
Метаморфогенное
рудообразование
в докембрии

ФОРМАЦИИ
МЕТАМОРФОГЕННЫХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
ОТДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Металлогенез
радообразования
в докембрий
Украины
И. В. Данилюк
Институт геологии и физики минералов
Украинской академии наук

ИСТИОРИКАТИ И НАУКАТО

Метаморфогенное рудообразование в докембрии

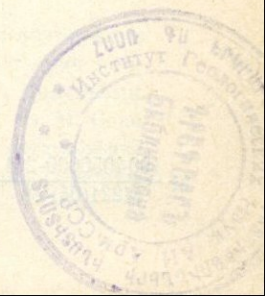
ПОД РЕДАКЦИЕЙ АКАД. АН УССР
Я. Н. БЕЛЕВЦЕВА

КИЕВ

— ФОРМАЦИИ
МЕТАМОРФОГЕННЫХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

4743

НАУКОВА ДУМКА 1986



Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Формации метаморфогенных рудных месторождений / Белевцев Я. Н., Домарев В. С., Кулиш Е. А. и др. — Киев: Наук. думка, 1986. — 168 с.

В монографии обобщены принципы, критерии, признаки выделения и определения метаморфогенных рудных формаций, а также их иерархические соотношения между собой и рудоносными метаморфическими образованиями. Разработана развернутая схема классификаций метаморфогенных рудных формаций как основы формационного анализа этих объектов. Рассмотрены изменения первичных рудных концентраций при метаморфизме и сообщества рудных формаций, являющихся производными различных типов метаморфизма. Освещены метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические рудные формации железа, марганца, меди, свинца, цинка, урана, никеля, глинозема и др.

Для геологов, изучающих рудные месторождения, метаморфизм, докембрий, металлогенический и формационный анализы геологических объектов.

Табл. 5. Библиогр.: с. 160-165 (188 назв.).

Авторы

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, В. С. ДОМАРЕВ, Е. А. КУЛИШ, В. Б. КОВАЛЬ,
Ю. М. ЕПАТКО, В. Н. МАКАРОВ, Н. П. ГРЕЧИШНИКОВ,
Ю. С. ЛЕБЕДЕВ

Редколлегия

В. С. ДОМАРЕВ, Е. А. КУЛИШ
(Ответственные редакторы книги),
В. Б. КОВАЛЬ, Ю. М. ЕПАТКО

Рецензенты

В. А. КУЗНЕЦОВ, Е. Ф. ШНЮКОВ, А. И. СТРИГИН

Редакция литературы о Земле

Актуальность изучения месторождений полезных ископаемых обусловлена растущим объемом потребления человечеством разнообразных видов минерального сырья. Важную, все более возрастающую часть среди разрабатываемых и вовлекаемых в освоение горнорудных объектов составляют метаморфогенные месторождения. Из них добывают железо, марганец, титан, хром, кобальт, медь, свинец, цинк, никель, вольфрам, олово, золото, серебро, платину, уран, редкие металлы, редкоземельные элементы, бор, бