, которая может отражать некоторые закономерности и служить дополнительным источником информации.

Зональность метаморфических минералов

Низкая скорость и длительность минеральных реакций при метаморфизме, с одной стороны, и широкое развитие последовательных наложений минералообразующих процессов – с другой, приводят к тому, что многие метаморфические минералы приобретают зональное строение. Это обстоятельство затрудняет изучение минералов химическими и минералогическими способами, но в то же время открывает дополнительные возможности для получения петрогенетической информации и позволяет в ряде случаев проследить эволюцию метаморфических преобразований при помощи микрозондовых, рентгеноспектральных и электронно-микроскопических исследований, лазерной интерференционной микроскопии и некоторых других методов анализа вещества.

Особенно широко и нередко отчетливо проявлена хорошо поддающаяся оптическому изучению зональность в плагиоклазах: прямая – связанная с уменьшением содержания аортитовой составляющей от центра к периферии, обратная – соответственно наоборот и рекуррентная – с меняющимся отношением альбита и аортита. В общем случае уменьшение содержания аортита в плагиоклазах свидетельствует о снижении температуры минералообразования, т.е. о рег-

рессивной направленности процесса. Однако в ряде случаев эти явления осложняются вещественными особенностями горных пород и характером их взаимоотношений. Такой пример приводится Г.Г. Лепезиным, детально изучившим зональные плагиоклазы из метапелитов, куммингтонитовых и роговообманковых сланцев, амфиболитов и других пород Тонгулакского хребта в Горном Алтае. Здесь закартированы последовательно сменяющиеся парагенезисы от низких ступеней зеленосланцевой до высоких ступеней амфиболитовой фации. В переслаивающихся метабазитах, метапелитах и гранитогнейсах в удалении от взаимных контактов плагиоклазы однородны. По мере приближения к контактам в плагиоклазах возникает зональность: в метабазитах прямая от № 41 – 47 до 30, в гранитогнейсах – обратная от № 27 до 33, происходит выравнивание их составов, что объясняется диффузионным метасоматозом, сопровождающим метаморфизм.

В ряде случаев весьма выразительная зональность в амфиболах, основанная на четком различии характера плеохроизма. Например, В.В. Кузьминым в метаморфических породах Камчатского срединного массива выделены четыре группы этих минералов: коричневые или бурье, зеленые, сине-зеленые и бледно-желтые разновидности. В крупных зернах устанавливается зональное распределение окраски: в центре коричневой, по краям зеленой, а в промежутках пятнистой. Векторы изменчивости химического состава амфиболов в пределах зерна отражают в микромасштабе направление эволюции метаморфических преобразований. Форма микрозондовых профилей распределения элементов в амфиболах является критерием одноактного или полихронного образования метаморфических пород.

Аналогичные данные получены канадскими геологами В. Трченским, Д. Кармайклом и Г. Хельмштедтом [50], изучавшими зональные натриевые амфиболы из метабазитов района Батерст в Новом Брансуике. С использованием микрозондовых профилей ими установлена четкая зональность всех изученных амфиболов, в которых содержание трехвалентного железа увеличивается от центра к краям зерен. По двум кристаллам амфибала построены *P-T* тренды метаморфизма базитов: фация зеленых сланцев – глаукофансланцевая – амфиболитовая.

Весьма информативна зональность в гранатах, которая хорошо коррелируется с изменением уровня метаморфизма. По данным Б.В. Чеснокова, Г.А. Кейльмана, В.А. Грачева, Л.Л. Перчука и других исследователей, зональность в этих минералах отчетливо выражается в изменении окраски и показателя преломления в закономерной зависимости от соотношения компонентов.

Сведения о типах зональности в гранатах недавно обобщены Г.Г. Лепезиным и В.Н. Королюком, причем статистической обработкой охвачено около 1300 анализов гранатов, из которых 600 монокристаллов изучены на микрозонде. В исследования вовлечены практически

все генетические типы гранатов различных фациальных ступеней и типов метаморфизма. В глаукофановых сланцах и породах гранатовой зоны гнейсово-сланцевых комплексов не обнаружено зерен, однородных по элементам MnO, CaO, FeO, MgO. Весьма редко (0,6 %) они встречаются и в породах ставролитовой зоны. В дистеновой и силлиманитовой зонах их количество достигает 4,7 %, в амфиболитовой — 10 %, а в гранулитовой снова снижается до 2 %. В эклогитах и ассоциирующих с ними породах однородные гранаты составляют 4,5 %. Максимальное число однородных гранатов (13 %) отмечается в эклогитах с гранатами, содержащими MnO 1 %. Таким образом, количество незональных зерен гранатов при переходе пород от низкотемпературных к высокотемпературным фациям метаморфизма в целом повышается, но минеральное равновесие при метаморфизме в общем не устанавливается.

При прогрессивном метаморфизме в гранатах наиболее часто встречаются четыре типа зональности. По распределению содержания компонентов от центра к периферии зерна в последовательности MnO, CaO, FeO, MgO отмечаются: "—++", "—+++", "—+ +", "——" ("—" — понижение; "+" — повышение). Два первых типа гранатов практически отсутствуют в породах гранулитовой фации, а следующие два характерны исключительно для образований повышенных давлений (глаукофановых сланцев, эклогитов и ассоциирующих с ними пород).

С повышением степени метаморфизма частота встречаемости гранатов с прогрессивной зональностью постепенно уменьшается, а с регressiveвой, наоборот, увеличивается. Случай регressiveвой зональности, в целом выраженной увеличением содержания MnO и уменьшением содержания MgO в направлении от центра зерен к их периферии, в породах амфиболитовой фации достигают 38 %, а в гранулитовой — 84 %. В гиперстенсодержащих ассоциациях аличурской серии Памира В.И. Будановым и А.П. Калякиным в пределах одного образца обнаружены гранаты различного состава и типа зональности. Гранаты с регressiveвой зональностью имеют высокомагнезиальное ядро ($X_{Mg} = 0,220$)* и менее магнезиальную краевую зону ($X_{Mg} = 0,177$). Температура образования ядерной зоны, определенная с помощью гранат-кордиеритового, гиперстен-биотитового и гиперстен-гранатового геотермометров, составляет 685 — 720 °C, внешней — 620 — 645 °C. В гранатах с прогressiveвым типом зональности более магнезиальной является краевая зона. Состав ядра этих гранатов характеризует наиболее низкоградную стадию метаморфизма, температура его образования 605 °C по гранат-биотитовому и 620 °C по гранат-кордиеритовому термометрам. Для краевой

$$* X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+}}$$

зоны температуры по тем же термометрам соответственно достигают 620 и 640 °С. По особенностям состава, характеру зональности и ассоциации с гиперстеном, кордиеритом и ортоклазом первый тип граната относится к минералам гранулитового метаморфизма. Второй тип граната отражает условия среднетемпературного диафтореза.

Изучение изменения содержания CaO в монокристалле граната из роговиков Сангиминского массива в Туве, выполненное В.Н.Королюком с соавторами, позволило выделить в термической истории этих пород три стадии. В раннюю стадию кристаллизовалась центральная часть, затем через некоторый промежуток времени наросла первая оточка, далее — вторая, более тонкая. Понижение содержания CaO от центра к периферии свидетельствует об увеличении температуры с каждым последующим процессом, ступенчатость и резкий переход между зонами — об относительной кратковременности и, по-видимому, о перерывах в росте.

Интересная информация получена Е.Е. Лазько и В.П. Серенко при изучении с помощью рентгеновского микроанализатора зональности граната в катаkläзированном и метаморфизованном перидотите из кимберлитов Якутии. Особенно четко в зернах граната от центра к периферии меняются содержания Cr_2O_3 (разница превышает 1,5 %) и TiO_2 . В том же направлении, хотя и незначительно, возрастают содержания Al, Fe, повышается степень окисления последнего и уменьшается количество CaO. Выявленную зональность авторы связывают с воздействием на исходный реститованный и консолидированный в мантии гранатовый перидотит высокотемпературного флюида, насыщенного "базальтовыми" компонентами.

Зональность в оливинах и пироксенах — главных породообразующих минералах гипербазитов изучена меньше всего. Вместе с тем трудно представить, что эти столь чуткие к изменению P - T условий минералы могут оставаться "первозданными" при метаморфических преобразованиях горных пород. Е.Е. Лазько и В.П. Серенко указывают, что, несмотря на существенные изменения состава граната в перидотитах из кимберлитов Якутии, сопутствующие силикаты оказались однородными: тщательные поиски ими возможной зональности в пироксенах и оливинах не дали положительных результатов. Это можно объяснить двояко: либо объектом анализа являлись действительно неизмененные реститовые азональные оливины и пироксены, либо при переходе из мантии в земную кору эти минералы претерпели перекристаллизацию без изменения их химического состава, а гранат как типичный метаморфический минерал возник уже после температурного рубежа, при котором возможна его полная гомогенизация.

Попытку установить зональность в оливинах с помощью структурного травления предприняли П.Я. Ярош и Е.П. Царицын. Образцы с тщательно отполированной поверхностью помещались ими в раствор кон-

центрированных серной и фтористоводородной кислот, смешанных в отношении 1 : 10, и выдерживались в нем в течение 2 – 5 мин при температуре 20 °С. Объектом исследования послужили образцы оливинсодержащих ультраосновных и основных пород Дальнего Востока, Тувы, Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Кольского п-ова, включения в базальтах камчатских вулканов, лерцолитов дна Индийского океана, кимберлитов и гранатовых перidotитов Якутии и др.

В результате проведенных исследований выяснилось, что многие зерна оливина из перечисленных пород независимо от их минерального состава, формационной принадлежности и местонахождения имеют неоднородное, часто зональное строение. Отмечаются два типа зональности. В одном из них четко выделяется хорошо проправившаяся ядерная часть, окаймленная по периферии зерен узкой однородной каемкой, в другом – центральная часть сложена дендритами оливина, которые к краям переходят также в однородную кайму. Исследования вторично-го метаморфического оливина указывают на отсутствие в нем структурных неоднородностей в отличие от ранних оливинов, в которых после травления обнаруживаются различные стадии перерождения.

Оливин из пород антигорит-оливин-бруситового парагенезиса (типа уральских войкаритов) из перidotитового массива метаморфического пояса Санбагава (Япония) обнаруживает, по данным К. Канигица, зональное строение: ядра обогащены Fe, Mn, Ni, а каймы Mg [47]. По его мнению, оливин кристаллизовался в ходе прогрессивного метаморфизма, при котором диффузия катионов в оливине была лимитирована, а в существующих антигорите и брусите протекала достаточно полно.

Пироксены при метаморфизме пород также утрачивают однородность. По данным Б.Г. Яковлева и др., в гранулитовом комплексе Украинского щита пироксены ранних генераций из парагенезисов ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз подвергаются перекристаллизации, в ходе которой вместо распавшихся двуфазных минералов (в ортопироксене присутствуют тонкие вrostки клинопироксена, а в зернах клинопироксена – пластинки ортопироксена) образуются гомогенные фазы. При этом в ряде случаев возникают зональные зерна орто- и клинопироксена, в которых ядра сложены продуктами бимодального распада пироксена, а каймы – гомогенной фазой, состав которой иден-тичен матрице, содержащей пластинки распада.

Среди докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов района Алис-Спрингс в Австралии Д. Мак-Голл и Г. Уоррен [48] изучили корнерупин и сапфирин из кордиерит-гиперстен-корунд-турмалин-силлиманит-рутиловой ассоциации, рассматриваемой в качестве продукта метаморфизма гранулитовой фации. С помощью микрозонда в кристаллах корнерупина ими выявлена зональность – обогащение ядра магнием, а периферических зон роста – алюминием.

Из приведенных примеров, которые можно было бы продолжить, видно, что зональность является весьма важным элементом информативности минералов, дающим ключ к расшифровке условий метаморфизма и их изменений во времени. Однако петрогенетический анализ необходимо проводить с учетом всей совокупности данных как по породообразующим, так и по акцессорным минералам.

Изучение акцессорных минералов

Наряду с широко распространенными породообразующими минералами существенную генетическую и корреляционную информацию в ряде случаев несут минералы-акцессории. Одни — в связи с характерной реакцией на меняющийся режим минералообразования, другие, наоборот, благодаря своей устойчивости отражают изначальные условия формирования метаморфических пород.

Выразительными представителями первой группы служат минералы титана — титаномагнетит, ильменит, титанит, рутил и другие титанодержащие оксиды. При метаморфизме основных эффузивов первичный магматический титаномагнетит уже на уровне зеленосланцевой фации переходит в ильменит или ильменито-гематит. Например, в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации при повышенной щелочности в зонах гранитизации самое широкое распространение приобретает титанит. В условиях же кислотного выщелачивания на различных фациальных уровнях все титановые минералы сменяются рутилом.

При отсутствии интенсивных дифференциальных движений агрегаты вновь образующегося рутила сохраняют форму и размеры замещенного титаномагнетита, титанита и других минералов. На этом основании А.А. Алексеев, наблюдая структуры распада титаномагнетита с выделением рутила и магнетита, а также сопоставив размеры скоплений кристаллов рутила в различных типах амфиболитов и эклогитов Казахстана и Урала, показал возможность определения их изначально магматической природы и выделил апогаббровые и апօэфузивные разновидности.

В.К. Гараниным, В.А. Жиляевым, Г.П. Кудрявцевой и др. отмечаются случаи, когда первичный магматический ильменит из кимберлитовых пород Якутии последовательно замещается перовскитом, рутилом, магнетитом, титаномагнетитом и хромшпинелидами. В каймах, кроме того, широко распространен хромодержащий титаномагнетит и, что очень важно, — хромшпинелиды нескольких генераций. Формирование титаномагнетитовых и хромшпинелидовых реакционных кайм вокруг крупных резорбированных зерен оливина указывает на проявление высокотемпературного процесса, который реализовался в постмагматических, гидротермальных условиях кристаллизацией магнетита с

характерной примесью элементов (%): Mg до 2,42; Cr_2O_3 до 2,79; TiO_2 до 4,74.

По данным В.Я. Левина с соавторами, хромовый минал в титаномагнетите фиксируется также в тетрафлогопит-рихтерит-пирохлоровых метасоматитах экзоконтактов карбонатитов, прорывающих гипербазитовый массив одного из гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. Здесь, как и в случае с кимберлитовыми породами Якутии, хром в титаномагнетите (1,5 – 4,0 % Cr_2O_3) в основном концентрируется в магнетитовой фазе. При этом на контактах с сегрегациями ильменита, судя по графикам сканирования микрозондом "Камека", содержание хрома в магнетитовой фазе резко возрастает (до 10 % Cr_2O_3).

Классическим примером устойчивых акцессорных минералов является циркон, отличающийся высокой механической, термической и химической стойкостью. Эти его качества, а также высокий типоморфизм кристаллов и возможность использования для радиогеохронологического анализа послужили основой для разработки В.М. Чайкой, Т.Ф. Негруцем, А.П. Казаком, В.Р. Ляховичем, А.А. Краснобаевым и др. цирконового метода петрологического анализа. Этот метод позволяет в благоприятных условиях решать задачи определения генезиса пород, производить корреляцию геологических формаций, выяснять области и направление сноса материала при седиментогенезе, устанавливать первичную слоистость и отличать ее от сланцеватости, производить возрастное расчленение полихронных метаморфических образований и т.д. В отличие от рассмотренных титановых минералов, испытывающих при смене условий минералообразования существенные химические превращения, цирконы при метаморфизме подвергаются преимущественно кристаллографическим преобразованиям.

Типоморфизм циркона, как критерий условий его возникновения и последующей перекристаллизации, широко используют при самых разнообразных исследованиях. Петрогенетическими индикаторами, несущими определенную информацию, являются форма кристаллов, степень окатанности (округлости), относительное удлинение, форма граней и их соотношение, цвет, прозрачность, зональность, характер поверхности и т.д. Предполагается, что особенности внутреннего строения – наличие ядер, включений – отражают условия образования циркона, форма кристаллов – зональность, а характер их поверхности – преимущественно его эпигенетическую историю.

Целенаправленное изучение циркона основывается на кристаллографических, гониометрических, статистических методах, тонких геохимических и изотопных определениях. Получаемые при этом данные нередко высоконформативны. Так, систематические кристаллографические наблюдения, проведенные А.Д. Червинской, С.П. Гавриловой и Л.Г. Филимоновой [42], показали, что число граней дитетрагональной дипирамиды (131), возникающих при кристаллизации циркона из

расплава, связано прямой зависимостью с возрастанием основности кристаллизующихся пород, а число граней призм (110) и (100) такой зависимости не обнаруживает. Существенное значение могут иметь число морфотипов циркона, последовательность их смены и т.д.

В качестве одного из примеров анализа типоморфизма циркона с постановкой конкретной геологической задачи можно привести работу В.В. Жданова, И.А. Юдиной, А.П. Казака и В.К. Кузьмина [42], целью которой являлось сопоставление условий формирования и геологической эволюции гранулитов Лапландского блока Балтийского щита и гнейсов Срединного массива Камчатки. Гониометрическое изучение зерен циркона из пород обоих комплексов позволило выделить по особенностям строения и внутренней зональности следующие морфологические разновидности зерен циркона: длиннопризматические, короткопризматические, эллипсоидальные (овальные), монстроидные (овалиды вращения) и шаровидные. В результате было установлено, что незональные шаровидные и монстроидные формы кристаллов присущи только породам гранулитового комплекса, зональные эллипсоидальные и короткопризматические кристаллы встречаются как в основных гранулитах, так и в гнейсах, а незональные длиннопризматические кристаллы распространены, кроме того, и в мигматитах. По полученным данным были выделены в обоих метаморфических комплексах последовательные стадии метаморфогенно-метасоматических преобразований пород и сделан вывод о том, что гнейово-мигматитовый комплекс п-ова Камчатка, так же как и гранулиты Лапландии, претерпел существенные регressive преобразования. Именно этот вывод послужил аргументом для решения давно обсуждавшейся альтернативы в пользу древнего возраста субстрата метаморфитов п-ова Камчатка.

Весьма интересен и перспективен использованный в рассматриваемой работе подход к определению причин возникновения кристалломорфических, в первую очередь шаровидных, разновидностей циркона с позиций анализа энергетического баланса. Число граней может служить мерой свободной энергии системы (по авторам — мерой давления), исходя из того, что поверхностная энергия кристалла (и пропорциональная ей полная его энергия) определяется энергией среды, а минимальной поверхностью при постоянном объеме обладает шар или фигура с максимальным числом граней. Их соотношение в выделенных разновидностях циркона — от гранулитов к гнейсам и мигматитам — составляет 5:4:3:2, что отражает соответственное уменьшение свободной энергии в системе. Этим и объясняется шаровидная (не окатанная, а многогранная) форма циркона в породах гранулитовой фации.

Морфологические особенности циркона играют существенную роль при использовании его в целях радиогеохронологической датировки различных петрогенетических процессов. Так, по данным А.П. Чухонина с коллегами, кристалломорфологические характеристи-

тики цирконов из чарнокитизированных дйопсид-биотит-плагиоклазовых кристаллосланцев и амфибол-биотитовых гранитогнейсов района оз. Тулос в Западной Карелии — четкая их огранка, тонкая кристаллизационная зональность, отсутствие реликтовых ядер и прерывистой зональности, блестящие поверхности кристаллов без признаков коррозии — позволяют считать кристаллизацию этих цирконов синхронной образованию вмещающих пород. Полученные при их анализе значения возраста в интервале 2,72 — 2,82 млрд. лет отражают время возникновения последних.

Г.М. Друговой, О.А. Левченковым, И.М. Морозовой и другими исследователями в плагиогнейсах западной части Анабарского щита выделены три генерации циркона. Цирконы первой генерации сохранились только в ядрах призматических кристаллов и составляют 1/2 или 2/3 их объема. Возраст этой наиболее древней разновидности циркона, определенный свинцово-изотопным методом, составляет 3,43 — 3,2 млрд. лет. Цирконы второй генерации, возраст которых 3,05 — 2,5 млрд. лет, полизональны по окраске и покрывают оболочкой ядра цирконов первой генерации. Цирконы третьей генерации с изотопным возрастом 1,96 — 2,0 млрд. лет бесцветные, прозрачные, округлой и овальной формы с гладкой и блестящей поверхностью, иногда содержат ядра цирконов первой и второй генераций. Идиоморфизм некоторых ядер цирконов первой генерации, тонкая зональность и призматический облик позволяют предположить их магматическое происхождение. Цирконы второй и третьей генераций, судя по наличию их в зернах кварца, антипериттах кальциевого полевого шпата и на границе отдельных зерен в чарнокитизированных породах, возникли в связи с преобразованием пород в условиях гранулитовой фации.

Надо сказать, что не всегда удается получить столь отчетливые радиогеохронологические данные. Так, в древнейших кварцитах Алданского щита, относящихся к иенгрской серии, Г.Д. Дамаскиной с соавторами [42] выделено три морфологических типа циркона — А, Б и В, различающихся по происхождению и возрасту. Для цирконов наиболее поздней генерации свинцовые изохроны показали возраст 2100 ± 500 млн. лет, для самого раннего — 1100 млн. лет, а для промежуточного по времени образования — серия расходящихся значений, вычисленных по отношениям $^{204}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$, соответственно 500, 1850 и 1270 млн. лет. Авторы работы считают, что только для наиболее молодого циркона получены реальные значения возраста, датировка же цирконов ранних генераций отражает их сложную геохимическую историю. Необходимо отметить, что вообще одиночные определения абсолютного возраста метаморфических образований чаще всего не могут служить основанием для их датировки, о чем подробнее будет сказано в следующей главе.

Разнообразная информация, которая может быть получена при исследовании цирконов, с наибольшей полнотой приводится в сборнике "Циркон в породах докембрия и фанерозоя" под редакцией В.В. Ляховича, монографии А.А. Краснобаева и др.

Определенную генетическую информацию несет акцессорный турмалин, равномерно рассеянный в породе. То обстоятельство, что содержание бора в глинистых породах (кларк – 0,01 %) на порядок выше, чем в магматических (кларк менее 0,0015 %), позволяет при надежном геологическом контроле выделить метаморфизованные глинистые осадки среди других метаморфических пород. Содержание турмалина при этом составляет 0,15 – 0,45 % объема. По данным А.А. Алексеева, это обычно кристаллики, более или менее равномерно рассеянные в породе, размером 0,01 – 0,05 мм в филлитах и 0,2 – 0,5 мм – в кристаллических сланцах. Коэффициент удлинения кристаллов – 3–4. Однако необходимо постоянно проверять, не является ли турмалин эпигенетическим, возникшим при метасоматических процессах, что нередко имеет место, например, в условиях кислотного метасоматоза.

В целях корреляции, определения генезиса пород и решения ряда частных вопросов привлекаются другие акцессорные минералы: апатит, монацит, магнетит и др.

Парагенетический анализ

Метаморфические породы по своей природе полигенные образования, характеризующиеся сосуществованием в них двух и более разновозрастных групп минералов. Для определения условий и последовательности их возникновения необходимо выделить закономерно возникшие минеральные ассоциации (минеральные парагенезисы), которым присущи равновесные взаимоотношения входящих в нее составных частей. Изучение таких минеральных ассоциаций является первой задачей при расчленении метаморфических толщ, решение которой необходимо для составления легенд к геологическим картам, выбора объектов палеотермобарометрических, радиохронологических и других видов исследований.

Теоретической основой парагенетического анализа служит минералогическое правило фаз, сформулированное В.М. Гольдшмидтом и уточненное Д.С. Коржинским, объясняющее "маломинеральность" – малое число минералов, входящих в реальные парагенезисы, и позволившее в свое время разработать принцип фаций.

Для открытых систем, к которым относятся метаморфические породы, Д.С. Коржинский [21] ввел принцип дифференциальной подвижности компонентов, разделив их на инертные и вполне подвижные, независимыми параметрами состояния которых в первом случае являются

ся их массы, во втором — их концентрации в поровых растворах или, с некоторыми допущениями, химические потенциалы. В соответствии с этим принципом "наибольшее число устойчивых, совместно образующихся в породе минералов равно числу компонентов породы за вычетом вполне подвижных компонентов и компонентов примесей", иначе говоря, в равновесных ассоциациях число минералов не должно превышать число независимых инертных компонентов. Для целей парагенетического анализа с помощью диаграмм число последних может быть условно уменьшено за счет исключения примесных, изоморфных, обособленных и избыточных компонентов. Соотношения между оставшимися виртуальными инертными компонентами в принципе обусловливают разнообразие минерального состава в изучаемой группе парагенетических ассоциаций. В системе с изменяющимися внешними условиями максимальное число устойчивых минералов увеличивается на число виртуальных, вполне подвижных компонентов (т.е. тех вполне подвижных компонентов, химические потенциалы которых изменяются в ходе рассматриваемого процесса и определяют смену минеральных парагенезисов).

Весьма удобным в силу своей наглядности является способ анализа и сопоставления парагенетических ассоциаций с помощью треугольных барицентрических диаграмм, построенных в координатах виртуальных компонентов*.

Зависимость парагенезисов от экстенсивных факторов равновесия (масс инертных компонентов) и интенсивных факторов (температуры, давления, химических потенциалов вполне подвижных компонентов и др.) может быть выражена с помощью пучковых диаграмм. Центры пучков (точки) отвечают нонвариантным равновесиям, лучи пучка (линии) — моновариантным равновесиям, поля между лучами — дивариантным равновесиям — минеральным ассоциациям. Положение луча отражает реакции перехода при смене фазий. По вертикальной и горизонтальной координатным осям пучковых диаграмм откладыва-

* В качестве единичных количеств виртуальных компонентов можно использовать их молекулярные или атомные количества, формульные единицы (в кристаллохимических формулах минералов), принимая сумму количеств виртуальных инертных компонентов за 100 %. В треугольных диаграммах каждая вершина отвечает 100 % помещенного в нее компонента, сторона треугольника — 100 % суммы двух компонентов в прилегающих вершинах, а 100 % сумме трех компонентов всех трех вершин треугольника соответствует любая точка внутри треугольника. Прямая линия, проведенная из вершины треугольника на противоположную сторону, является местом точек с постоянным соотношением компонентов двух других вершин. Если эта линия соединяет точки, отвечающие реальным минеральным парагенезисам, то она именуется коннодой. Внутренняя триангуляция выделяет равновесные парагенезисы внутри систем (метаморфической фации) по принципу неперекрещивающихся коннод.

вают два из интенсивных факторов равновесия (например, температура и давление или химические потенциалы двух из вполне подвижных компонентов и т.д.). Остальные интенсивные факторы равновесия принимают неизменными при конкретном построении. Если составы минералов в системе остаются постоянными, то линии равновесий прямолинейны. При изменении в минералах содержаний виртуальных подвижных компонентов, химические потенциалы которых учитываются на координатных осях, линии равновесия становятся кривыми. На диаграммах P - T все линии равновесия кривые, так как они отражают объемные и тепловые эффекты реакций, меняющиеся в зависимости от температуры и давления. Методы построения и анализа пучковых диаграмм состояния минеральных систем разработаны Ф.А. Скрайнемакерсом, Д.С. Коржинским, В.А. Жариковым [10].

Практическое применение парагенетического анализа при изучении метаморфических образований основывается прежде всего на прямых минералого-петрографических наблюдениях, задачей которых является выделение синхронных минеральных ассоциаций. Исходя из пространственных взаимоотношений минералов, степени идиоморфизма, наличия пойкилитовых, порфиробластических, келифитовых и других характерных структур, выделяются возрастные группы — реликтовые и новообразованные минеральные парагенезисы. Контролирующую функцию в определенной мере могут выполнять уже упоминавшиеся треугольные диаграммы: конноды, объединяющие минералы одного парагенезиса, на этих диаграммах не должны пересекаться.

Иногда возрастные соотношения минералов устанавливаются достаточно отчетливо, чаще же решение этой задачи вызывает серьезные затруднения. Так, исходный парагенезис гипербазитов оливин (I) + ромбический пироксен + хромит при фреатической серпентинизации, в ходе которой возникает парагенезис α -лизардит + бруцит, сравнительно легко восстанавливается по реликтам первичных минералов, обычно сохраняющимся в ячейках петельчатых структур. При прогрессивном метаморфизме в этих породах может сформироваться парагенезис α -лизардит + хризотил + магнетит, а при дальнейшем развитии процесса — парагенезис оливин II + антигорит. В данном случае отличить новообразованный оливин (II) от первичного (I) удается благодаря его пониженной железистости, не превышающей 0–5 %, по сравнению с обычной железистостью этого минерала на уровне 8–10 %.

Приведенный пример смены парагенезисов показывает, что в ходе метаморфизма образуются минералы и их ассоциации, термодинамически устойчивые в P - T условиях данной стадии процесса. Химическое равновесие при этом достигается соответствием составов сосуществующих минералов переменного состава, получившим название фазового соответствия. Весьма существенно, что изменение только температуры и давления без участия флюидной фазы не приводит к изменению ми-

нерального состава пород. Так, в приведенном случае метаморфизма гипербазитов согласно "правилу ступенчатых реакций Оствальда" при изменении исходного состава (парагенезис $\text{Ol} + \text{Pr} + \text{Xp}$) под воздействием водного флюида первоначально могут возникнуть фазовые состояния промежуточной степени устойчивости, что мы и видим на примере образования промежуточной серпентин-бруситовой ассоциации, сменяющейся более устойчивой оливин-антigorитовой.

Примером парагенетического анализа минеральных ассоциаций в широком фациальном диапазоне могут служить работы Б.М. Роненсона, В.Я. Левина и др., посвященные анализу условий формирования зонального метаморфического комплекса, располагающегося в ядре Вишневогорского антиклиниория на Среднем Урале. В работах Б.М. Роненсона раздельно рассматриваются ассоциации, относящиеся к зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям [36]. В каждой группе пород выделяются реликтовые и новообразованные минералы. Во всех группах в качестве избыточного компонента может присутствовать кварц, вынесенный на диаграммах (рис. 28) за пределы парагенетических полей (вверху справа); там же помещены вполне подвижные компоненты (помечены стрелками).

На диаграммах обосновываются основные минеральные парагенезисы и поля соответствующих им горных пород. Для всех фаций устанавливается несколько парагенезисов минералов. В ассоциациях эпидот-амфиболитовой (рис. 28, б) и амфиболитовой фаций (рис. 28, в) многих парагенезисов участвуют плагиоклазы, что свидетельствует уже о вполне подвижном поведении щелочей. Пунктиром на диаграмме (см. рис. 28, б) показаны минеральные ассоциации и поля пород сланцев более низкой ступени метаморфизма (рис. 28, а), что наглядно представляет закономерности перехода от одной минеральной фации к другой. Парагенезисы минералов, возникшие в условиях силлиманит-альмандиновой субфации, и поля соответствующих составов пород имеют здесь еще более четкие границы, чем на предыдущей диаграмме (см. рис. 28). Это указывает на то, что в данном случае в системе достигнуто состояние, близкое к равновесному. Анализ парагенетических ассоциаций минералов и пород в сопоставлении с известными экспериментальными данными по P - T условиям образования типоморфных минералов позволяет судить о последовательности и условиях формирования пород конкретного метаморфического комплекса.

Важным критерием генезиса горных пород считается число устойчиво существующих в них минералов. Наибольшее количество их свойственно собственно метаморфическим породам, при формировании которых инертны все компоненты, кроме воды и углекислоты, что и позволяет в этом отношении рассматривать метаморфизм как частный случай метасоматоза. Число равновесных минералов в таких породах нередко достигает семи-восьми, не считая акцессорных. При метасома-

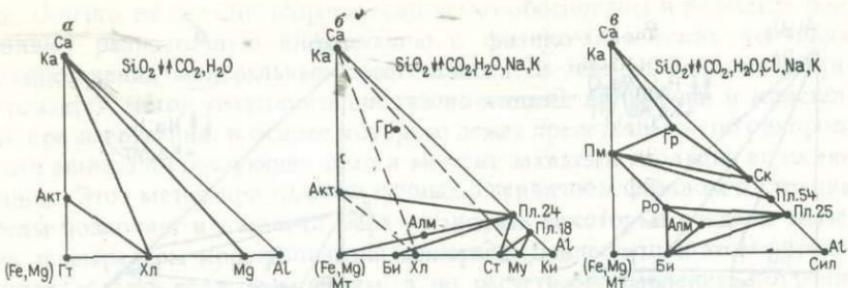


Рис. 28. Диаграммы состав — парагенезис для пород зеленошланцевой (а), эпидот-амфиболовой (б) и амфиболовой (в) фаций Вишневогорского метаморфического комплекса. По Б.М. Роненсону [36], с изменениями

тических процессах число инертных компонентов может сокращаться соответственно количеству существующих минералов вплоть до возникновения мономинеральных пород.

Следует отметить, что обоснованное Д.С. Коржинским правило сокращения числа минеральных фаз от зоны к зоне по мере развития метасоматического процесса и увеличения числа вполне подвижных компонентов справедливо для выщелачивания. В условиях же метасоматического "осаждения" проявляется противоположная тенденция, причем число минеральных фаз может увеличиваться при соответствующем уменьшении числа вполне подвижных компонентов.

Пример такого рода соотношений приводит А.Г. Давыдченко, рассматривая гранитизацию малокальциевых пород в условиях амфиболовой фации. В комплексах такого типа обычно отмечается смена плагиогранитизации последующей калишпатизацией. В результате возникает пятиминеральный парагенезис: Би + Гр + Пл + Кв + Кш. И хотя между минералами наблюдаются реакционные взаимоотношения — гранат корродируется биотитом, а биотит — юлевыми шпатами, — система в своем развитии стремится к равновесию, о чем свидетельствует последовательное сопряженное изменение железистости граната и биотита (рис. 29, а). Типичная картина изменения состава парагенетических ассоциаций при регрессивной гранитизации на примере пироксенодержащих богатых кальцием пород приводится С.П. Кориковским (рис. 29, б).

Приведенные примеры парагенетического анализа метаморфических и метасоматических систем не исчерпывают всего многообразия возможностей его применения для решения тех или иных вопросов петрогенеза. Одним из существенных аспектов этого метода является выделение равновесных минеральных ассоциаций при термобарометрических исследованиях.

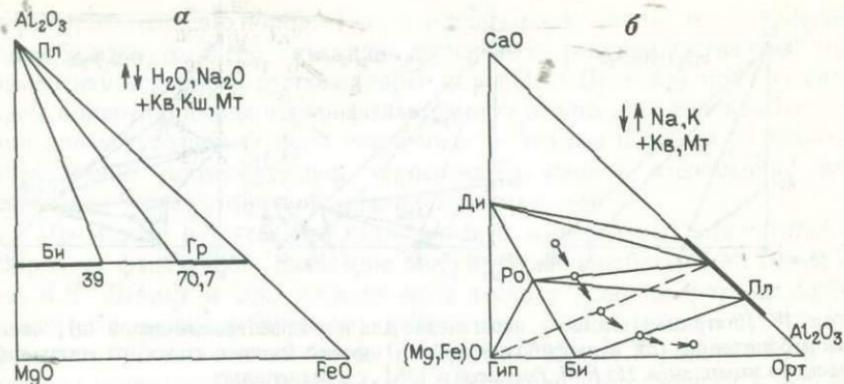


Рис. 29. Диаграммы состав – парагенезис при гранитизации:
 а – пород биотит-калишпатовой фации (Юго-Западный Памир). По А.Г. Давыденко;
 б – основных гнейсов станового комплекса с последовательностью ступеней равновесия. По С.П. Кориковскому

Термобарометрические исследования

Для всестороннего объективного анализа условий формирования метаморфических комплексов необходима количественная оценка главных факторов метаморфизма – температуры, давления, состава и состояния минералообразующей среды. В настоящее время разработана обширная груша разнообразных методов, позволяющих с различной точностью измерить указанные параметры. Наиболее простым, но лишь приблизительным способом их оценки является определение положения минеральных парагенезисов и отдельных минералов на диаграммах фаций и других эмпирических диаграммах, базирующихся на экспериментальных данных.

Непосредственное изучение состояния и состава среды минералообразования, сохранившейся в виде включений в минералах, составляет серию прямых методов, позволяющих получать информацию не только о P - T условиях метаморфизма, но и флюидном режиме, щелочности – кислотности, окислительно-восстановительной обстановке и т.д. Дающие менее разнозначные результаты косвенные методы основаны на изучении состава сосуществующих минералов, в первую очередь на распределении между ними некоторых общих компонентов. Для определения физико-химических условий образования минералов в некоторых случаях могут использоваться их структурные особенности.

Изучение газово-жидких включений. Прямые методы минералогической термо- и барометрии получили в последние годы широкое разви-

тие. Однако не все они теоретически четко обоснованы и не всегда доставляют равнозначную информацию о физико-химических условиях возникновения минеральных парагенезисов. В течение ряда лет разрабатывается метод гомогенизации газово-жидких включений в кристаллах при нагревании, в основе которого лежат представления об однородности минералообразующих сред в момент захвата и изоляции во включениях. Этот метод при наличии данных о первичном фазовом состоянии среды позволяет в какой-то мере установить некоторые пределы значения температуры кристаллизации минерала. Давление при этом определяется только расчетным путем, а по расчетному давлению коррелируется вероятная температура захвата и изоляции включения, являющаяся лишь минимальной температурой образования минерала-хозяина.

Также нередко используется метод декрепитации включений, основанный на положении о том, что после гомогенизации газово-жидких включений даже небольшое повышение температуры приводит к резкому возрастанию давления внутри включения.* Превышение предела прочности минерала, образующего стенки включения, вызывает их разрыв. Включения вскрываются (декрепитируют) мгновенно, т.е. происходит микровзрыв, сопровождающийся звуковым эффектом, который может быть зафиксирован специальными приборами (микрофоном, пьезодатчиком и др.).

Включения взрываются при температурах, несколько больших, чем температуры гомогенизации, температура гомогенизации включений всегда ниже температуры их захвата, поэтому для некоторых минералов, возникающих при средних температурах из существенно водных растворов, температура декрепитации первичных включений в большей мере отражает состояние среды в момент ее захвата, чем температура их образования. Вместе с тем, поскольку температура декрепитации включений растворов в минералах близка к температуре гомогенизации только в очень узком интервале $P-T$ условий, отвечающих низко- и среднетемпературному гидротермальному процессу, метод декрепитации еще более ограничен в практическом применении, чем метод гомогенизации.

Еще один метод термобарогеохимии — криометрия изучает охлаждение объекта до установления точки замерзания. Это позволяет определить концентрацию раствора и в определенной мере судить о его составе.

Применение рассматриваемых методов усложняется выбором объекта исследований, так как при многообразии фазового состояния

* До момента гомогенизации терморасширение жидкости компенсируется сжатием газового пузырька, играющего роль буфера, и давление в вакуоли растет медленно.

включений (жидких, газообразных, твердых, смешанных) среди них необходимо прежде всего различать первичные, вторичные, первично-вторичные и т.д. Более того, первичные включения могут быть индикаторами условий как первичной кристаллизации минерала, так и его перекристаллизации. При этом следует учитывать, что с помощью гомогенизации и декрепитации включений строго оценить P - T условия, при которых в данной горной породе установилось физико-химическое равновесие, практически невозможно, хотя некоторые сведения о граничных условиях минералообразования могут быть получены. Не останавливаясь на методических приемах изучения включений, широко освещенных в специальных работах Н.П. Ермакова, В.Ф. Дыбкова, Б.Н. Шаронова, Ю.А. Долгова, А.А. Томиленко, В.П. Чупина и других исследователей, рассмотрим некоторые примеры получения петрогенетической информации с помощью методов термобарогеохимии.

Изучив включения минералообразующих сред в метаморфических породах и анатектитах ряда регионов, А.А. Томиленко и В.П. Чупин в специальной монографии по термобарогеохимии метаморфических комплексов показали, что все метаморфические минералы (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, гранат, пироксен, силлиманит, дистен, андалузит, амфибол, сапфирин и др.) в процессе кристаллизации консервировали микропорции материнской среды, в которой происходил их рост или генерация. Число и размеры включений различны. Наиболее богаты ими минералы амфиболитовой и отчасти гранулитовой фации. В условиях высоких давлений, например в эклогитах, число включений незначительно (единицы), а размеры их малы (до $1 \cdot 10^{-6}$ м). То же характерно для минералов из глубинных ксенолитов.

Анализ данных, полученных А.А. Томиленко и В.П. Чупиным, показывает, что фазовый и химический состав метаморфогенных включений отвечает составу метаморфогенного флюида и отражает его эволюцию во времени и пространстве. В состав включений входят водные растворы солей, преимущественно NaCl , KCl , CaCl_2 и MgCl_2 , жидкие углекислота, азот и метан, иногда с примесью CO , H_2 и др.

Удельный же объем метаморфогенных растворов (CO_2 , CH_4 , N_2 , H_2O), по данным Н.П. Ермакова и Ю.А. Долгова, является величиной характеристической и неизменной в замкнутом включении на регressiveйной ветви метаморфизма и поэтому может использоваться для расчета давления при минералообразовании. Для эклогитов из ксенолитов в кимберлитах Якутии и прослоев среди перидотитов массива Цеблитц (ГДР) с помощью разработанного ими метода установлено давление более 1,5 ГПа. Вероятно, что значение давления минимально, так как для большинства включений плотность законсервированных растворов определить не удалось. Для гранулитов разных регионов величины давлений по результатам изучения включений оказались в пределах 0,6 – 1,1 ГПа, что часто совпадает с данными минералогических барометров.

Давление при образовании дистенсодержащих пород Южно-Чуйского хребта (до 0,8 ГПа) оказалось значительно более высоким, чем в андезитсодержащих породах того же района (0,55 ГПа). На примере олигомагнезиального пояса Борус получены данные о высоком давлении при кристаллизации жадеита в зонах глубинных разломов и было показано, что гранулированный кварц также формировался в условиях высоких давлений (0,7 ГПа).

Интересные данные при изучении включений в минералах метасоматических слюдитов — берилле, изумруде, фенаките, хризоберилле, апатите и плагиоклазе — получили О.Е. Чижик и З.В. Лекух.

Газово-жидкие включения в бериллах оказались существенно углекислыми при низком содержании анионов фтора и хлора, включения же в более поздних хризоберилле и фенаките, наоборот, характеризуются незначительным содержанием углекислоты и высоким содержанием анионов фтора.

При увеличении окислительного потенциала среды в раствор поступает значительное количество щелочных элементов и хрома, извлекаемых из ранее кристаллизовавшихся минералов. Одновременно в растворе увеличивается концентрация углекислоты и фтора, продолжается образование олигоклаз-андезина, хризоберилла и фенакита. Бесщелочные бериллы сменяются щелочными и начинается кристаллизация изумруда и апатита.

Приведенные примеры показывают, что в одном случае исследователям удалось при изучении включений установить величины давления, в другом — приближенно наметить нижний предел температуры минералообразования, но главным в обоих случаях являются данные о составе флюидов и эволюции метаморфогенных и метасоматических процессов, что может послужить существенным вкладом в изучение различных метаморфических комплексов.

Минералогические термометры и барометры. Давно применяют при палеотермобарометрических исследованиях геотермометры, базирующиеся на определении вариаций содержания в некоторых минералах того или иного компонента. К их числу относятся биотитовый термометр Офтедаля, основанный на зависимости содержания Sc от температуры его образования, магнетитовый термометр Баддингтона, учитывающий температурную зависимость содержания TiO_2 в магнетите, существующем с ильменитом, и некоторые другие. Несколько позже появились двуполевошпатовый термометр Барта, двукарбонатный термометр Харкера и др.

В последнее время самое широкое распространение получили методы определения палеотемператур, базирующиеся на анализе распределения химических компонентов между существующими минералами переменного состава, в первую очередь железомагнезиальными силикатами и алюмосиликатами. В основе этих методов лежат кристалло-

химические особенности вещества на ионном уровне, в данном случае закономерная связь возрастания температуры и перемещения ионов Mg^{2+} за счет электрохимических свойств из гидроксилсодержащих минералов в не содержащие его, а ионов Fe^{2+} — наоборот. Геотермометры, основанные на этих закономерностях, представляют собой диаграммы фазового соответствия составов существующих минералов: граната и амфиболя, граната и биотита и т.д. (рис. 30). Изучение метаморфических реакций с существенным объемным эффектом, обусловленным не только изменением состава минералов, но и числом минеральных фаз, позволило разработать палеогеобарометры (см. рис. 30). В ряде случаев палеотермометры пригодны и для определения давления. Так, распределение магния между оливином и его плотной модификацией — рингвудитом позволяет установить одновременно и температуру, и давление.

Большие возможности для термобарометрических исследований открывает применение микрозондирования, позволяющего устанавливать не только усредненную температуру или давление, но и последовательное их изменение, зафиксированное в зональности существующих минералов. Так, Л.Л. Перчуком для раннедокембрийских гранулитов Ханкайского массива путем определения содержаний Fe и Mg и их последовательного распределения в концентрических зонах существующих граната и кордиерита установлено сопряженное уменьшение температуры от 800 до 500 °С и давления от 0,75 до 0,25 ГПа, отражающее диафторическую эволюцию этого комплекса. В метаморфических комплексах фанерозойских складчатых областей в обрамлении древних гнейсовых ядер с помощью детальных термобарометрических исследований отчетливо диагностируется прогрессивный метаморфизм при резко подчиненном значении ретроградных явлений. Таким образом, детальный микрозондовый анализ составов существующих минералов позволяет использовать их для оценки физико-химических условий и эволюции процессов метаморфизма во времени и пространстве.

В.В. Федыкиным исследованы минеральные ассоциации глиноземистых пород Туркестанского метаморфического комплекса в Южном Тянь-Шане с большим числом минералов, состав которых неоднороден и взаимоотношения между фазами несут отчетливые признаки неравновесности. Используя различные независимые геотермометры и геобарометры и установив локальные парагенетические соотношения конкретных минеральных фаз во временной последовательности, автор смог определить условия их возникновения и осуществить корреляцию процессов метаморфизма с историей геологического развития региона.

Однако некоторые физико-химические явления могут служить причиной искажения реальной картины в получаемых результатах. Так, Г.Г. Лепезин, В.В. Ревердатто и В.В. Хлестов, рассматривая проб-

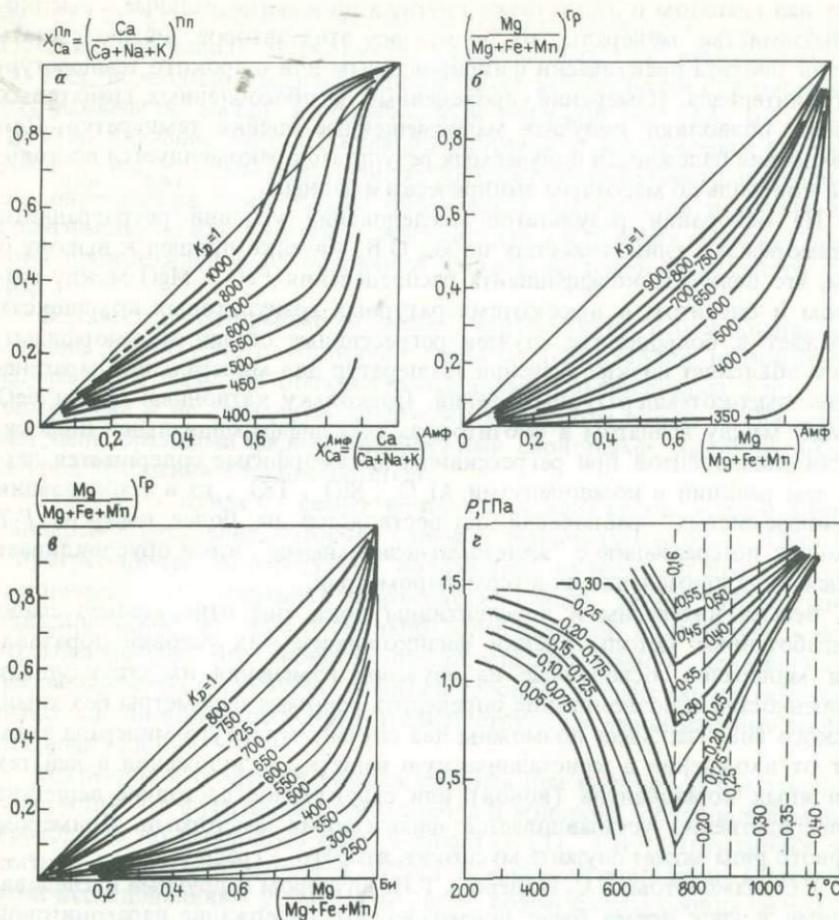


Рис. 30. Изотермы распределения компонентов между сосуществующими минералами на диаграммах фазового соответствия. По Л.Л. Перчуку:

a – для амфибола и плагиоклаза, *б* – для амфибола и граната, *в* – для биотита и граната, *г* – *P-T* диаграмма равновесного распределения Mg и Ca между пироксеном и гранатом

лемы геотермобарометрии, на VII Всесоюзном петрографическом совещании обратили внимание на искажающее действие диффузии некоторых ионов после завершения метаморфических процессов в таких "чувствительных" минералах, как гранат, биотит и др. В связи с этим они считают неправомерным в общем случае давать *P-T* характеристику двух или более этапов метаморфизма по гранат-биотитовым парам из одного образца. В то же время если в образце биотит резко преобла-

дает над гранатом и отсутствуют другие железомагнезиальные и высокоглиноземистые минералы, то, по мнению этих авторов, можно считать состав биотита практически фиксированным для широкого температурного интервала. Измерения, проведенные на обособленных гранатовых зернах, позволяют получить малосмещенные оценки температур. Для повышения надежности получаемых результатов рекомендуется постоянный контроль по массовым эмпирическим данным.

На основании результатов исследования условий ретроградного метаморфизма глиноземистых пород О.В. Авченко пришел к выводу о том, что величина коэффициента распределения FeO и MgO между гранатом и биотитом в высокотемпературных гранулитовых комплексах отражает в большинстве случаев регрессивные стадии метаморфизма, что и объясняет низкие значения температур для минеральных парагенезисов высокотемпературных фаций. Поскольку катионный обмен FeO и MgO между гранатом и биотитом за счет дифференциальной подвижности компонентов при регрессивном метаморфизме совершается легче, чем реакции с компонентами Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , то и стабилизация "глиноземистых" равновесий осуществляется на более высоких P - T уровнях по сравнению с "железомагнезиальными", что и обуславливает надежность применения их в термобарометрии.

Весьма интересны и перспективны пока еще относительно слабо разработанные методы оценки физико-химических условий образования минералов, основанные на изучении изменения их структурных особенностей и позволяющие определить искомые параметры без химического анализа. Здесь возможны два случая: структура минерала зависит от вхождения в кристаллическую решетку и положения в ней тех или иных компонентов (ионов) или структурное состояние вещества непосредственно устанавливается физическими факторами. Примером первого ряда может служить мусковит, второго — графит.

Р.С. Ламбертом, Г.С. Йодером, Г.П. Югстером и другими исследователями в свое время было подмечено, что содержание парагонитовой молекулы в мусковитах, ассоциирующих с плагиоклазом, зависит от физико-химических условий их образования, что дает принципиальную возможность использовать мусковит для целей палеотермометрии. Н.В. Котов с соавторами еще в 1969 г. предложил мусковит-плагиоклазовый палеотермометр, с помощью которого, используя параметры кристаллической решетки мусковитов, можно определить температуру образования метаморфических пород. Эти исследования, предложенные В.Б. Болтыровым и В.Н. Огородниковым, показали, с одной стороны, необходимость учета структурного типа мусковита, а с другой — широкие возможности метода для изучения метасоматических образований. При этом в целях исключения возможного влияния посторонних факторов была проанализирована зависимость параметров кристаллической ячейки от содержания в мусковите обычных компонентов: Fe^{2+} , Fe^{3+} ,

Mg, Ca, Li. Сопоставление экспериментальных данных с результатами изучения природных мусковитов, образованных при давлении 0,2 – 1,0 ГПа, позволило выделить для них поля устойчивости при повышенных давлениях между изобарическими кривыми 0,2; 0,4; 0,6; 0,8 и 1,0 ГПа. Введение соответствующих поправок к измеряемым параметрам d_{060} и d_{0010} дало возможность построить геотермометр, пригодный для определения температуры образования мусковитов в ассоциации с плагиоклазом как в метаморфических, так и в породах метасоматического происхождения на основании данных рентгеноструктурного анализа.

В качестве геотермометра весьма перспективно использование изменения структурного состояния графита. Представляя независимую минеральную фазу, не обладающую общими компонентами с другими минералами и не связанную химически с составом пород, графит обладает своеобразными физико-химическими свойствами, высокой температурой плавления и теплоемкостью.

Графит – один из самых устойчивых минералов земной коры, стандартное состояние которого отвечает температурам более 3000 °С, и прогрессивное температурное воздействие приближает его к этому состоянию. Последующая перекристаллизация может происходить лишь при такой же либо несколько более высокой температуре, как и его образование. Это свойство предопределяет полную неизменность кристаллической структуры графита в условиях регressiveного метаморфизма, т.е. он всегда фиксирует в своей структуре максимальные температурные условия.

Сохранность графита в горных породах при метаморфизме зависит, в частности, от фугитивности кислорода и водорода, обуславливающих переход его во флюидную фазу в виде CO, CO₂, CH₄. Структурные же особенности его определяются P-T условиями кристаллизации. Специальными исследованиями установлено, что с возрастанием уровня метаморфизма закономерно меняются размеры базисных плоскостей кристаллов графита, межплоскостные расстояния, соотношение гексагональной и ромбоздрической упаковок структуры, количество дефектов ее и т.д. Непосредственное количественное определение указанных параметров в массовых масштабах затруднено сложностью выделения монофракций некоторых разновидностей графита, пригодных для рентгеноструктурных и электронно-микроскопических исследований. В то же время все упомянутые выше параметры графита тесно взаимосвязаны с его реакцией на выгорание.

С возрастанием степени метаморфизма и соответственно увеличением кристалличности графита температура начала выгорания постепенно повышается, что отчетливо фиксируется на кривых дифференциального термического анализа (ДТА). Таким образом, сравнительно простой анализ может быть использован для характеристики физичес-

Таблица 8. Разновидности графита и минимальные температуры начала выгорания при ДТА

Фация	Тип углисто-графитового вещества (фракция)	Температура начала выгорания графита при содержании его в породе, °С	
		1 – 3 %	100 %
Зеленосланцевая	Углистое вещество + скрыто-кристаллический графит (< 0,001 мм)	440–460	300–330
Эпидот-амфиболитовая	Скрытокристаллический графит (0,001 – 0,01 мм)	620–630	500–510
Амфиболитовая	Явнокристаллический графит (0,01 – 1,0 мм)	700–720	580–610
Гранулитовая	Крупнокристаллический графит (> 1,0 мм)	820–830	700–730

кого состояния углисто-графитового вещества и установления температур процесса метаморфизма (табл. 8).

Экспериментальные исследования, проведенные С.Ш. Аронскиным и С.Г. Паняком, показали, что при ДТА возникают систематические отклонения начала экзотермического эффекта для проб графита в породе по сравнению с анализом монофракций графита в зависимости от степени кристалличности последнего. При этом смещение температуры начала выгорания постепенно увеличивается от 100 °С для проб с крупночешуйчатым графитом на 120 °С (иногда 130 – 140 °С) для проб со скрытокристаллической разностью (см. табл. 8). Такие колебания вызваны различной степенью сегрегации упомянутых разновидностей графитов в породе: крупночешуйчатый графит образует индивидуализированные зерна, скрытокристаллический графит в виде пылевидных включений содержится в породообразующих минералах.

Влияние давления на термические свойства графита невелико, его увеличение до 0,2 – 0,3 ГПа несколько снижает температуру графитизации, дальнейшее же увеличение давления на свойствах графита не оказывается.

Заканчивая на этом краткий обзор методов палеотермобарометрии при изучении метаморфических комплексов, следует еще раз подчеркнуть неоднозначность результатов, получаемых при использовании некоторых из них, и в первую очередь при изучении включений в минералах.

Наиболее целесообразным в таких условиях, очевидно, является широкое комплексирование различных методов в совокупности с общим минералого-петрографическим анализом.

Петрохимические исследования

Химический состав горных пород — фундаментальное качество, обуславливающее в совокупности с физико-химическими условиями формирования их основные свойства. Методы определения химического состава горных пород достаточно многообразны. Кроме традиционного химического способа в массовых масштабах используются методы пламенной фотометрии, спектрометрического, нейтронно-активационного, плазменного и лазерного анализа, электронно-зондового микроанализа и другие, позволяющие существенно расширить на их основе круг петрологических исследований. При изучении метаморфических комплексов кроме обычных задач систематики горных пород по характеристическим признакам возникают еще по крайней мере две: восстановление первичного состава метапород и определение характера его изменений при различных метасоматических процессах.

Восстановление первичного состава и определение генезиса метаморфических пород

К настоящему времени разработано множество систем пересчетов и разнообразных диаграмм, с помощью которых, исходя из состава метаморфической породы, можно с той или иной степенью достоверности судить о составе и природе протолита. Это — системы пересчетов и диаграммы П. Ниггли, А. Озанна, Н.А. Доморацкого, Де ля Роша и Рубо, Б. Лейка, А.А. Предовского, А.А. Маракушева и В.И. Фельдмана и др. Краткая характеристика большинства перечисленных методов приводится в справочном пособии С.В. Ефремовой и К.Г. Стафеева [9], более полная — в соответствующих первоисточниках. Упомянутые диаграммы строятся в простых бинарных и треугольных барицентрических координатах. Параметрами при этом служат относительные (реже абсолютные) содержания основных химических компонентов породы или их суммы, иногда выраженные в молекулярном или атомном количестве через коэффициенты, учитывающие те или иные геохимические связи и тенденции преобразуемого вещества горных пород в ходе метаморфизма. Фигуративные точки анализов располагаются в соответствующих полях конкретных типов магматических или осадочных пород, но во многих диаграммах могут попасть в поле неопределенности. Кроме того, на некоторых диаграммах поля различных типов горных пород в значительной мере перекрываются между собой, и тогда для восстановления первичного состава анализируемой метаморфической породы необходимо привлекать дополнительные геолого-petрологические данные, применяя последовательный парагенетический анализ, наблюдения над изменчивостью состава породы в пространстве и т.д. Во всех случаях большинство систем пересчетов и диаграмм подразумевает изо-

химический и субизохимический характер преобразований субстрата, что, с одной стороны, трудно доказуемо, а с другой — по-видимому, представляет относительно редкое явление. Ниже приводится краткая характеристика некоторых наиболее часто используемых диаграмм реконструкции первичного состава измененных орто- и парапород.

Диаграмма $F - A - K$, разработанная А.А. Предовским [35], предназначена для разделения и восстановления первичного состава обширной группы метаморфических пород. Она представляет собой сдвоенные бинарные диаграммы с координатами KF и AF , где $K = K_2O - Na_2O$; $A = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$, $F = (Fe_2O_3 + FeO + MgO) / SiO_2$. Величина CaO' в параметре A представляет собой поправку на карбонатность породы: $CaO = CaO' - CO_2$. Вертикальная ось F является общей для обеих диаграмм. Координаты диаграммы рассчитываются в молекулярных количествах.

Поля составов горных пород, выделенные А.А. Предовским по частным и средним химическим анализам большого количества первично-магматических и осадочных пород, имеют на диаграмме участок взаимного перекрытия.

Очень проста по построению и практическому использованию широко известная диаграмма О. Бrottена, представляющая собой прямоугольный треугольник в координатах $AF - CM - R$ (где $AF = K_2O + 1,43 Na_2O$, $CM = CaO + 1,2 MgO$, а R — нулевая координата в вершине прямого угла). Содержания оксидов наносятся на диаграмму в процентах от их общей суммы. Диаграмма предназначена для разделения и расшифровки первичной природы кислых и основных метавулканитов, метааргиллитов и других метаморфизованных пород.

Кроме петrogenенных компонентов для разделения орто- и парапород в ряде случаев используются содержания второстепенных элементов. В частности, Б. Лейк, применив бинарные диаграммы П. Ниггли и равносторонние треугольные диаграммы $A - C - F$ для выяснения основных петрогенетических трендов орто- и парапород Западной Ирландии, с помощью прямоугольных диаграмм "mg - x" и $TiO - Cr$ (или Ni)^{*} показал геохимическое различие измененных орто- и парапироболитов и выделил их среди пелитов и карбонатных пород по характерным содержаниям и соотношениям Cr , Ni , Ti между собой и по отношению к характеристическим коэффициентам П. Ниггли.

В некоторых случаях, в основном применительно к апомагматическим породам, первичный состав которых достаточно стабилен, его удается восстановить по метаморфическим производным на основе применения статистических методов. Таким образом, использовав более

* $mg = MgO : (FeO + MnO + 2Fe_2O_3 + MgO)$, молекулярные количества; $x = Cr$ (или Ni , CO , Cu соответственно), мг.

Таблица 9. Поправочные коэффициенты для определения состава метабазитов различных фаций метаморфизма

Фации и субфации метаморфизма	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	ΣFe	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Цеолитовая	0,973	1,036	0,938	1,080	1,049	1,293	0,828	0,579
Пренит-пумпеллиновая	1,012	1,032	1,162	1,110	1,011	1,310	0,655	1,410
Хлорит-альбит-кальцитовая	1,007	1,065	1,006	0,999	1,061	1,131	1,016	1,009
Эпидот-хлоритовая	0,993	1,010	1,035	0,984	1,127	1,204	0,939	1,571
Биотит-эпидот-актинолитовая	0,972	1,278	1,099	0,973	1,115	1,166	0,805	1,746
Глаукофановая	1,016	1,329	1,085	1,016	1,080	1,027	0,867	1,746
Эпидот-амфиболовая	0,990	1,211	1,037	0,967	1,118	1,068	0,915	1,467
Амфиболитовая	1,007	1,465	1,170	0,952	0,991	1,087	0,828	1,358
Гранулитовая	0,992	1,156	1,415	1,143	1,905	1,051	0,783	0,859
Эклогитовая	0,997	1,117	1,159	0,936	1,053	1,101	0,952	1,447

4000 химических анализов метабазитов, Н.Н. Панин [30] выявил и проверил на конкретных геологических объектах общие закономерности их аллохимического преобразования на разных фациальных уровнях. Это позволило ему вычислить соответствующие поправочные коэффициенты, дающие возможность определить состав протолита (табл. 9). Практическое применение метода сводится к умножению содержания оксидов в метабазитах на коэффициент, соответствующий уровню их метаморфизма.

Для петрохимического анализа метагипербазитов нами рекомендуется использовать соотношение SiO_2 / F' , где $F' = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + 1,5 \text{ MgO, \%}$. При этом строится диаграмма бинарного типа, по оси ординат которой откладывается содержание кремнезема (%), а по оси абсцисс — коэффициент F' . При нанесении на диаграмму соответствующие фигуративные точки реальных соотношений первичных пород обособляются в группы таким образом, что в направлении с правого нижнего угла диаграммы к левому верхнему выделяются поля дунитов, затем пироксеновых дунитов, перидотитов, оливиновых пироксенитов и пироксенитов. Диаграмма апробирована на большом фактическом материале с использованием химических анализов ультраосновных пород из разных регионов мира [12].

Детальный анализ возможности использования многих петрохимических методов реконструкции субстрата метаморфических пород, включая диаграммы П. Ниггли, Н.А. Доморацкого, Де ля Роша, А.А. Предовского и др., провели В.Е. и Ю.Л. Руденко, которые, внеся

коррективы в двойную бинарную диаграмму А.А. Предовского, применили дополнительно количественно-минералогический анализ петрофтических шлифов, что дало ряд преимуществ по сравнению с использованием для ее построения лишь химико-аналитических данных. В результате оказалось возможным реставрировать первичную природу силикатной части смешанных пород, отдельных компонентов тонкослоистых образований, а также установить исходный состав пород, затронутых процессами метасоматоза. Исследование пород в прозрачных шлифах путем парагенетического количественно-минералогического анализа позволяет получить большой объем информации, необходимой для реконструкции субстрата, метаморфических пород, сократив затраты средств на дорогостоящий силикатный анализ.

Конкретное приложение метода В.Е. и Ю.Л. Руденко можно рассмотреть на примере проведенного ими исследования амфиболовых сланцев из Южной Карелии, имеющих следующий состав (%): плагиоклаз — 30, кварц — 10, роговая обманка — 23, хлорит — 29, биотит — 8. При микроскопическом исследовании выяснилось, что хлорит и биотит развиваются по амфиболу. Поэтому при корреляции с учетом реставрации минеральных ассоциаций прогрессивного метаморфизма количество роговой обманки приравнивается к 60 %. Фигуративная точка состава пород с учетом перевода данных количественно-минералогического анализа в петрохимические параметры диаграммы $F - A - K$ Предовского* разместилась на последней в поле базитов. Генетическое определение породы как метавулканита основного состава (метадиабаза) подтверждается наличием в ней бластоофитовой структуры. Однако figurativная точка этого измененного метадиабаза, полученная по данным химического анализа, без петрографической коррекции попала на той же диаграмме А.А. Предовского в поле осадочных пород.

Многие исследователи, в частности Н.Л. Добрецов и др. [7], учитывая конвергентность состава больших групп горных пород при метаморфизме, часто усложненном процессами метасоматоза и анатексиса, считают, что графические способы разделения метапород обладают рядом ограничений. В этих условиях наиболее эффективным представляется использование уравнений дискриминантных функций, которые учитывают не только значения средних содержаний, но и корреляции между главными и второстепенными компонентами изверженных и осадочных пород.

С.В. Ефремова и К.Г. Стефеев [9] в числе эвристических способов определения первичной природы метаморфических пород по химическому составу приводят метод многомерного статистического анализа,

* В приложении к рассматриваемой работе В.Е. и Ю.Л. Руденко приведены таблицы для вычисления параметров системы А.А. Предовского по данным количественно-минералогического анализа.

основанный на комбинированном последовательном применении ряда диаграмм и дискриминантных функций. Отсылая читателя за более подробными сведениями о возможностях этого метода, довольно сложного в вычислениях, к первоисточнику, следует сказать, что большинство петрохимических характеристик в настоящее время может быть получено с помощью ЭВМ.

В заключение отметим, что определение первичного состава и генезиса субстрата метаморфических горных пород, очевидно, может дать надежные результаты лишь при условии применения петрохимического анализа в совокупности со всеми возможными петрографическими методами и особенно в увязке с полевыми геологическими наблюдениями условий их залегания.

Изучение баланса вещества

При определении закономерностей изменения вещественного состава горных пород в ходе метаморфизма возникает ряд задач, а именно таких, как определение характера метасоматического процесса, геохимической тенденции, направленности перераспределения главных пордообразующих и второстепенных компонентов в метасоматических колонках и др. Их решение необходимо основывать на изучении минералого-петрографической зональности, отражающей дифференциальную подвижность компонентов, взаимоотношений минеральных парагенезисов, некоторых текстурно-структурных особенностей метаморфитов и метасоматитов, имеющих важное значение при расчете баланса вещества, и т.д. Большинство из перечисленных признаков рассмотрено в предыдущих разделах книги. Здесь мы остановимся лишь на количественной оценке миграции пордообразующего вещества, предварительно сделав несколько замечаний по поводу проблемы "постоянства объемов" при метасоматозе. В большинстве случаев расчеты баланса вещества производятся на основе постулата о неизменности объема при метасоматических процессах. Однако прямыми наблюдениями установлено, что отнюдь не всегда объем вновь образованной породы равен объему эдукта.

Например, было неоднократно показано, что при гранитизации происходит увеличение объема пород, о чем свидетельствует, в частности, обычное отсутствие комплементарной ей по масштабу базификации. Это обстоятельство, очевидно, служит одной из причин роста гнейсовых куполов. В то же время такой выразительный процесс, как серпентинизация гипербазитов, нередко рассматривавшийся в числе преобразований с увеличением объема, по мнению К.К. Золоева [12], протекает без его изменения. По поводу баланса вещества при серпентинизации существуют альтернативные представления. В соответствии с одним из них процесс сопровождается существенным выносом веществ-

Таблица 10. Средние химические составы и физические свойства

Породы и степень их изменения	Содержание компонентов, %						
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Перидотит:							
слабо серпентинизированный	40,68	0,03	1,32	0,41	2,44	4,92	0,11
умеренно серпентинизированный	39,74	0,04	1,26	0,27	3,91	3,87	0,11
сильно серпентинизированный	39,06	0,05	1,26	0,27	4,38	2,68	0,11
Серпентинит преимущественно:							
лизардитовый	38,90	0,03	1,32	0,33	5,67	1,37	0,11
антигоритовый	39,76	0,04	1,34	0,36	4,47	1,19	0,08
хризотиловый	40,19	0,03	1,02	0,38	3,23	0,51	0,07

ва из перидотитов, причем многие исследователи полагают, что соотношение компонентов при этом сохраняется неизменным. Вторая точка зрения основана на отрицании выноса вещества в ходе серпентинизации вообще.

К.К. Золоевым совместно с Г.Н. Судиловским [12] детально изучено 105 образцов серпентинизированных перидотитов и различных по составу серпентинитов Баженовского массива на Среднем Урале с применением минералого-петрографических и петрохимических методов, определением плотности, водопоглощения и кажущейся пористости. Исследуемые образцы разделены на шесть групп, средние составы которых приведены в табл. 10. В первых трех колонках показаны слабо, умеренно и сильно серпентинизированные перидотиты с содержанием в породе первичных минералов (соответственно более 70 %, от 70 до 30 и менее 30 %), а в трех последующих — существенно лизардитовые, антигоритовые и хризотиловые серпентиниты.

Из табл. 10 видно, что изменение химического состава последовательных продуктов метаморфизма в рассматриваемом ряду и перераспределение компонентов в возникающих породах сопровождаются закономерным изменением их физических свойств, свидетельствующим о выносе вещества. Перераспределение компонентов при серпентинизации перидотитов происходит таким образом, что отношение магния к кремнезему уменьшается, а магния к железу — увеличивается. Количество алюминия и кальция в серпентинитах по сравнению с перидотитами уменьшается. Резко уменьшается содержание общего железа.

NiO	MgO	CaO	$H_2O +$ + п.п.п.	Плот- ность, 10^3 кг/м ³	Водо- погло- щение	Порис- тость	Число анали- злов
0,23	42,90	0,65	6,06	2,89	0,08	0,24	10
0,16	42,14	0,82	7,82	2,83	0,19	0,52	21
0,15	40,91	0,61	9,92	2,71	0,29	0,77	20
0,25	39,40	0,27	12,56	2,57	0,81	2,07	28
0,22	39,56	0,23	12,68	2,54	0,82	2,08	11
0,36	41,23	сп.	12,92	2,50	1,39	3,48	15

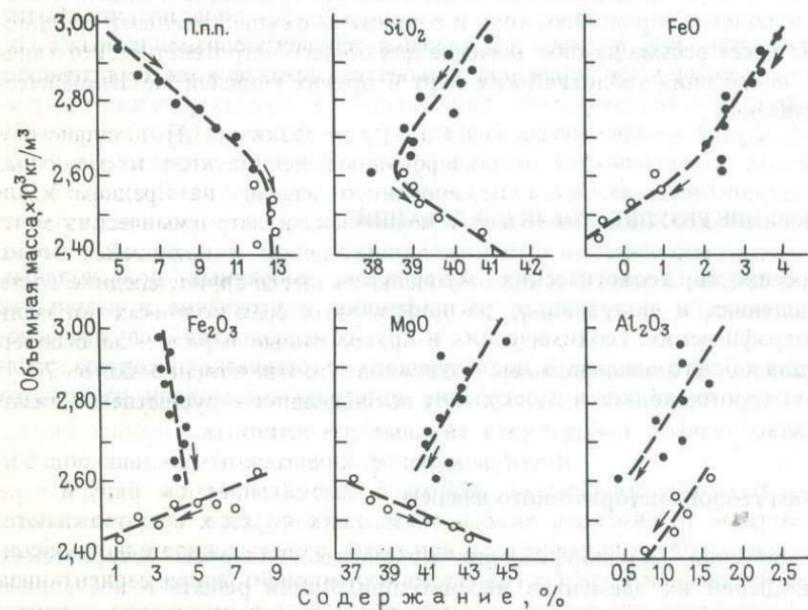


Рис. 31. Соотношение плотности и содержания главных компонентов в перидотитах (черный кружок) и серпентинитах (белый кружок). По К.К. Золоеву и Г.Н. Судиловскому

Зависимость изменения содержания главных компонентов в перидотитах и серпентинитах от величины их плотности весьма выразительна (рис. 31). Особенно интересно, что все кривые содержаний имеют экстремальную точку или разрыв по ординате на одном уровне. Количества кремнезема, оксида магния, двухвалентного железа и глинозема в породах постепенно уменьшаются до указанной точки, а затем происходит относительное накопление в серпентинитах кремнезема и оксида магния, в то время как вынос из них железа и глинозема продолжается.

Таким образом, можно видеть, что процесс серпентинизации перидотитов протекает с привносом воды и одновременным выносом ряда компонентов и перераспределением их в возникающих породах. В ходе серпентинизации перидотитов все главные их составляющие — магний, железо, кремний — ведут себя как подвижные компоненты.

Характерный перегиб кривых содержаний соответствует переходу в рассматриваемой серии образований от фреатической серпентинизации зеленокаменной стадии к аллометаморфическим процессам зелено-сланцевого метаморфизма.

В заключение следует отметить, что изучение метаморфических образований с помощью петрохимических методов позволяет в той или иной мере представить их вещественную эволюцию и судить о составе исходных пород. Оно, хотя и сопряжено с существенными трудностями, имеет весьма важное значение для общего петрогенетического анализа, построения геологических карт и других моделей метаморфических явлений.

ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Совокупность геологических материалов, собранных при полевых наблюдениях и получивших расшифровку и уточнение в результате петрографических, geoхимических и других исследований, служит основой для общего анализа и последующего теоретического синтеза, задачей которого является построение интегральной модели изученного объекта.

Основы геолого-исторического анализа

При изучении метаморфических комплексов вопросы исторических соотношений их элементов нередко приходится решать в последнюю очередь, после рассмотрения многобразных геологических явлений, затушевывающих первичные соотношения горных пород. Сложные тектонические преобразования, полихронный метаморфизм, метасоматические изменения, магматизм и другие наложенные процессы затруд-

няют эту задачу, но, проявляясь в определенной последовательности, они дают обширный материал для геолого-исторического анализа.

При построении геолого-исторической модели прежде всего неизбежно возникает многократно обсуждавшийся в литературе вопрос о возможности использования степени и характера метаморфизма пород в качестве указания на их возраст. В принципе метаморфические преобразования того или иного типа могут осуществляться на любом геохронологическом уровне, и породы любого возраста могут быть либо метаморфизованы, либо нет, хотя здесь есть достаточно определенные исключения. Так, раннеархейские образования, составляющие кристаллическое основание беломорид, в низкотемпературных фациях и тем более в неметаморфизованном виде неизвестны. Это обстоятельство при наличии достаточно представительного геологического материала может служить основанием для отделения алданийских формаций от киватинийских и более молодых. До сих пор неизвестны дорифейские глаукофансланцевые метаморфиты, хотя, возможно, это обусловлено недостаточностью имеющихся материалов. В общем же случае факт проявления метаморфизма в связи с тектоническими движениями того или иного цикла может служить вещественным возрастным репером, отделяющим породы, возникшие до метаморфизма, от постметаморфических комплексов.

Разделение геологических событий во времени при определенных обстоятельствах возможно путем сопоставления направленности метаморфических процессов в сопряженных геологических образованиях. Примером тому является прогрессивный метаморфизм пород сланцевого обрамления плутонометаморфических комплексов в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, протекающий сопряженно с регressiveвыми преобразованиями в гранулитовых ассоциациях гнейсовых ядер, что однозначно свидетельствует о не менее чем двукратном проявлении метаморфизма в гнейсовом ядре и существенно более древнем возрасте слагающих его пород по сравнению с обрамляющими толщами.

В общем случае при обычном для метаморфических пород отсутствии биостратиграфических данных геологические формации датируются двумя способами: путем изучения их структурных взаимоотношений и с помощью радиогеохронологических методов.

Первый из упомянутых способов, важнейший и обязательный, применяется на всех уровнях исследования вещества от микроструктурного до формационного. Даже при исследовании неметаморфизованных геологических образований он служит основой возрастной корреляции — ведь прямые палеонтологические данные для датировки геологических процессов — явление чаще всего спорадическое. При всех обстоятельствах надежно устанавливающимся структурным взаимоотношениям между геологическими телами всех типов должно быть отдано

предпочтение перед прочими аргументами. Особое внимание при этом необходимо уделять случаям отклонения от нормального залегания слоистых толщ: опрокинутому залеганию, изоклинальной складчатости, лежачим складкам, пологим надвигам и другим разрывным смещениям, а также изучению контактов всех магматических образований и взаимоотношений с окружающими породами, определению характера всевозможных пересечений, выявлению наличия ксенолитов, зон закалки, метаморфических ореолов.

Большое значение при геолого-исторических построениях имеют наблюдения соотношений продуктов метаморфической кристаллизации и деформации (до-, син- и посткинематическая кристаллизация), а также определения разновозрастных генераций различных структурных форм, позволяющих выделить тектонометаморфические циклы. Сопоставительное изучение вещественных и структурных особенностей метаморфических образований, их системный анализ играют важную роль в такого рода построениях.

И наконец, особое место занимает получение и использование информации о глубинном строении областей проявления метаморфизма, без которой синтезирующие обобщения нельзя считать достаточно обоснованными.

Анализ данных о глубинном строении метаморфических комплексов

Изучение глубинного строения метаморфических комплексов — задача весьма сложная и представляющая особый интерес, так как именно здесь находят структурно-вещественное отражение условия передачи из недр, а в некоторых случаях — и генерации энергии, обуславливающей петрогенетические процессы в той или иной геодинамической обстановке.

Основным методом при решении первой части задачи — построении глубинного разреза и определении закономерностей размещения различных геологических образований на глубине — является структурный анализ. Ведущее значение приобретает аналоговый принцип, применение которого основано на подобии или прямой идентичности тектонических структур в различных сечениях геологического пространства. На этом принципе основывается элементарное правило для негоризонтально залегающих геологических тел: разрез — это план, повернутый на 90°. Это правило не следует воспринимать буквально, но нельзя и пренебрегать им. Так, если в плане картируются плавные изоклинальные складки с амплитудой 2 — 3 км, то в разрезе они также не будут островершинными, обладая размерностью того же порядка в определенной зависимости от наклона шарниров.

Упомянутое правило, широко используемое при глубинном геологическом картировании, нашло отчетливое подтверждение, в частности, при бурении Кольской сверхглубокой скважины: здесь план и разрез оказались в принципе идентичными (рис. 32).

Систематическое наблюдение погружения и ундуляции шарниров в соотношении с другими структурными элементами позволяют экстраполировать пространственные особенности, характер и распространенность разнообразных складчатых структур на глубину. Изучение конгруэнтной складчатости различных порядков дает возможность судить о форме и положении крупных структурных единиц, не вскрытых эрозией или вскрытых лишь частично.

Детальное изучение разрывных нарушений также дает материал для суждения о размещении геологических тел на глубине. Анализ ориентировки штрихов и борозд скольжения на поверхностях смещения и всей совокупности приразломных структур служит основанием для определения кинематического типа и направления перемещения крыльев разрывных нарушений. При надлежащем геолого-геофизическом контроле это позволяет прогнозировать вероятное расположение (порой на значительных глубинах) различных структур, блоков, массивов.

Таким образом, во всех случаях при построении разрезов и моделировании глубинного строения того или иного комплекса первой основой является структурный анализ, опирающийся, в частности, на квалифицированно составленную геологическую карту.

Материал для суждения о характере глубинных образований может оказаться доступным наблюдению в результате крупноамплитудных перемещений, выводящих на поверхность отторженцы низов коры и отчасти верхней мантии чаще всего в составе офиолитов. Эти явления имеют место прежде всего в рифтогенных структурах и зонах обдукии. И хотя в процессе выдвижения на верхнекоровый уровень офиолиты испытывают существенные преобразования, состав самого вещества, по-видимому, изменяется не так уж значительно.

Уникальную хотя и эпизодическую, информацию о составе и состоянии горных пород в недрах доставляют также выносимые с больших глубин кимберлитами и щелочными базальтоидами ксенолиты, дающие представление о распространенности эклогитового слоя, условиях возникновения наиболее высокобарических ассоциаций и т.д.

Метаморфические комплексы представляют в своем большинстве сочетание тектонических и термальных структур, и в определенных случаях удается получить дополнительные данные (характер теплового поля, пространственная неоднородность термического градиента и др.), дающие возможность с большей достоверностью судить о глубинном строении того или иного геологического объекта. Так, с одной стороны, при прочих равных условиях над апикальной частью термальных антик-

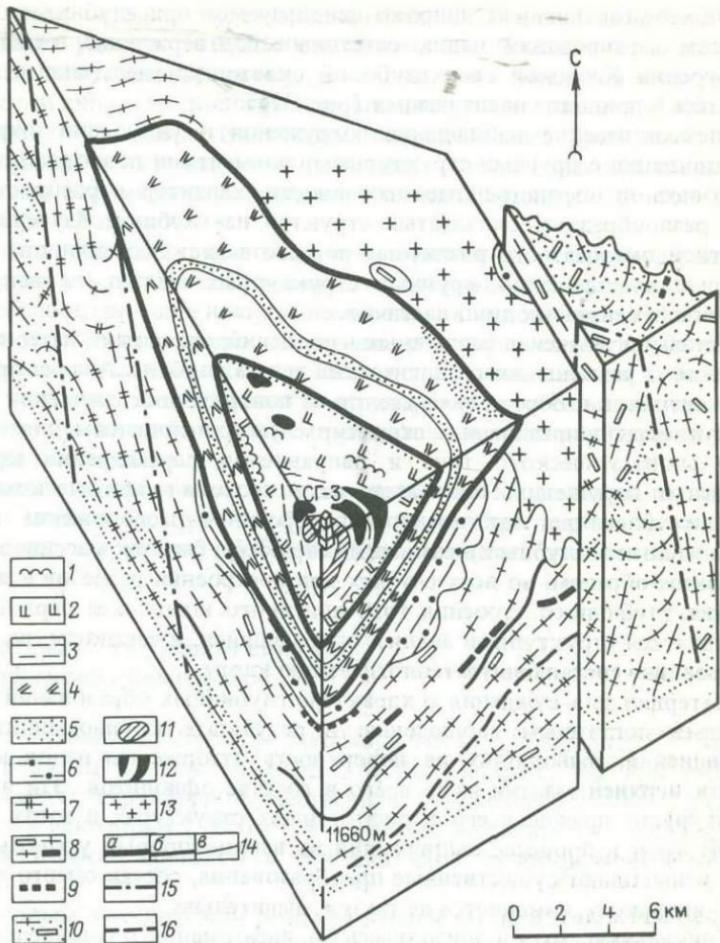


Рис. 32. Блок-диаграмма района Кольской сверхглубокой скважины. По В.С. Ланеву и М.С. Рusanову [20]:

1 – туфы и осадочные туфогенные породы различного состава и сланцы по ним; 2 – метадиабазы и зеленые сланцы; 3 – углистые филлиты, туффиты, алевролиты, песчаники; 4 – метаморфизованные трахибазальты, трахиандезиты, андезито-базальты, метадиабазы, метаандезиты, зеленые сланцы; 5 – метапесчаники, метаконгломераты, доломиты; 6 – биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами; 7 – биотит- и амфибол-биотит-плагиоклазовые гнейсы и мигматиты; 8 – амфиболиты; 9 – кварц-магнетитовые сланцы; 10 – интрузивные образования: 10 – диабазы и габбродиабазы, 11 – дифференцированные базит-гипербазиты, 12 – граниты, гранодиориты и диориты, 13 – плагиограниты и мигматиты; 14 – геологические границы (а – комплексов, б – толщ, в – серии); 15 – тектонические нарушения; 16 – точки и границы обмена проходящих сейсмических волн

линалей горизонтальный температурный градиент, зафиксированный в минеральных ассоциациях, минимален, а на крыльях гнейсовых диапироидов он в несколько раз выше (диапазон различия достигает 50 и даже 100 К/км). С другой стороны, в глубинных зонах более древних комплексов этот градиент обычно значительно ниже, чем в более молодых образованиях. Вариации температурного градиента в конкретной геологической обстановке дают возможность судить о глубине эрозионного среза, предполагать под наблюдаемыми субизометрическими низко-градиентными метаморфическими ореолами наличие гнейсовых диапироидов и т.д.

Широкое применение геологических палеобарометров и палеотермометров позволяет на основании перепадов значений температур и давлений с определенной долей приближения определять амплитуды перемещения смежных блоков и служит основанием для суждения о наличии на глубине метаморфических образований того или иного фациального уровня. В отдельных случаях анализ смены минеральных ассоциаций дает возможность установить последовательность вертикальных или субвертикальных перемещений обширных масс.

И наконец, систематическую количественную, хотя и косвенную, информацию о глубинном строении внешних оболочек Земли позволяют получить геофизические методы исследования.

Если для целей геологического картирования земной поверхности ведущее значение имеют магнитометрия, электропрофилирование и некоторые другие методы, то при изучении глубин главная роль принадлежит гравиметрическим и сейсмическим методам. Первый из них предоставляет материал для суждения о размещении в разрезе различных вещественных масс, а второй позволяет анализировать их структуру.

Рассмотрим возможности геофизических методов для получения данных о глубинном строении метаморфических комплексов на примере гнейсово-мигматитовых комплексов Урала, наиболее детально изученных в геологическом и геофизическом отношении.

Учитывая общий гранатационный профиль метаморфизма, свойственный комплексам такого типа, можно было бы ожидать преимущественно отрицательные значения гравитационного поля над областями их развития. Однако картина здесь значительно более сложная, и уровень поля над гнейсовыми комплексами варьирует в пределах (от -40 до $+60$) $\cdot 10^{-5}$ м/с 2 . Специальными исследованиями установлено, что уровень и характер гравитационного поля являются функцией трех параметров: состава субстрата, интенсивности гранитизации и — как и для всех геологических образований — глубины эрозионного среза метаморфического комплекса. В зависимости от сочетания этих факторов может быть выделено три группы гнейсовых комплексов — повышенной, средней и пониженной плотности.

К первой группе на Урале относятся харбейский, уфалейский, салдинский и марининский гнейсовые комплексы, характеризующиеся высокой плотностью слагающих их пород и соответственно положительным гравитационным полем значительной интенсивности над зоной их развития. При этом, например в районе уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса, в зоне преобладания основных эффузивов, превращенных в зеленые сланцы, наблюдается положительное гравитационное поле относительно невысокого уровня. В зоне метаморфизма амфиболитовой фации превращенные в амфиболиты породы того же состава обладают плотностью $\sigma = 2,85 \cdot 10^3$ кг/м³ и, несмотря на повсеместное проявление мигматизации, уровень поля над ними значительно возрастает, достигая значений $50 - 60 \cdot 10^{-5}$ м/с².

Примером второй группы служит сысертско-ильменогорский комплекс, в наиболее крупных куполах которого субстратом мигматитов являются биотитовые гнейсы, обладающие плотностью $\sigma = 2,65 \cdot 10^3$ кг/м³, т.е. близкой к плотности гранитов. Интенсивность мигматизации здесь выше, чем в уфалейском комплексе, однако над комплексом на большей части его распространения фиксируется положительное гравитационное поле, приближающееся к нулевому уровню над отдельными гранитными массивами.

Уровень и характер изменений гравитационного поля над комплексами обоих типов свидетельствует о том, что до глубины, отвечающей разрешающим способностям применяемых методов (8 – 10 км), в них отсутствуют значительные гранитные массы и общая плотность пород с глубиной, по-видимому, возрастает.

Этот вывод подтверждается сопоставлением гравитационного поля над гнейсово-мигматитовыми комплексами, находящимися на различных уровнях эрозионного среза. Так, над гнейсово-мигматитовыми комплексами миогеосинклинальной зоны Урала, обладающими многими чертами сходства как в литологии субстрата, так и в характере метаморфических преобразований, положительное гравитационное поле достигает высокого уровня над упоминавшимися глубокоэродированными уфалейским и харбейским комплексами и имеет значительно более низкие, местами отрицательные значения над едва вскрытыми хобеизским и белорецким комплексами. В эвгеосинклинальной зоне в пределах Восточно-Уральского поднятия положительное гравитационное поле над сысертско-ильменогорским комплексом понижается к флангам и сменяется отрицательным полем над располагающимися на его продолжении ларинским комплексом, в котором обнажаются породы сланцевого обрамления и лишь сводовая часть гранитогнейсово-го купола.

Гранитные массивы, размещающиеся в пределах гнейсово-мигматитовых комплексов обеих групп, имеют размеры в плане от 10 –

30 до 150 – 200 км². Вертикальная мощность этих массивов по гравиметрическим данным не превышает 2 км.

К числу гнейсово-мигматитовых комплексов третьей группы, характеризующихся относительно низкой плотностью слагающих их пород и отрицательным гравитационным полем различного уровня, относятся мурзинский, джабык-карагайский, адамовский, талдыкский, текель-дытауский и некоторые др. Их отличительными особенностями являются существенное преобладание в составе слюдяных плагиогнейсов, интенсивная гранитизация пород, наличие крупных гранитных массивов. Так, в мурзинском гнейсово-мигматитовом комплексе, субстрат которого составляют главным образом интенсивно мигматизированные биотитовые гнейсы, почти половина занимаемой им территории (около 1000 км²) сложена гранитами. Взаимоотношение гранитов и близких к ним по плотности ($\sigma = 2,6 \cdot 10^3$ кг/м³) гнейсов на глубине по гравиметровым данным определить трудно. Можно лишь сказать, что обладающие такой плотностью породы распространены на глубину порядка 10 км. Характер магнитных аномалий, наблюдавшихся вблизи западного контакта Мурзинского гранитного массива, свидетельствует о падении гнейсов под граниты. Сопоставление серии поперечных расчетных гравиметровых профилей свидетельствует об уменьшении площади горизонтальных сечений массива с глубиной. Особенно наглядно подобные взаимоотношения наблюдаются в джабык-карагайском гнейсогранитном комплексе (рис. 33). Таким образом, устанавливается, что и в гнейсовых комплексах, относящихся к третьей группе, более или менее гомогенные гранитные массивы располагаются лишь в их верхних частях. По совокупности геологических и геофизических данных эти массивы подразделяются на: а) массивы биклинальной формы, залегающие в виде субгоризонтальных короткофокусных линз, приуроченных к ядрам куполов, обычно занимающих в антиклиниориях фланговое положение; б) удлиненные в плане массивы, располагающиеся на крыльях гнейсовых ядер, вдоль ограничивающих их разломов. Форма массивов, связанных с разломами, приближается к акмолитической. Массивы обеих групп, как правило, занимают межформационное положение, отделяя гнейсовое ядро от сланцевого обрамления.

Информация о структурных особенностях глубинных сечений гнейсово-мигматитовых комплексов получена в результате проведения сейсмических исследований на серии профилей в пределах Среднего и Южного Урала, данные о которых содержатся в работах В.С. Дружинина, Н.И. Халевина, В.Б. Соколова и др. Этими профилями пересечены мурзинский, красногвардейский, сысертско-ильменогорский, уфалейский и тараташский гнейсово-мигматитовые комплексы.

В качестве примера приведем сейсмоструктурный разрез через мурзинский комплекс, пересеченный Асбестовским профилем МОВ –

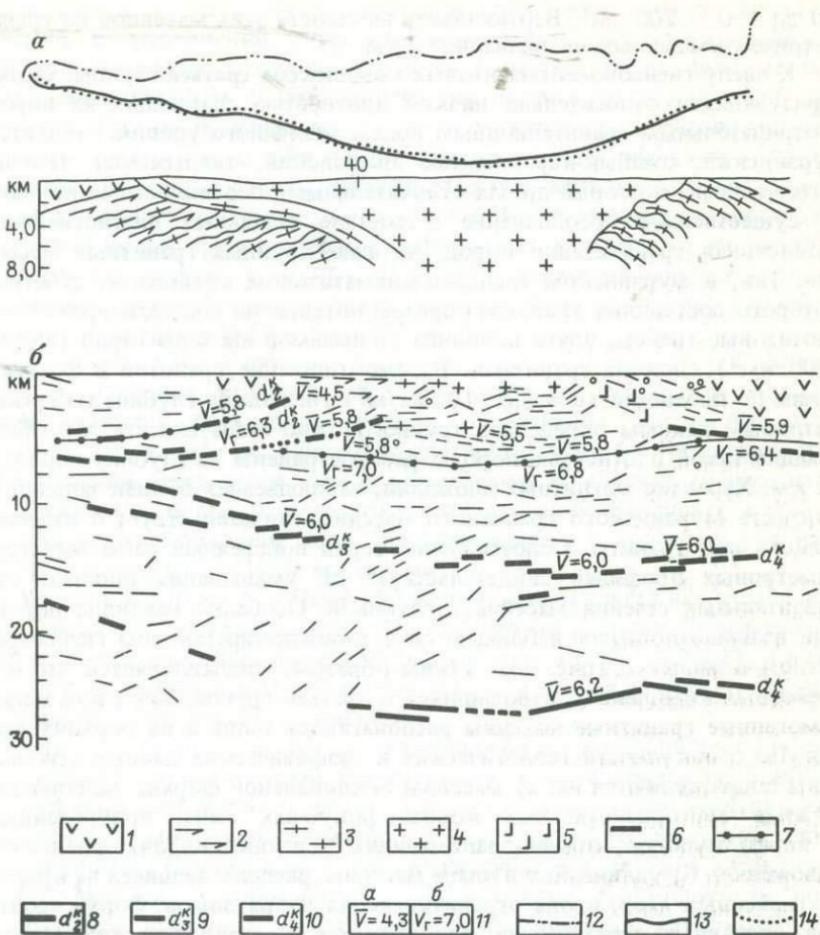


Рис. 33. Геологово-геофизические профильные разрезы:

a – гравитационный и магнитный профили над Джабык-Карагайским гранитным массивом. Южный Урал (по Е.М. Ананьевой); *б* – сейсмоструктурный разрез мурзинского гнейсово-мигматитового комплекса. Средний Урал (по В.Б. Соколову):
 1 – эфузивные и осадочные породы; 2 – кристаллические сланцы; 3 – гнейсы, 4 – граниты; 5 – габбро и гипербазиты; 6 – отражающие площадки различной степени выразительности; 7 – преломляющая сейсмическая граница; 8 – поверхность "гранитогнейсового" слоя; 9 – поверхность "переходного" слоя; 10 – поверхность Конрада; 11 – скорости сейсмических волн (средняя (*a*) и граничная (*b*)); 12 – кривая ΔZ ; 13 – локальная кривая Δg ; 14 – расчетная кривая Δg

КМПВ* в части, где граниты, располагающиеся в его пределах, имеют максимальную ширину (см. рис. 33). На этом профиле глубина до второго отражающего горизонта d_2^k , отождествляемого с верхней границей фундамента доуралид, в зоне развития гнейсово-мigmatитового комплекса заметно уменьшается, что устанавливается как по отраженным ($V = 5,6$ км/с), так и по преломленным волнам ($V_g = 6,3$ км/с). Одновременно с воздыманием происходит видимое раздвоение границы, причем расстояние между ее ветвями увеличивается по мере приближения к мигматитовому комплексу. Особенно отчетливо эта картина вырисовывается на западном крыле структуры, где приближение к дневной поверхности верхней ветви d_2^k , прослеживаемой по преломляющей поверхности и сопровождающим ее отражающим площадкам, соответствует появлению кристаллических сланцев и милонитов Мурзинского разлома. Нижняя ветвь, образованная относительно выдержанной отражающей поверхностью, воздымается более полого.

В пределах самого гнейсового комплекса граница d_2^k ($V_g = 6,2$ км/с) прослеживается неуверенно. Ее нижняя ветвь, выходя с глубины от 6 до 2 км вместе с устанавливающими здесь отдельными отражающими площадками, обрисовывает пологую антиформную структуру. Ниже, на глубинах 7 – 9 км, фиксируется выдержанная преломляющая граница ($V_g = 6,8 - 7,0$ км/с), которая, так же как и совпадающие с ней отражающие площадки, испытывает прогибание с амплитудой 2 – 3 км, несколько смещенное в восточном направлении, т.е. в сторону гранитного массива. По результатам комплексной интерпретации геофизических данных эта граница отождествляется с его подошвой. Обращает на себя внимание более сложное сейсмическое строение верхней части массива, что, возможно, связано с эруптивными контактами отдельных гранитных тел.

Сейсмическая граница d_3^k ($V = 6,0$ км/с), по которой выделяется поверхность некоторого "переходного" слоя, под массивом выражена неотчетливо и прослеживается лишь по отдельным отражающим площадкам, образуя синформный прогиб с амплитудой 2 – 2,5 км.

Поверхность Конрада ($V = 6,2$ км/с) залегает на глубине 25 – 27 км, испытывая в этом районе плавное прогибание, что приводит к существенному увеличению суммарной мощности всего "гранитно-метаморфического" слоя, включающего "гранитогнейсовый" и "переходный" слои.

В пределах всего комплекса устанавливается выдержанная зона наклонных отражающих площадок, прослеживающаяся от его восточ-

* Общепринятые аббревиатуры: МОВ – метод отраженных волн, КМПВ – комплексный метод преломленных волн, ГСЗ – глубинное сейсмическое зондирование.

цой части, сложенной гранитами, с западным падением $40 - 50^\circ$ на всю мощность земной коры. В пределах этой зоны почти полностью исчезают субгоризонтальные поверхности, обусловленные слоистостью "гранитно-метаморфического" слоя, и поверхность Конрада, но реликтовые участки границы d_3^k и d_4^k существенного смещения при этом не испытывают.

Такая же картина – разветвление границы d_2^k по мере приближения к ядру гнейсово-мигматитового комплекса, положительный изгиб поверхности "гранитно-метаморфического" слоя и отрицательный изгиб границы Конрада, наличие системы наклонных отражающих площадок, пересекающей весь разрез, – устанавливается в красногвардейском, сысертско-ильменогорском и других комплексах. Сопоставление приведенных геолого-геофизических материалов с аналогичными данными по другим регионам, содержащимися в работах И.В. Беляева, И.П. Михалева и др., позволяет представить геолого-геофизическую модель гнейсово-мигматитовых комплексов подвижных поясов в следующем виде.

Комpleксы рассмотренного типа возникают в зонах подъема "гранитного" слоя, вскрытого в ряде случаев эрозионным срезом. Раздвоение верхней геофизической границы "гранитного" слоя в зоне ее воздымания отражает приращение его за счет геосинклинальных образований в процессе формирования сланцевого обрамления вокруг диапироидных ядер. "Гранитный" слой в зоне мобилизации имеет биклинальную структуру, обусловленную воздыманием его верхней границы с одной стороны и прогибом поверхности Конрада – с другой. Автохтонные гранитоидные массивы сосредоточены преимущественно в верхних частях куполовидных структур; по мере их погружения общая суммарная основность пород возрастает. Поверхность Мохо непосредственно под гнейсово-мигматитовыми комплексами закономерных нарушений не обнаруживает, однако в ряде случаев фиксируются наклонные сейсмоструктурные зоны, пересекающие рассматриваемые комплексы и прослеживающиеся от уровня средоточения гранитных масс до поверхности Мохо и нарушающие ее. В.Б. Соколов и некоторые другие исследователи рассматривают их в качестве зон повышенной проницаемости для энергонесущих интрателлурических растворов, под воздействием которых происходит формирование гнейсово-мигматитовых комплексов. К сожалению, геофизические материалы не дают основания для суждения о времени возникновения этих структур, что весьма существенно.

При структурно-тектоническом анализе метаморфических комплексов необходимо учитывать многоэтапность их формирования, поскольку в процессе развития многие структурные элементы затушевываются, меняют кинематическое значение, испытывают интерференцию и т.д.

В этой связи построение общей пространственно-временной картины их эволюции требует постоянного сопоставления результатов структурных и геохронологических исследований.

Анализ радиогеохронологических данных

Радиогеохронологические исследования при изучении метаморфических комплексов, представляющих собой неодноактные образования, имеют первостепенное значение. Однако в силу этой особенности определение времени возникновения первичных пород и проявления в них порой многократных метаморфических процессов вызывает серьезные затруднения.

При геохронологических исследованиях метаморфических комплексов возникает, по крайней мере, три задачи: определение времени завершения метаморфизма, выяснение возраста исходных пород и самая трудная – восстановление истории формирования комплекса.

Первая задача решается относительно просто – любым, в частности калий-argonовым, методом. Решению второй, более сложной задачи посвящено большинство проводящихся радиогеохронологических исследований, и во многих регионах удается получить все более и более древние датировки для субстрата метаморфических образований. Наилучшие результаты при этом дают ураносвинцовую, рубидий-стронциевую, а также вводимый сейчас в практику самарий-неодимовую методы при использовании в качестве объекта анализа циркона, монацита, ортита. Если определяют возраст первично-магматических образований, в которых упомянутые минералы аутогенные, то трудности носят лишь технический характер. В осадочных же породах, где исследуемые минералы аллогенные, возникает дополнительный вопрос: каков временной интервал между образованием магматической породы, содержащей соответствующий минерал, и эпохой размыва и седиментогенеза, в ходе которого минерал вошел в состав осадочной породы. Некоторые исследователи считают, что в раннем докембрии этот разрыв был минимальным, возрастая со временем вверх по стратиграфической шкале. Однако количественные оценки могут быть получены лишь в каждом конкретном случае на основе анализа всей совокупности геологических данных вплоть до палеогеографических реконструкций.

Наиболее сложная и в то же время важная задача – восстановление истории формирования полизитапных метаморфических комплексов. Для ее решения обычно используют сочетание всех изотопных методов в тесной увязке с геологическими данными. Очевидно, существенная роль в исследованиях такого рода должна была бы принадлежать калий-argonовому методу, фиксирующему эпигенетические геологические

события. Однако утечка аргона из кристаллической решетки большинства минералов начинается при относительно невысоких температурах (по некоторым оценкам в биотите – 350 °С, амфиболе – 420 °С, в полевых шпатах – 310 °С), что значительно затрудняет прямое применение этого метода. По мнению некоторых исследователей, значение изотопных соотношений теряет в такой связи геологический смысл. И тем не менее положение не так безнадежно, как это кажется на первый взгляд.

Во-первых, повторный метаморфизм развивается в структурах, не всегда или не точно совпадающих со структурами, контролировавшими предыдущие петрогенетические события, и в определенных зонах (например, в межкупольных пространствах мигматитовых комплексов) сохраняются ранние минеральные ассоциации. В ходе тектонической эволюции разрывные нарушения расчленяют мегаструктуры на блоки, каждый из которых "живет своей жизнью", раньше или позже выключаясь из общей геологической истории всего комплекса. Так, в истории развития гнейсов района Вейлмаунт в канадской провинции Британская Колумбия, образующих три крупных блока, с применением нескольких радиогеохронологических методов удалось установить ряд геологических событий на временных уровнях 2600, 1860, 805 и 640 млн. лет. Аналогичные данные получены для гнейсов пояса Лимпопо в Южной Африке, глаукофановых сланцев Урала и других метаморфических комплексов в различных регионах мира.

Во-вторых, в ходе метаморфизма, параллельно или без видимой связи с ним возникают магматические расплавы, образующие разнообразные дайковые серии. Достаточно широко известны случаи, когда этапы метаморфизма разделяются несколькими возрастными группами диабазовых даек, часть которых испытывает метаморфизм, а другая – нет, как это имеет место в гнейсовых комплексах Канады, Южной Африки, Карелии, Урала и других районов. Это явление вошло в литературу под названием "эффекта Седергольма". Иногда в области метаморфизма проникают чужеродные интрузивные образования, датировка которых также позволяет разграничивать метаморфические события.

И наконец, для построения общей исторической модели целесообразно проведение геохронологического анализа на материале нескольких однотипных комплексов, располагающихся в различной геоструктурной обстановке. В таких условиях появляется возможность применения статистических методов анализа большого числа изотопных определений.

Использование статистических методов при радиогеохронологических исследованиях кроме четкого геологического контроля требует соблюдения определенных условий, которые предусматривают проведение ряда операций:

- 1) определение сопоставимости имеющихся данных, полученных на различных лабораторных установках, различными методами и при анализе различного исходного материала;
- 2) выявление закона распределения значений в выборке;
- 3) определение длительности дискретных геологических событий;
- 4) определение интервала в выборке и ее оптимального объема;
- 5) размещение интервалов в пределах размаха вариаций.

В качестве примера работ такого рода приводится опыт восстановления истории наиболее длительно развивающихся метаморфических образований — неоднократно упоминавшихся гнейсово-мigmatитовых комплексов, принятый на материалах, полученных на Среднем и Южном Урале [14]. В ходе специальных исследований было целенаправленно отобрано и проанализировано калий-argonовым методом в Центральной лаборатории ПГО "Уралгеология" А.П. Гревцовой с сотрудниками около 300 проб. Кроме того, в лабораториях РИАН СССР, БашФАН СССР, МГУ, ИГГ УНЦ АН СССР было выполнено более 250 определений рубидий-стронциевым, калий-аргоновым и ураносвинцовыми методами.

Для использования данных, полученных в нескольких лабораториях различными методами на разных установках, потребовалось определение сопоставимости всех полученных результатов. Эта задача решалась путем проверки гипотезы о равенстве дисперсий при достаточно близких средних значениях. Для указанных целей были использованы определения абсолютного возраста относительно однородного гранитоидного массива Восточно-Уральского поднятия, по которому имеется некоторое сопоставимое число определений, выполненных несколькими лабораториями РИАН, ИГ БашФАН СССР, ПГО "Уралгеология" различными методами (калий-аргоновым и свинцовым) с использованием различного материала проб (породы в целом, слюды, полевых шпатов) при сравнительно небольшом размахе вариаций ($X_{\max} - X_{\min} = 150$)*. Гипотеза о равенстве дисперсий проверялась с помощью критерия Фишера, а о равенстве средних значений — с помощью критерия Стьюдента. Уровень значимости принят равным 0,05.

Во всех случаях для данных, включенных в выборку, значения упомянутых критериев оказались меньше табличных, что позволило провести их совместную статистическую обработку, сопоставление результатов которой показало дополнительно, что в ряде случаев дисперсия значений результатов для калий-аргонового метода по сравнению со свинцовым находится на грани допустимой. Определения возраста пород по полевым шпатам дают заниженные значения по сравнению со всеми другими определениями в среднем на 8 %. Это отклонение, хотя

* Значения изотопного возраста здесь и далее даны в миллионах лет.

и находится в пределах обычной точности метода, должно учитываться при детализации результатов.

Статистическими исследованиями, проведенными Л.Н. Овчинниковым, В.С. Дунаевым, С.Г. Паняком и другими авторами, установлено, что распределение значений изотопного возраста в ряде случаев аппроксимируется регулярными кривыми, например, для магматических пород оно подчиняется нормальному закону (рис. 34, а).

На основе геологических наблюдений, указывающих на многоэтапность формирования гнейсовых комплексов, была выдвинута гипотеза о соответствии распределения значений их изотопного возраста логнормальной теоретической модели (табл. 11).

Полученные таким образом значения критериев согласия показывают высокую степень приближения эмпирических распределений значений изотопного возраста пород гнейсовых комплексов к логнормальной теоретической модели (см. табл. 11). Построение кривых распределения, согласующихся с логнормальным законом, обусловливает применение логарифмического интервала выборки.

Для обеспечения логического применения общих свойств имеющихся в нашем распоряжении множеств при определении интервала выборки должны быть приняты во внимание три фактора: продолжительность метаморфических событий, логнормальный характер распределения значений и точность методов определения. Длительность метаморфических событий в палеозойской истории подвижных поясов рядом авторов определяется в пределах 20 – 40 млн. лет; ошибки радиогеохронологических методов составляют 5 – 15 %. На этом основании оптимальная величина логарифмического интервала устанавливается в пределах 0,04 – 0,05. Соблюдение этих условий позволяет с помощью формулы Стерджесса $d = (X_{\max} - X_{\min}) : (1 + 3,322 \lg N)$, где $(X_{\max} - X_{\min})$ – размах вариаций, а N – число вариантов, определить, что для получения достоверного характера кривой распределения число анализов должно быть не менее 500. Это условие удовлетворяется общим количеством определений по всем гнейсовым комплексам Урала.

Предварительное рассмотрение материала показало существенное различие в распределении значений абсолютного возраста по геохронологической шкале выше и ниже 600 – 630 млн. лет, что примерно соот-

Рис. 34. Гистограммы значений радиологического возраста:

а – двух типов гранитоидов (сплошная линия (1) и пунктир (2)). По Л.Н. Овчинникову, В.А. Дунаеву и др.; б – пород гнейсово-магматитовых комплексов [14] Урала: всех, кроме тараташского (1) и самостоятельных – уфалейского (2), сысертско-ильменогорского (3), салдинского, мурзинского и талдынского (4), тараташского (5).

Пунктиром обозначены кривые, предположительно отражающие отдельные метаморфические события

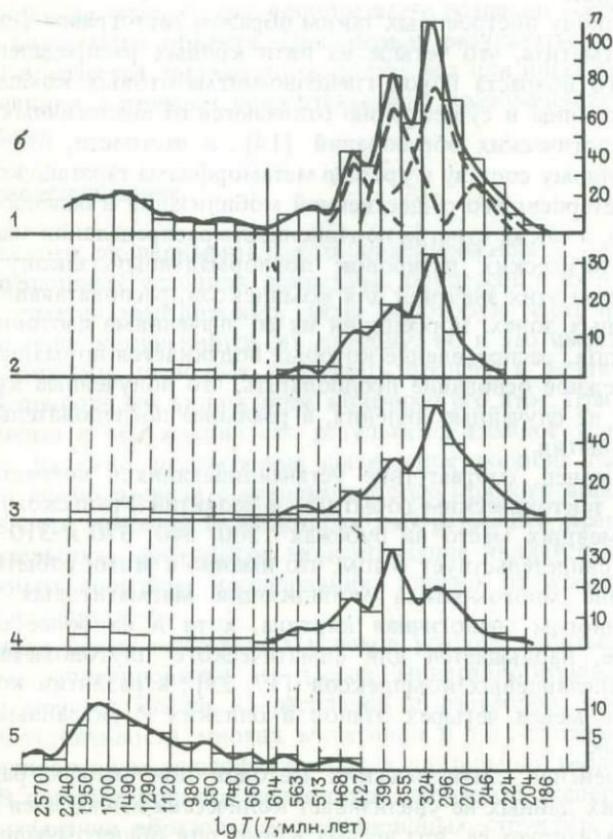
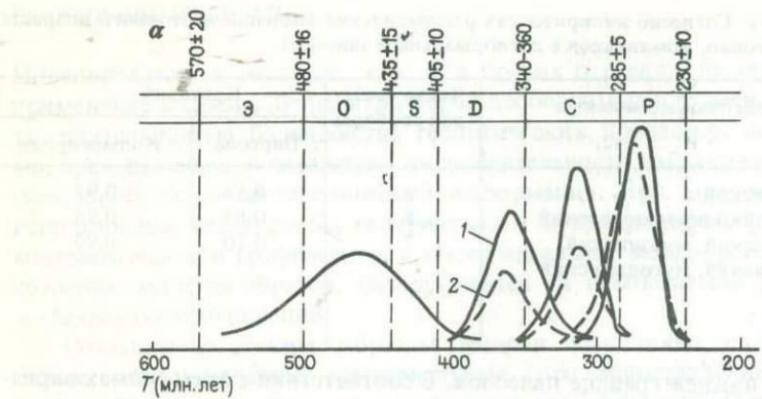


Таблица 11. Согласие эмпирических распределений значений изотопного возраста пород гнейсовых комплексов с логнормальным законом

Гнейсовые комплексы	Число степеней свободы	Критерий	
		Пирсона	Колмогорова
Уфалейский	6	0,54	0,98
Сысертско-ильменогорский	8	0,65	0,96
Салдинский, мурзинский, адамовский, мугоджарский	7	0,70	0,99

вествует нижней границе палеозоя. В соответствии с этим размахом вариаций был принят раздельно для групп значений 180 – 630 и более 630 млн. лет.

По поводу построенных таким образом гистограмм (см. рис. 34, б) можно отметить, что четыре из пяти кривых распределения значений изотопного возраста пород гнейсово-мигматитовых комплексов в общем однотипны и существенно отличаются от аналогичных кривых для иных геологических образований [14], в частности, от исходного по вещественному составу и уровню метаморфизма тараташского комплекса, не претерпевшего существенной мобилизации в палеозое. Это обстоятельство, а также строгая подчиненность распределения значений радиогеохронологических датировок логнормальному закону, совпадение максимумов этих значений для комплексов, располагающихся в разных структурных зонах, корреляция их со значениями изотопного возраста гранитоидов, распределение которых подчиняется нормальному закону, дают надежное основание предполагать, что полученные кривые характеризуют не случайные явления, а реальные последовательные геологические события.

И наконец, соответствие устанавливающихся возрастных реперов главным тектоническим событиям в развитии Уральского подвижного пояса, имевших место на рубежах 1200, 540, 370 и 310 млн. лет [4, 14, 23], свидетельствует о том, что именно с этими событиями причинно связана многократная мобилизация мигматитовых комплексов.

Во многом аналогичная картина, хотя и на более ограниченном материале, наблюдается для симатического плутонометаморфизма и глаукофансланцевых комплексов [17, 23], в развитии которых выделяется не менее четырех этапов в близких к указанным временных интервалах.

Применение статистических методов при анализе радиогеохронологических данных не увеличивает количества имеющейся информации, а систематизирует ее, что весьма важно для общего геолого-исторического анализа и построения вероятностных моделей.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛЕЙ

Моделирование в геологии, как и в других отраслях знания, находит применение в связи с большими, порой необозримыми размерами объекта, длительностью большинства геологических процессов, несоизмеримо превышающей возможную продолжительность наблюдения, и наличием пробелов в систематической информации. При этом могут быть использованы все способы материального моделирования: физическое, математическое и графическое, а также идеальное моделирование путем создания моделей-образов, базирующихся на наблюданной реальности и абстрактном мышлении.

Создаваемые таким образом модели выполняют интерпретационные, объяснительные, критериальные (при сопоставлении гипотез) и в определенных случаях предсказательные функции. Однако необходимо иметь в виду, что модель оказывается действенной лишь благодаря тому значению, которое она приобретает в сознании исследователя как замена изучаемого объекта. Получаемые результаты могут быть рассмотрены в качестве аргументов в пользу тех или иных представлений, но не являются прямым доказательством правомерности той или иной концепции.

Физическое моделирование

Цель физического экспериментального моделирования — воспроизведение в лабораторных условиях природных процессов и их продуктов. Чаще всего удается моделировать лишь некоторую часть природных явлений или одну какую-нибудь их сторону, но и это имеет большое значение, поскольку позволяет наблюдать процесс в развитии, в то время как в природе мы видим лишь конечный его итог. При постановке эксперимента и обсуждении его результатов главное условие корректности — надежно рассчитанное физическое подобие параметров, что особенно важно в связи с невозможностью прямого воспроизведения длительности процесса в масштабах лабораторного времени. При всех обстоятельствах физическое моделирование является неординарным и важным способом исследования, однако отождествлять его с процессом недопустимо.

В настоящее время наибольших успехов удалось добиться в экспериментальном моделировании процессов минералообразования, при плавлении и кристаллизации из расплавов и растворов, воссоздании P - T условий устойчивости многих минералов и т.д. Сложнее обстоит дело с моделированием многофакторных и длительных геологических процессов. В качестве примера приводятся данные об экспериментальном воспроизведении образования диапироидных структур, играющих существенную роль в формировании некоторых типов метаморфических

ких комплексов, выполненном в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ. М.А. Гончаровым и Ю.М. Гореловым в 1979 г. были поставлены эксперименты, моделирующие глубинный диапиризм как следствие инверсии плотности, возникающей в результате метаморфизма.

В качестве физического аналога воспроизведенного явления при моделировании избрана тепловая конвекция. Подбор материалов, эквивалентных в отношении их деформационных свойств естественным горным породам, находящимся на глубинах от 10 до 40 км, осуществлялся исходя из того, что вязкость вещества должна соответствовать соотношению размеров объектов и длительности процессов в эксперименте и в природе. Так как мощность модельных слоев составляет несколько сантиметров, а мощность толщ в земной коре — первые десятки километров, коэффициент подобия по размерам составляет 10^{-6} . Исходя из значений геотермического градиента не менее $20^{\circ}/\text{км}$ с учетом ряда факторов, вязкость моделируемого объекта была оценена в 10^{20} Па · с. С переводом длительности эксперимента (от миллионов лет к нескольким часам) при степени инверсии плотности около 10^{-1} вязкость эквивалентного материала соответственно должна составлять 10^3 Па · с.

В качестве экспериментального материала был избран сплав канифоли (90 %) с машинным маслом (10 %). Слоистость в образцах создавалась чередованием тонких слоев этого сплава, в которые добавлялись различные красители. Инверсия плотности вещества и его конвективное движение достигались тем, что в термокамере, куда помещался образец, в нижней части температура была на 5°C выше, чем в верхней. Некоторые структуры, возникшие в ходе эксперимента, изображены на рис. 35.

Проведенное моделирование позволяет на основе подобия природных и экспериментально полученных структур рассматривать тепловую конвекцию в качестве возможной причины инверсии плотности и формирования диапироидных структур в ходе регионального метаморфизма в земной коре, хотя и не является доказательством этой гипотезы. Наблюдения над структурными изменениями в последовательных стадиях эксперимента послужили основанием для суждения об эволюции мегаструктур диапироидного характера, дали материал для анализа малых структурных форм, распределения напряжений, обусловливающих возникновение складчатости течения, сланцеватости, кливажа и т.п.

Наряду с экспериментами в лабораторных условиях моделирование геологических процессов может осуществляться и непосредственно на природных объектах. Одним из таких исследований, проведенных А.Н. Дунаевым, В.И. Сотниковым и А.И. Васильевым, явилось моделирование тепломассопереноса в различных горных породах в условиях

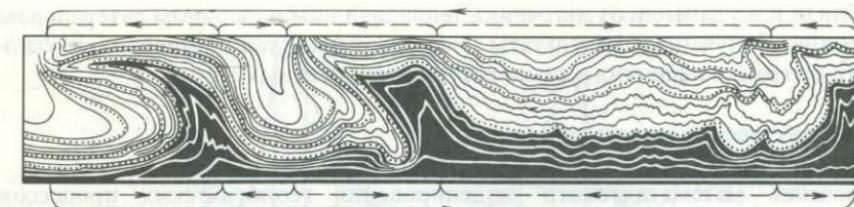


Рис. 35. Структурные формы, возникающие в результате конвективного процесса в лабораторных условиях. По М.А. Гончарову и Ю.М. Горелову [6]

искусственно созданного высокого температурного градиента, особое значение которого в метаморфогенном породо- и рудообразовании уже подчеркивалось при рассмотрении динамики и минерагении метаморфизма. Эксперимент проводился на двух объектах — в толще лёссовых пород и в массиве сиенито-диоритов Алмалыкского рудного района.

Тепловое поле в блоке пород в их естественном залегании создавалось путем введения в специально пробуренные скважины нагревательных электроустройств мощностью от 10 до 62 кВт, позволивших довести температуру в зоне нагревания до 900 °С. Измерение температуры и различные виды опробования осуществлялись по систематической сети в шпурах и скважинах.

В ходе эксперимента были получены оригинальные данные о формировании теплового поля, изменениях в этом поле физических свойств пород, миграции ряда элементов и т.п. Прямым измерением установлено, что тепловой поток при повышении температуры сначала интенсивно растет (его значение при возрастании температуры от 15 до 17 °С меняется от 240 до 20 000 Вт/(м² · К)), а затем кривая теплового потока резко выпадает и располагается почти параллельно оси температур. Влажность пород в ходе эксперимента колеблется в пределах 0,1—1,5 %. В зонах очагов нагревания она уменьшается в 2—3 раза, составляя обычно 0,3—0,7 %, а в удалении от них — 1,0—1,5 %. Характерно, что около каждого нагревателя на расстоянии 0,2—0,5 м возникает локальный максимум влажности (вероятно, в зоне перехода от парогазового состояния флюида к газово-жидкому).

Анализ поведения ряда рудных элементов показал, что при общей преобладающей тенденции к выносу из системы они имеют различную подвижность; максимально подвижны Cu и Pb, умеренно — Mo, Co, минимально — Zn. В наиболее прогретых частях концентрируется молибден, в наименее нагретых — цинк, кобальт, медь.

В ходе эксперимента в пределах термогидросистемы удалось выделить несколько подсистем с различным перераспределением элементов —

вблизи и в удалении от источника тепла, над ним и на одном латеральном уровне. Полученные результаты позволяют представить природные условия миграции вещества в температурно-градиентных зонах.

Математическое моделирование

Значение математического моделирования геологических процессов заключается в том, что оно позволяет абстрагироваться от субстратного содержания и рассматривать анализируемую систему функционально. Специфика математического моделирования обусловлена внутренней логикой математического аппарата, которая позволяет представить физическое явление в плане строгих непротиворечивых связей и соотношений. Построение математической модели сводится к формализации процесса и представлению его в виде систем (функциональных зависимостей, простых или дифференциальных уравнений, неравенств и т.д.), описывающих соотношение его элементов с учетом ряда заданных условий, эти модели выполняют объяснительные и предсказательные функции.

В качестве примера рассмотрим математическую модель метаморфогенно-метасоматических процессов, построение которой позволяет отделить аллохимические преобразования от изохимических, определить геохимические тенденции различных метаморфических явлений и т.д.

Специальными статистическими исследованиями, выполненными на обширном петролого-петрохимическом материале [18, 31], установлено, что кривые распределения содержаний большинства породообразующих оксидов в метаморфогенно-метасоматических породах в выборках порядка 30 – 40 анализов и более обладают отчетливо выраженной асимметрией, причем нормальное распределение встречается относительно редко. Выделенные типы кривых распределения главных породообразующих оксидов приведены на рис. 36. Здесь имеют место логнормальные (рис. 36, а) и представляющие их зеркальное отражение g - нормальные модели (рис. 36, б), распределения по закону Пуассона (рис. 36, в, г) и еще более сложные распределения, обладающие значительной положительной или отрицательной асимметрией (рис. 36, д, е). Существенно, что все химические компоненты, кроме Fe_2O_3 , поведение которого в значительной степени регламентируется окислительным потенциалом, в тех или иных случаях могут обладать различными типами кривых, что исключает возможное предположение о влиянии на законы распределения характера опробования, способов анализа или методики петрохимических пересчетов.

Известно, что отклонения от нормальной модели могут наблюдаться в случаях, когда влияние одного из факторов, определяющих характер распределения, становится доминирующим. В такой ситуации возни-

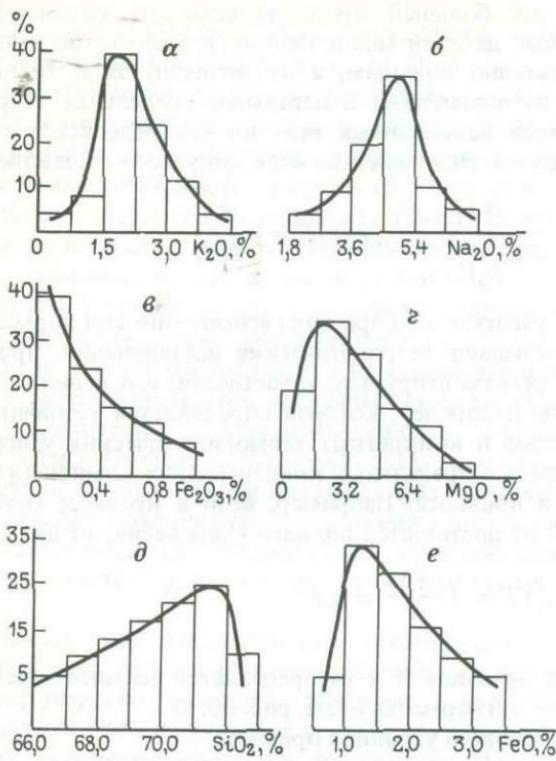


Рис. 36. Типы кривых распределения содержаний некоторых породообразующих оксидов в различных метаморфических породах:
 а, б – в сланцевом обрамлении гнейсовых комплексов; в, г – в породах гнейсово-
 го ядра; д, е – в плагиогранитогнейсах

кает предположение о ведущей роли метасоматических процессов в накоплении или рассеивании химических компонентов. Для проверки этого предположения были апробированы различные математические модели, причем оказалось, что модели, основанные на применении центральной предельной теоремы А.М. Ляпунова, находятся в полном согласии с эмпирическими данными, в том числе все типы эмпирических кривых, приведенные на рис. 36.

Учитывая диффузионный характер перемещения вещества при метасоматических процессах, можно предположить, что привнос (вынос) компонента Δx_i в момент t_i функционально зависит от его содержания в момент t_{i-1} , т.е. $\Delta x_i = eF(x_{i-1})$, где e – независимая случайная величина, "импульс" i -го момента.

Исходя из большой продолжительности метаморфических процессов (первые десятки миллионов лет), количество импульсов можно считать достаточно большим, а их величину Δx_i бесконечно малой. В этом случае применима центральная предельная теорема, согласно которой сумма независимых величин распределяется асимптотически нормально. Суммарное действие всех импульсов составляет:

$$\sum_1^k e_i = \sum_1^k \frac{\Delta x_i}{F(x_{i-1})}, \text{ или } E = \int \frac{dx}{F(x)},$$

а величина E распределена при этом асимптотически нормально.

Как показывают петрологические исследования, привнос (вынос) компонента регламентируется, в частности, его первоначальной массой (содержанием в породе), которая определяется устойчивостью тех или иных минералов в конкретных термодинамических условиях. Это позволяет говорить о предельных концентрациях компонента C_k в случаях его выноса и привноса. Например, если в процессе метасоматических превращений не достигается полного равновесия, то для случая выноса:

$$F(x) = x, \text{ а } E = \int \frac{dx}{x} = \lg x.$$

В результате величина $\lg x$ распределяется асимптотически нормально, а величина x – логнормально (см. рис. 36, а).

Соответственно в условиях привноса

$$F(x) = \frac{1}{x} \quad \text{и} \quad E = \int x dx = \frac{x^2}{2}.$$

Несложные математические пересчеты позволяют показать, что распределение содержания накапливаемого компонента x должно приближаться к теоретической g -нормальной модели (см. рис. 36, б). В продуктах базификации к g -нормальной модели приближаются эмпирические распределения MgO и FeO, в продуктах гранитизации – K_2O и Na_2O .

Вводя в расчеты $F(x) = C_k - x$ либо $C_{(k-x)/x}$, получим распределения x для случая предельного насыщения компонента, а при $F(x) = x - C_k$ – для случая выноса компонента. Интегриру эти выражения и подставляя затем соответствующие значения x и C_k , получим ряд кривых с отчетливо выраженной асимметрией, причем лишь одна из ветвей этих кривых асимптотически выполняется. Такая правосторонняя асимметрия характеризует распределение компонента, испытавшего процесс интенсивного выноса, а левосторонняя – интенсивного привноса (см. рис. 36, д, е). Среди эмпирических распределений хими-

ческих компонентов метаморфических пород асимметричным моделям соответствуют кривые распределения SiO_2 , Al_2O_3 , CaO .

Если метасоматические процессы проявлены весьма интенсивно для выносимых компонентов $C_k \rightarrow 0$ и их концентрации можно сопоставить с маловероятными событиями, описываемыми распределением Пуассона, единственным параметром которого является $\lambda = n\rho$ (n — число определений, ρ — вероятность события). Такие условия создаются, например, для железомагнезиальных компонентов в ядрах гнейсовомигматитовых комплексов, где интенсивно проявлены процессы гранитизации. При $\lambda \leq 1$ кривая не имеет максимума, среди эмпирических кривых ей обычно соответствует распределение Fe_2O_3 (см. рис. 36, в). Если же $\lambda > 1$, то кривая распределения Пуассона приобретает максимум, причем с возрастанием этой величины асимметрия уменьшается. Такие кривые характерны для распределений в гранитизированных породах MgO и FeO . Наличие максимумов свидетельствует в ряде случаев о присутствии устойчивых минеральных фаз, создающих в породе концентрации данного компонента, превышающие интервал статистической выборки. Достоверность геохимической интерпретации описанных моделей подтверждается результатами минералого-петрографических исследований.

Опыт использования математического моделирования для анализа самых разнообразных метаморфических комплексов показал, что различные метаморфические процессы обладают строго определенным набором кривых распределения компонентов, отражающим общую направленность их петрохимических преобразований. При этом выяснилось, что подвижными в общем случае оказываются все компоненты без исключения, т.е. изохимического метаморфизма в буквальном смысле, по-видимому, не существует.

Методы математического моделирования могут применяться не только для решения петрохимических, но и самых разнообразных геологических задач в тех случаях, когда имеется целенаправленно полученная количественная информация, позволяющая формировать достаточно представительные выборки. И хотя при геологических исследованиях эти методы применяются пока ограниченно, их дальнейшее развитие и внедрение в практику чрезвычайно перспективно.

Геологическая карта — графическая модель геологического пространства

Наиболее наглядной и всесторонне информативной моделью изучаемой части земной поверхности является геологическая карта. В ней в синтезированном виде находят системное отражение данные о составе, структуре, возрасте горных пород и их пространственно-временных взаимоотношениях. При составлении геологических карт метаморфических комплексов в общем случае возникает уже упоминавшаяся

Таблица 12. Парагенетическая классификация горных пород одного из гнейсово

Парагенетические ряды	Метаморфические породы		
	Зеленые сланцы	Кристаллические сланцы	Гнейсы
<i>A</i>	Мусковитовые Кв+ Му+ Гт	Мусковит-гранатовые Кв+ Пл+ Му + + Алм	Кианит-биотитовые Кв+ Пл+ Би+ + Ки
<i>B</i>	Мусковит-хлоритовые Кв+ Му+ Хл+ + Гт	Мусковит-ставролитовые Кв+ Пл+ Ст+ + Му+ Мт	Биотитовые Кв+ Пл+ Би+ + Ро+ Мт
<i>B</i>	Хлоритовые Ка+ Хл+ Гт	Амфиболовые Пл+ Акт+ Эп	Амфиболовые По+ Ро+ Алм

двойная задача: во-первых, отобразить главные особенности состава и строения исходных пород и, во-вторых, показать закономерности их последующего изменения в связи с проявлением метаморфических процессов. Для достижения этих целей может быть построено две группы графических моделей: геологические карты в обычном наборе, выполняемые на основе известных методических приемов, и специализированные карты метаморфизма, составление которых базируется на определенных системах обобщающих представлений.

Геологические карты метаморфических комплексов в силу указанных обстоятельств несут максимальную информационную нагрузку. Это обуславливает необходимость особого подхода к расчленению глубокометаморфизованных образований в целях создания рациональной номенклатуры изображаемых объектов и составления строго систематизированной легенды.

В качестве элементарной визуально наблюдаемой вещественной единицы при изучении большинства геологических объектов, в частности метаморфических образований, выступает минерал. Картирование на этом уровне организации вещества все шире внедряется в практику, но получаемые результаты имеют узконаправленную, хотя порой весьма существенную, информативность. При государственном геологическом картировании в качестве основного изображаемого элемента принимается горная порода. Представляя собой закономерную ассоциацию минералов, метаморфическая порода отражает главные факторы, определяющие ее состояние: элементный состав и физико-химические условия

Метасоматиты, анатектиты		Постмагматические образования			
Мигматиты	Фениты	Миаскиты	Альбититы	Кальциевые метасоматиты	Цеолитовые прожилки
Биотитовые Кв+ Пл+ Кш+ Би+ + Мт	Амфиболовые Кв+ Пл + Кш+ + Ро+ Мт	Амфиболовые Пл+ Кш+ Ро	Биотитовые Пл+ Кш+ Би	Биотит-калишпатовые порфы Би+ Кш	Пл+ Кш+ Нф+ Би+ Мт
					Пл+ Кш+ Би+ Мт
					Пл+ Би+ Ка+ Ап
					Кн+ Ац+ Нг+ Ка

образования. Очевидно, эти параметры и должны быть заложены в основу классификационной системы картируемых геологических тел и базирующейся на ней легенды. Исходя из таких предпосылок, Б.М. Роненсон [36] предложил для указанных целей использовать парагенетический анализ с составлением классификационной схемы в виде прямоугольной матрицы. По одной из осей в поле этой матрицы располагаются породы определенного состава, образуя парагенетические ряды, а по другой, отражающей условия образования, — изофациальные парагенетические семейства (табл. 12). В приведенном Б.М. Роненсоном примере это могут быть семейства зеленых и кристаллических сланцев, пластигнейсов, метасоматитов, мигматитов и анатектитов, магматических пород, постмагматических образований и т.п. Наименьшим подразделением такой классификации является разновидность горных пород, представляющая собой равновесную минеральную ассоциацию — парагенезис (см. рис. 28). Каждой позиции в таблице — 1A, 2B, 3B, 4, 5 и т.д. — соответствует условный знак в легенде.

Системный подход при таком построении способствует выявлению закономерностей формирования геологического комплекса, исключает случайные пропуски, ошибки "интуитивного" выделения излишних элементов в легенде и т.д.

Так как геологическая карта строится прежде всего на историко-геологической основе и цвет в условных тонах при этом отведен для обозначения возрастных подразделений, специальная метаморфическая нагрузка на ней может быть показана только штриховыми знаками.

В целях ликвидации этого недостатка и отображения общих закономерностей проявления метаморфических процессов составляются специальные карты метаморфизма, которые в зависимости от состояния изученности объекта и задач, стоящих перед проводимым исследованием, могут быть разделены на две группы: карты фактографические и синтезирующие. К первым, обладающим максимальной объективностью, относятся карты индекс-минералов, индекс-парагенезисов и карты изоград; большую степень абстракции представляют карты метаморфических фаций. Ко вторым можно отнести карты типов метаморфизма и в определенной мере карты метаморфических формаций (в зависимости от заложенных в них принципов).

Все изданные доныне карты метаморфизма ("Карта метаморфических фаций СССР", "Карта метаморфических поясов СССР", "Международная карта метаморфизма Европы", "Международная карта метаморфизма Азии" и др.) относятся к первой группе. Детальные карты, сопровождающие отчеты по геологической съемке и доизучению, также представляют преимущественно фациальные схемы, дополненные данными о времени проявления метаморфизма, о локальных метаморфических и метасоматических явлениях и т.д. Такие карты, не связанные с тектоникой района, не способствуют геолого-историческому и металлогеническому анализу и лишь более или менее наглядно отражают фактический материал. Такое положение обусловлено в первую очередь отсутствием единых принципов и соответствующей легенды, основанных на геологической классификационной системе метаморфических явлений. Комиссия по метаморфизму и метаморфогенному рудообразованию Петрографического комитета АН СССР в своих решениях рекомендует разработку детальных легенд для картирования метаморфических комплексов, направленных на отражение связей метаморфических и определяющих их геологических процессов, что особенно важно для повышения качества и эффективности геологической съемки этих сложных образований. По-видимому, сейчас уже вполне назрела необходимость, и есть возможность составления и издания карт метаморфизма, базирующихся на классификационной системе, отражающей геодинамические закономерности его проявления [15]. Практика показала, что наиболее наглядной и компактной для таких карт является двухмерная легенда (рис. 37), в которой цветом изображаются геологические типы метаморфизма, а интенсивностью тона — фациальный уровень. Путем введения соответствующей штриховой нагрузки и индексов на таких картах можно показать ряд элементов, отражающих информационные типы, парагенетические ряды и семейства горных пород, время проявления метаморфизма и т.д.

Современные методы и технические средства изучения геологических объектов позволяют достаточно полно и разносторонне производить геологическое картирование метаморфических комплексов. Не останав-

Геологический тип метаморфизма	Давление	Фации (температурные уровни)					
		цеолитовая	пренит-пумпеллиитовая	зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая
Сиалический плутонометаморфизм в связи с формированием гнейсо-гранитных комплексов	низкое						
	умеренное						
Фемический плутонометаморфизм в связи с формированием габбро-гипербазитовых комплексов	умеренное						
	высокое						
Глаукофановый метаморфизм коллизионно-шовных зон	высокое						
Зеленосланцевый метаморфизм тектонически дислоцированных зон	умеренное						
Зеленокаменное перерождение вулканогенных комплексов	низкое						
Начальный метаморфизм осадочных комплексов	низкое	• • •	• • •				
Геотермально-статический метаморфизм кристаллического фундамента	умеренное						
	высокое						----

Рис. 37. Легенда геологических типов метаморфизма и фациальных уровней

ливаясь на их характеристике, высажем лишь два замечания. Во-первых, в условиях перехода геологической службы нашей страны на Государственное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 для областей распространения метаморфических комплексов в перечень обязательных карт необходимо включить и специализированные карты метаморфизма. Несмотря на трудоемкость создания фактографической основы карты метаморфизма, масштаб последней должен соответствовать масштабу геологической съемки, т.е. в данном случае она должна составляться в масштабе 1 : 50 000.

Во-вторых, области развития метаморфических образований ввиду их сложности, с одной стороны, и быстрого развития средств их всестороннего исследования — с другой, часто подвергаются доизучению.

Главнейшим методическим недостатком при этом обычно является стремление "начать все заново". Практика показала, что в большинстве случаев это логически не оправдано. Работы такого рода надо ориентировать на продолжение и развитие достигнутых результатов, для чего необходим тщательный анализ имеющихся материалов с последующим составлением четкой программы дальнейших исследований, целью которых в конечном итоге должна стать общая теоретическая модель всей совокупности геологических явлений в пределах данной структуры.

Теоретическое моделирование

Метод теоретического моделирования самый общий. Он направлен на познание широких геодинамических закономерностей, выявление причинно-следственных связей; получаемые при его применении выводы ложатся в основу научных концепций.

Суть метода сводится к последовательному сопоставлению фактов и возможных выводов, причем здесь может быть выделен ряд последовательных ступеней.

I. Из геологических наблюдений выделяют факты, не вызывающие сомнения и которые можно предсказать в аналогичной серии наблюдений. В отдельных случаях приходится использовать факты, не поддающиеся такой проверке. Соотношение сведений первого и второго рода предопределяет достоверность модели.

II. Из совокупности геологических данных выводятся некоторые эмпирические закономерности, которые играют роль исходных посылок.

III. На основании сопоставления исходных посылок, опираясь на общегеологические закономерности, создается предварительный вариант теоретической модели.

IV. Предварительная модель проверяется применением ее к обширной совокупности объектов. Рассматриваются альтернативные варианты.

V. Строится окончательная модель, отражающая не только пространственно-временные, но и причинно-следственные связи явлений, хотя бы в гипотетической форме.

В качестве примера приводится построение логико-теоретической модели высокотемпературного метаморфизма эзгея, реставрация условий которого вызывает наибольшие затруднения.

I. Отправными факторами здесь являются данные о генотипическом составе минеральных ассоциаций, его вариациях, пространственной распространенности метаморфических комплексов раннего архея, их структуре, взаимоотношениях с другими образованиями — гнейсовыми куполами, зеленокаменными поясами и т.д.

II. Ведущими предпосылками для построения модели могут служить следующие закономерности проявления метаморфизма рассматриваемого типа:

- 1) стабильность температурных условий метаморфизма на уровне гранулитовой фации в пределах огромных территорий;
- 2) низкий градиент метаморфизма по вертикали;
- 3) высокая температура минералообразования на относительно малых глубинах;
- 4) преобладание в низах архея метамагматических образований при проблематичности генезиса некоторых типов кварцитов, кальцифиров и высокоглиноземистых гнейсов;
- 5) ведущее значение брахиформной и простой пологой складчатости, подчиненная роль линейных складчатых и разрывных структур;
- 6) резкая смена термодинамических условий метаморфизма на границе раннего и позднего архея.

III. На основании приведенных предпосылок можно сформулировать некоторые положения будущей теоретической модели. Суть их сводится к тому, что в геотектонической обстановке раннего архея температурное поле, характеризующееся такой стабильностью, не могло возникнуть в результате конвективной теплопередачи, контролируемой какими-либо локальными структурами, не свойственными эзогею. Оно могло быть обусловлено лишь лучистой теплопередачей или общей теплопроводностью пород. Однако по всем данным температура в земной коре не достигла уровня, при котором твердое вещество прозрачно для лучистой энергии ($T = 2000$ К). Кондуктивная же передача тепла вообще малоэффективна и в принципе не могла служить причиной столь резко различных геотермальных условий раннего архея и всех последующих эпох.

Основная масса противоречий, возникающих при выявлении причин специфического термодинамического режима в эзогее, может быть устранена допущением, предусматривающим генерацию тепла в этом геохроне непосредственно во внешних оболочках Земли.

IV. Для дальнейших построений необходимо знать, был ли рассматриваемый метаморфизм общепланетарным или ограничивался какими-то, пусть даже очень обширными, структурами. Для этого, очевидно, надо прежде всего определить пространственно-временные взаимоотношения древних гранулитов с другими, так или иначе ассоциирующими с ними образованиями, но здесь в отличие от перечисленных выше предпосылок решения в большинстве случаев неоднозначны.

Рассмотрим их в плане возможных альтернативных вариантов.

А. Широкий интерес и дискуссию вызвала в последние годы геологическая позиция так называемых "серых гнейсов" – древнейших пород амфиболитовой фации, имеющих достаточно широкое развитие и датированных радиогеохронологическими методами, например, в Западной Гренландии на временном уровне 3800 млн. лет. Собственно эти датировки и послужили основанием для предположения о догранулитовом возрасте этих пород и локальном проявлении метаморфизма гранулито-

вой фации в раннем архее. В то же время геологическими наблюдениями в ряде регионов мира, в частности в генотипических гнейсах Гренландии, принадлежащих к серии Амитсок, и породах супракrustальной серии Акилиа, представляющих наиболее глубокие части разреза, обнаружены реликты минеральных ассоциаций гранулитовой фации, свидетельствующие о более древнем по сравнению с "серыми гнейсами" возрасте.

Б. Весьма характерные образования раннего докембра — гнейсовые купола и овалы, по мнению многих исследователей, являются первичными структурными формами самых ранних стадий развития земной коры. Однако многочисленными наблюдениями устанавливается сохранность в межкупольных зонах, именуемых Е.Е. Милановским "межами", более ранних гранулитов. Геологические и радиогеохронологические данные свидетельствуют о том, что гранитогнейсовые купола и связанные с ними автохтонные и параавтохтонные гранитоиды — образования вторичные, развивающиеся на протяжении всей истории Земли.

В. Гранулитовые или гнейсово-гранулитовые области раннего архея на всех континентах расчленены структурами, получившими название древних зеленокаменных ("гранулит-зеленокаменных") поясов, образованных слабометаморфизованными вулканитами основного и ультраосновного состава.

Среди различных точек зрения по поводу взаимоотношений гранулитов и зеленокаменных вулканитов существует мнение, что зеленокаменные комплексы значительно древнее гнейсово-гранулитовых и представляют собой реликты первичной "океанической" коры. Однако структурные особенности и прежде всего сочетание узких линейных и неправильных "амебовидных" форм залегания зеленокаменных пород в гранулитовых ареалах (рис. 38), характер метаморфизма, а также прямые соотношения с гранулитовыми комплексами свидетельствуют о том, что они представляют собой остатки крупных вулканических покровов, формировавшихся на консолидированной сиалической коре. Вулканические образования этой эпохи, по-видимому, не обладали значительной мощностью и сохранились лишь в ядрах отрицательных структур и в линейных швах — выводящих каналах. Усложненная конфигурация выходов зеленокаменных комплексов в ряде случаев обусловлена последующим формированием гнейсовых куполов и гранитных интрузий. Вся совокупность геологических данных указывает также на то, что вулканогенные зеленокаменные пояса по времени образования занимают промежуточное положение между гранулитовыми комплексами протокоры и плутонометаморфическими гнейсово-магматитовыми комплексами. В стратиграфическом отношении — это области, в которых на древнейшем фундаменте алдания сохранились корневые части киватинийских коматитовых и базальтовых излияний. Естественно, к числу этих образований не относятся "зеленокаменные пояса" пер-

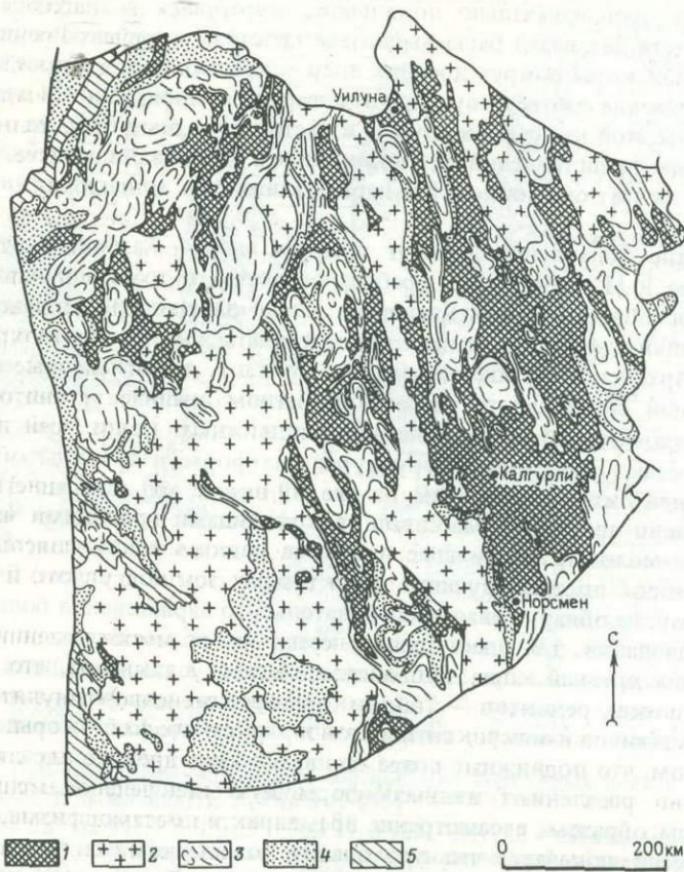


Рис. 38. Соотношение архейских зеленокаменных поясов, гнейсов и гранитов в блоке Илгари, Западная Австралия. По Р. Ги и др. [44]:

1 — зеленокаменные пояса; 2 — посттектонические дискордантные граниты; 3 — синтектонические купольные граниты; 4 — полосчатые гнейсы и мигматиты; 5 — преимущественно осадочные породы

вого типа Е.В. Павловского*, которые составляют, по-видимому, базальтоидный элемент гранулитовых ассоциаций.

Г. Наконец, обратимся к кардинальному вопросу распространения рассматриваемых комплексов. Имеется в виду проблема формирования первичной сиалической коры: была ли она общепланетарной при

* Е.В. Павловским (1982) выделено четыре типа зеленокаменных поясов, к первому из которых отнесены двупироксеновые кристаллические сланцы.

зарождении или изначально локальной, разрастаясь в последующем?

Более ста лет назад была высказана гипотеза о формировании континентальной коры вокруг древних ядер — нуклеоидов, которое происходило в течение соответствующей нуклеарной стадии развития планеты. Отражением этой концепции служит в настоящее время одно из основополагающих представлений тектоники плит о развитии континентальной коры за счет океанической и наращивании ее в ходе геосинклинального процесса.

Развитие континентов вокруг древних ядер — "азбучная истина", по мнению Ю.М. Шейнманна, требует оговорки в том отношении, что складчатая область, причленяющаяся после завершения складчатости того или иного возраста, должна рассматриваться не как новая платформа ("эпиархейская", "эпикальская" и т.д.), а именно как область завершенной складчатости. Даже при беглом анализе можно видеть, что последовательно развивающиеся подвижные пояса практически всегда срезают внутренние структуры платформ и границы областей завершенной складчатости. Так, на рис. 39 видно, что, начиная с пересечения границ архейских массивов свекофенидами провинции Черчилл, все более молодые подвижные пояса, за редким исключением, рассекают границы предшествующих структурных зон под углом, близким к прямому, не обнаруживая последовательного наращивания более древних образований, т.е. здесь прежде всего имеет место неоднократная деструкция древней коры. Это обстоятельство, а также наличие в подвижных поясах реликтов — "обломков" древних платформ в виде срединных массивов и микроконтинентов и ряд других фактов свидетельствуют о том, что подвижные пояса не наращивают древние ядра, а последовательно расчленяют изначальную единую сиалическую протокору.

Таким образом, рассмотрение временных и пространственных закономерностей показало, что при анализе метаморфизма эогея можно исходить из общепланетарного развития древнейшей коры, представленной ассоциациями гранулитовой фации. И в этом случае предложенная модель метаморфизма в результате генерации энергии непосредственно во внешних оболочках Земли оказывается непротиворечивой по отношению к имеющимся геологическим данным.

V. Построение теоретической модели завершается рассмотрением вероятных причин и путей ее осуществления. Эта часть исследования носит в основном гипотетический характер, но она необходима для определения принципиальной возможности реализации построенной модели.

По поводу вероятных путей термального развития планеты высказано несколько предположений. Одна из современных гипотез связывает разогрев Земли в основном с гравитационной дифференциацией, в ходе которой произошло отделение ядра от внешних оболочек [7]. При этом радиогенной энергии отводится второстепенная роль (рис. 40). В то же время А.П. Виноградов, опираясь на расчеты, согласно которым

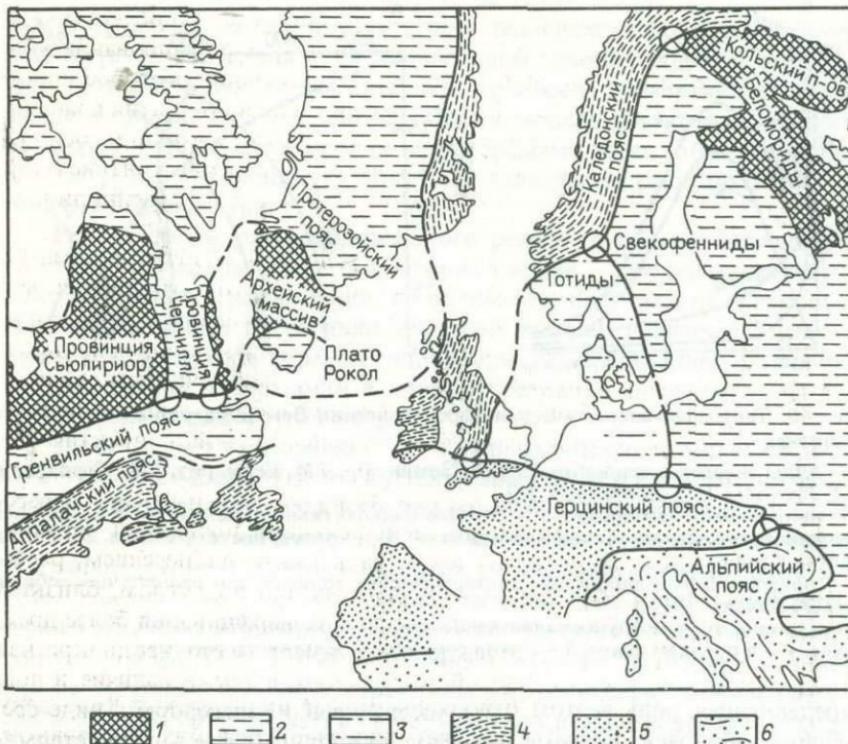


Рис. 39. Пространственно-возрастные соотношения подвижных поясов в Северо-Атлантической провинции. По К. Гиллену [45]:

1 – архейские массивы (в возрасте более 2500 млн. лет); 2 – сквофениды (2500 – 1700 млн. лет); 3 – гренвиллиды (1300 – 900 млн. лет); 4 – каледониды (900 – 400 млн. лет); 5 – герциниды (400 – 200 млн. лет); 6 – альпиды (менее 200 млн. лет).

Кружками обозначены узлы тройных сочленений поздних структур с древними, где наиболее отчетливо видны их деструктивные соотношения

единовременное формирование ядра Земли привело бы к выделению энергии в количестве, достаточном для испарения всей массы планеты, вынужден был прийти к выводу о раздельном образовании ядра мантии и коры. Однако при таком развитии термальных источников геотермический градиент имел бы форму пологой кривой, увеличивающей кривизну с глубиной (см. рис. 4С), что не соответствует приведенным геологическим данным. И если такая модель может объяснить общую термальную эволюцию Земли в целом, то для обеспечения изложенных выше особенностей формирования геологических комплексов, составляющих земную кору эозея, необходим учет дополнительных факторов.

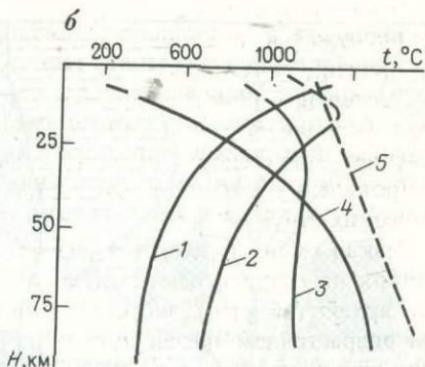
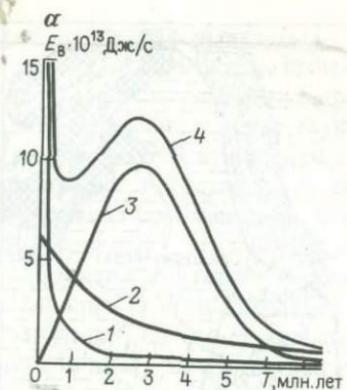


Рис. 40. Термально-энергетическая характеристика Земли на разных стадиях ее развития:

a – виды энергии в тепловом балансе Земли. По Л.М. Неймарку, О.Г. Сорохтину, Е.А. Русколы, Н.Л. Добрецову [7]:

1 – приливного торможения, 2 – распада радиоактивных элементов, 3 – тепловая энергия гравитационной дифференциации, 4 – суммарное выделение энергии в мантии и коре;

б – предполагаемое положение геотермических кривых для раннего докембра. По С.Г. Паняку [31]:

1 – в начале лунной стадии развития Земли, 2 – в конце этой стадии, 3 – в раннем архее, 4 – в позднем архее, 5 – линия солидуса базальтового расплава

Определяющая роль в этом отношении может принадлежать разогреву внешних оболочек планеты за счет экзозэнергетических источников, что независимо от рассмотренных данных предусматривается рядом гипотез. К их числу относится предположение о влиянии "парникового" эффекта, обусловливающего высокую температуру поверхности за счет солнечной радиации, подобно тому, как это имеет место на Венере. Широко распространено представление о существенной роли в энергетических процессах на поверхности Земли "meteorитной бомбардировки", распада короткоживущих радиоактивных элементов и т.д. Не рассматривая всех гипотез, остановимся лишь на одном из наиболее вероятных, на наш взгляд, предположений об энергетическом влиянии на геологические процессы приливного трения, обусловленного взаимодействием системы Земля – Луна, весьма интенсивного на ранних стадиях ее развития (кривая 1 на рис. 40, *a*). Основанием такого предположения служат данные об относительно малом расстоянии между планетой и спутником и синхронность процессов термической и геологической эволюции на ранних этапах развития Земли и Луны*. В этой ситуа-

* Л.И. Салоп и некоторые другие исследователи полагают, что максимальное сближение Земли и Луны произошло в начале позднего протерозоя. Однако синхронные геологические события на планете и спутнике фиксируются.

ции тепловой фронт от максимально нагретой сферы, постепенно затухая, погружался на глубину навстречу тепловому фронту гравитационной энергии, связанной с формированием земного ядра, в результате чего геотерма в некотором интервале приобрела субвертикальное положение (кривая 3 на рис. 40, б). Такая модель достаточно корректно объясняет стабильность уровня метаморфизма эзогея, общепланетарное его проявление, хорошо увязывается с характером раннеархейских тектонических структур и т.д.

Резкая смена термодинамического режима и общего тектонического стиля на границе раннего и позднего архея — так называемый парадокс архейской кратонизации, по-видимому, был вызван скачкообразным возрастанием диссипации тепловой энергии. Причиной такого явления мог послужить переход гидросферы на определенной стадии охлаждения земной поверхности в жидкое состояние, после чего она стала играть роль "водяного радиатора".

Здесь следует оговориться, что в раннеархейских комплексах нередко встречаются пластовые тела и линзы кварцитов и карбонатных пород, обычно рассматриваемых в качестве осадков, образовавшихся в водной среде. В связи с этим допущение о возникновении жидкой гидросферы на границе раннего и позднего архея может быть принято лишь, если будет доказано не осадочное происхождение этих пород или какое-то другое объяснение упомянутых явлений. Во всяком случае в киватинское время в достаточно остывшей жесткой литосфере возникли первые крупные линейные структуры — древнейшие зеленокаменные пояса. Положительный изгиб геотермы в это время, вероятно, находился на уровне границы протобазальтового слоя и верхней мантии, где и генерировались расплавы коматитов и базальтоидов, составивших вещественную основу указанных поясов.

Интенсивное осадконакопление, начавшееся в эту эпоху, обусловило возникновение высокого температурного градиента и длительного терmostатирования под чехлом низкотеплопроводных осадочных пород. В такой термодинамической ситуации при достаточно интенсивном тепловом потоке должен был происходить подъем геоизотерм, сопровождающийся мобилизацией анхигранитоидного материала, что и нашло отражение в широко распространенном развитии гранитогнейсовых куполов. В результате всей совокупности перечисленных процессов архейские образования приобрели облик, наблюдаемый ныне в кристаллических щитах и выступах фундамента древних платформ.

Представленная модель базируется на рассмотрении различных сторон геодинамической ситуации раннего докембра. По мере накопления новых сведений она может претерпевать те или иные изменения. Мы же в данном случае преследовали в качестве главной цели изложение возможных методических подходов к построению теоретической модели одного из наиболее сложных геологических явлений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Необходимость системного рассмотрения всей совокупности разнообразных метаморфических явлений, продиктованная в значительной мере методической направленностью книги, предопределила форму изложения материала. При этом наряду с оригинальными разработками в области классификационной систематики, формационного анализа, трактовки метасоматических процессов и некоторыми положениями полемического характера в работе, естественно, нашли место и хорошо известные данные. Кроме того, следствием системного изложения материала явилось краткое, порой конспективное изложение ряда вопросов, на которых, казалось бы, следовало остановиться подробно. Однако метаморфические явления столь многогранны, что рассмотреть все их стороны в одной книге более или менее детально практически невозможно.

Анализируя современное состояние учения о метаморфизме, важно было подчеркнуть основные тенденции его развития, которые, по нашему мнению, заключаются в том, что главная роль отводится геодинамическим аспектам, определяющим значение метаморфических преобразований в формировании и эволюции земной коры. Такой подход позволил рассмотреть связи метаморфизма с другими геологическими явлениями, на основе соответствующей классификационной системы уточнить сущность и геотектонические позиции метаморфических формаций, выявить рудогенерирующую роль метаморфизма, показать пути построения соответствующих теоретических моделей и подойти к решению проблем энергетики метаморфических процессов. В перспективе это "энергетическое" направление, по-видимому, должно получить широкое развитие прежде всего в силу его первично-причинной сути и универсальности, поскольку энергия в том или ином проявлении обуславливает и тектонические движения, формирующие структуру, и все виды минеральных преобразований вещества в ходе всех геологических процессов. Это в полной мере относится и к рудообразованию, для которого необходимы не столько источники ценного компонента, как правило, изначально присутствующего в породе, сколько определенная форма проявления энергии, обеспечивающая мобилизацию, миг-

рацию и селективную концентрацию вещества. Теоретические разработки в указанном плане, выполненные соответствующим образом, будут иметь и прикладное значение. Иллюстрацией ведущей роли энергии в организации вещества на самых разных уровнях могут служить примеры из настоящей книги: рассматривая модель формирования первичной земной коры в эзее, мы обращались к энергии планетных систем; проявление того или иного типа метаморфизма связывалось с определенными способами трансформации энергии, металлогения плутонометаморфических комплексов и даже кристалломорфические особенности акцессорного циркона наиболее убедительно объяснены на энергетической основе и т.д.

В книге эти вопросы рассмотрены с геологических позиций, однако уже появляются работы, освещающие энергетические аспекты геологических процессов на основе термодинамических расчетов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Крупенин М.Г. Закономерности распределения железа в породах рифейской сидеритовой формации Бакала на Южном Урале. – Литология и полезн. ископ., 1984, № 1, с. 136 – 143.
2. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. М., Недра, 1979.
3. Болтыров В.Б. Минерагеническая специализация геологических типов метаморфизма (на примере Урала). – В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1983, с. 19 – 25 (Тр. СГИ; вып. 10).
4. Геологическое развитие и металлогенез Урала / К.К. Золоев, М.С. Рапорт, Б.А. Попов и др. М., Недра, 1981.
5. Глебовицкий В.А. Тектонический режим метаморфизма и эволюция геотермического состояния литосферы. – В кн.: Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, 1986, с. 59 – 63.
6. Гурштейн А.А. Наука и протонаука. – Природа, 1985, № 4, с. 90 – 99.
7. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980.
8. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема оphiолитов. М., Наука, 1984.
9. Ефремова С.В., Стafeев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М., Недра, 1985.
10. Жариков В.А., Иванов И.П., Зарайский Г.П. Экспериментальные исследования физико-химических условий метасоматоза. – В кн.: Тезисы XXVII Международного геологического конгресса. М., 1984, т. 9, с. 68 – 84.
11. Закономерности изменения пордообразующих минералов в глубинном разрезе докембрия/Э.Б. Наливкина, Н.П. Виноградов, В.С. Козлов и др. – Зап. ВМО, 1980, вып. 5, с. 530 – 544.
12. Золоев К.К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М., Недра, 1975.
13. Золоев К.К. Петрогенетические аспекты процесса серпентинизации альпинотипных гипербазитов. – В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1978, с. 38 – 44 (Тр. СГИ; вып. 5).
14. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., Недра, 1974.
15. Кейльман Г.А. Классификационная система метаморфизма. – В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1983, с. 3 – 18 (Тр. СГИ; вып. 10).
16. Кейльман Г.А., Минкин Л.М. К проблеме метаморфических формаций. – В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1979, с. 5 – 9 (Тр. СГИ; вып. 6).
17. Кейльман Г.А., Огородников В.Н., Паняк С.Г. О роли метасоматоза в формировании метаморфических комплексов. – В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1978, с. 4 – 15 (Тр. СГИ; вып. 5).
18. Кейльман Г.А., Паняк С.Г. Математические модели метасоматических процессов и их геологическая интерпретация. – Докл. АН СССР, 1976, т. 277, № 1, с. 188 – 191.
19. Колчеданные месторождения мира / М.Б.Бородавская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов и др. М., Недра, 1979.
20. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М., Недра, 1984.

21. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., Наука, 1978.
22. Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М., Наука, 1980.
23. Ленных В.И. Бластомилониты различных уровней метаморфизма в полиметаморфических комплексах Урала. – В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1979, с. 16 – 34.
24. Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В., Хлестов В.В. Динамические аспекты метаморфической петрологии. – Геология и геофизика, 1986, № 7, с. 59 – 65.
25. Летников Ф.А. Флюидный режим литосферы и проблемы петrogenезиса. – В кн.: Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, Наука, 1986, с. 78 – 81.
26. Маракушев А.А. Минеральные фации метаморфических пород. – Докл. АН СССР, 1985, т. 282, № 5, с. 1230 – 1233.
27. Метаморфизм и рудообразование в Уральском складчатом поясе / К.К. Золоев, В.Я. Левин, Л.М. Минкин и др. – В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 147 – 160.
28. Метаморфические формации (принципы выделения и классификации). Новосибирск, Наука, 1981.
29. Муратов М.В. Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования. – Геотектоника, 1979, № 2, с. 3 – 28.
30. Панин Н.Н. Количественная оценка миграции породообразующего вещества при региональном метаморфизме базитов. – В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1985, с. 59 – 66 (Тр. СГИ; вып. 11).
31. Паняк С.Г. Геолого-геохронологические аспекты ранней эволюции земной коры. – Докл. АН СССР, 1983, т. 273, с. 419 – 422.
32. Паталаха Е.И. Тектоно-фациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М., Недра, 1985.
33. Перчук Л.Л., Федькин В.В. Эволюция P - T параметров при региональном метаморфизме. – Геология и геофизика, 1986, № 7, с. 65 – 69.
34. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдаванцев, А.П. Казак и др. Новосибирск, Наука, 1977.
35. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембия. Л., Наука, 1980.
36. Роненсон Б.М., Ройзенман В.М., Оргенберг Н.А. Методы расчленения метаморфических комплексов. Л., Недра, 1978.
37. Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. Реконструкция метаморфизованных и метасоматически измененных пород докембия. Новосибирск, Наука, 1979 (Тр. ГИН Бурятского филиала СО АН СССР; вып. 27).
38. Рундквист Д.В. Использование закономерностей развития минеральных образований во времени при прогнозно-металлогенических исследованиях. – Зап. ВМО, 1982, вып. 4, с. 407 – 421.
39. Томиленко А.А., Чупин В.П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск, Наука, 1983.
40. Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М., Недра, 1982.
41. Фации метаморфизма / Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев и др. М., Недра, 1970.
42. Циркон в породах докембия и фанерозоя. М., Наука, 1985.
43. Chamberlain V.E., Lambert R.St.J., Holland J.J. Geochemistry and geochronology of the gneisses east the Southern Rocky Mountain Trench, near Valemount, British Columbia. – Can. J. Earth Sci., 1985, vol. 22, N 7, p. 980 – 991.

44. *Crustal development in the Archean Yilgarn block.* Gee R.D., Baxter J.L., Wild S.A., Williams J.R. — Geol. Soc. Austral. Spec. publ., 1981, N 7.
45. Gillen C. Metamorphic Geology. London. George Allen and Unwin, 1982.
46. Jamieson H.A. Metamorphism during Ophiolite Emplacement — the Petrology of the St. Anthony Complex. — J. Petrol., 1981, vol. 22, p. 397 — 449.
47. Kunugiza K. Formation of zoning of olivine with progressive metamorphism of serpentinite — and example from the Ryumon peridotite body of the Sanbagawa metamorphic belt, Kiipeninsula. — J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1982, vol. 77, N 5, p. 157 — 170.
48. Mc Goll Don, Warren G. Kornerupine and sapphirine crystals from the Harts Range, central Australia. — Miner. Res., 1984, vol. 15, N 2, p. 99 — 101.
49. Miyashiro A, Aki K., Sengor A. / Orogeny Ed. J. Wiley and Sons Limited by Publishers, Tokyo, 1979, Chichester, 1982.
50. Trzcinski W.E., Carmichael D.M., Helmstaedt H. Zoned sodic amphibole: petrologic indicator of changing pressure and temperature during tectonism in the Bathurst Area, New Brunswick, Canada. — Contrib. Miner. and Petrol., 1984, vol. 85, N 4, p. 311 — 320.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Анализ

- геолого-исторический 56, 61, 161
- палеотермобарический 12, 148
- парагенетический 12, 143
- радиогеохронологический 23, 175 — 180
- структурный 166
- формационный 58

Баланс вещества 161–164

Бластомилониты 107

Будинаж 106

Включения

- газово-жидкие 148–151

Восстановление первичного состава (горных пород) 157

Вынос (привнос) вещества 161

Геоиндикационный метод 111, 112

Геофизические поля 113

Граница сейсмическая 173

Диффузия (в минералах) 152

Знаки псевдоволноприбойные 102

Зональность 41, 68, 92–98, 161

- метасоматическая 41

- минералов 134, 139

- обратная 41, 92

- околожильная (околотрещинная) 92, 98

- отдельных тел 92, 97

- региональная 92–97

Изограда 93, 95

Индекс-минерал 93, 190

Карты

- геологическая 187, 188

- метаморфизма 190

- фактографическая 188

Кливаж 104–106

Комплекс

- гнейсово-мигматитовый 93, 170, 171
- метаморфический 5, 23, 55–62, 90, 92, 110–114, 118, 166
- оphiолитовый 14, 41
- плутонометаморфический 6, 165

Компоненты

- инертные 144, 162
- подвижные 144

Линейность 99, 103

Метаморфизм

- геотермально-статический 19–23, 77, 88
- глаукофансланцевый 30–36, 82, 88
- зеленокаменный 26–28, 78, 88
- зеленосланцевый 29, 30, 80, 88
- kontaktовый 17, 50, 51, 88
- локальный 50, 88
- начальный 23–25, 78, 88
- приразломный 17, 52, 53, 86, 88
- прогеосинклинальный 62
- прогрессивный 8, 97
- регрессивный 8, 21
- ретроградный 154
- ударный (метеоритно-ударный) 17, 53, 87, 88

Метасоматоз 63, 93, 115

Минералы

- акцессорные 139–143
- индикаторы 119–134
- типоморфные 93, 146

Минералогические термометры (барометры) 151

Минеральные парагенезисы 143, 146, 154

Моделирование

- графическое 181
- математическое 184
- теоретическое 192
- физическое 181

- Организация (минерального) вещества 90
- Пересчеты петрохимические 158–161
- Плутонометаморфизм
- сиалический 42–50, 83, 88
 - симатический 36–42, 82, 88
- Подвижность компонентов 161
- Полосчатость 99, 102
- Постоянство объемов 161
- Правило фаз 143
- Рудогенерирующие процессы 72–74
- Рудообразование метаморфогенное 71
- Система
- классификационная 12, 189
 - классификационная месторождений 74–86
- Сланцеватость (кристаллизационная) 103
- Слоистость 99–102, 111
- Тектониты 109
- Теплопередача 48
- Термобарометрические исследования 148
- Учение о метаморфизме 5
- геодинамический этап 7
 - геолого-эмпирический этап 5
 - термодинамическое направление 6
 - фациально-петрологический этап 6
- Фациальный анализ (принцип) 8
- Фация 11, 12, 20, 21, 154, 165
- Физические свойства 113
- Формационный тип 58
- Формация
- абстрактная 58
 - геологическая 55, 165
 - конкретная 58
- метаморфическая 54, 60, 62
 - метасоматическая 55
 - полиметаморфическая 55
 - рудная 87, 88
- Фотоизображения 110, 111
- рисунок 111, 112
- Шарнир 104

Этапы исследования метаморфических комплексов 90

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Список принятых сокращений	4
Часть I. Основы учения о метаморфизме.	5
Главные этапы развития учения о метаморфизме	5
Общие положения. Принцип фаций	7
Классификационная система и характеристика геологических типов метаморфизма.	12
Классификационные системы метаморфизма	12
Краткая характеристика геологических типов метаморфизма	19
Метаморфические формации	54
Терминология и существующие представления	54
Метаморфические формации как парагенезисы метаморфических пород	56
Систематика метаморфических формаций на геодинамической основе	59
Метаморфизм и метасоматоз	63
Метаморфогенное рудообразование.	71
Источник вещества при метаморфогенном рудообразовании	71
Преобразование вещества при метаморфогенном рудогенезе	72
Классификационные системы месторождений метаморфогенных полезных ископаемых	74
Метаморфогенные рудные формации	87
Часть II. Методы изучения метаморфических комплексов	90
Полевые исследования	91
Геолого-петрологические наблюдения	91
Структурные наблюдения	98
Дистанционное изучение метаморфических образований	109
Анализ геологических материалов	118
Минералого-петрографические исследования	119
Петрохимические исследования	157
Обобщение результатов исследований	164
Основы геолого-исторического анализа	164
Анализ данных о глубинном строении метаморфических комплексов	166
Анализ радиогеохронологических данных	175
Построение моделей	181
Физическое моделирование	181
Математическое моделирование	184
Геологическая карта — графическая модель геологического пространства	187
Теоретическое моделирование	192
Заключение	200
Список литературы	202
Предметный указатель	205

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ) ИЗДАНИЕ

Кейльман Георгий Александрович
Золоев Ким Карпович

ИЗУЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Заведующий редакцией В.А. Крыжановский
Редакторы издательства Г.М. Корнилова, А.П. Хуповка
Художественный редактор Г.Н. Юрчевская
Обложка художника А.Е. Григорьева
Технические редакторы Л.Д. Агапонова, С.В. Китаева
Корректор М.В. Дроздова
Оператор Н.В. Боброва
ИБ № 7097

Подписано в печать с репродуцируемого оригинал-макета 23.09.88. Т-17166.
Формат 60x88^{1/16}. Бум. офсетная № 1. Усл.-печл. 12,74. Усл.кр.-отт. 12,98.
Уч.-издл. 14,30. Тираж 3180 экз. Зак. № 108 /1212-2. Цена 75 коп.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра".
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Московская типография № 9 НПО "Всесоюзная книжная палата" Госкомиздата СССР
109033, Москва, Волочаевская ул., 40.

18720



ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

В 1989 г. в издательстве "Недра"
выходит книга

"ГЕОЛОГИЯ И РАЗВЕДКА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ".

Учебник для вузов.
Под редакцией В.В. Ершова.

Авторы: В.В. Ершов, И.В. Еремин,
Г.Б. Попова, Е.М. Тихомиров.

В книге даны представления о морфологии, вещественном составе, площадях распространения, физико-химических и геологических факторах формирования и локализации полезных ископаемых. Рассмотрены условия образования месторождений минерального сырья. Предложен новый вариант генетической систематики, где впервые процессы формирования полезных ископаемых тесно увязаны с общегеологическими. Выделены и охарактеризованы основные промышленные типы месторождений металлических, неметаллических и твердых горючих полезных ископаемых. По каждому виду минерального сырья приведены минералого-геохимическая характеристика, области применения в народном хозяйстве, промышленные кондиции, сортность, запасы и добыча, особенности морфологии и вещественного состава основных типов месторождений. Промышленно-генетической систематикой охвачены свыше 500 отечественных и около 200 зарубежных месторождений и бассейнов. Изложены научные основы, методика геологоразведочных работ и промышленной оценки месторождений. Фактические материалы и выводы тесно увязаны с актуальными задачами горной науки и производства.

Книга предназначена для студентов горных специальностей вузов, может быть полезна геологам и горным инженерам широкого профиля.

Книгу можно приобрести в местных магазинах, распространяющих геологическую литературу, или заказать через отдел "Книга-почтой" по адресу:

199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61, магазин № 17.

НЕДРА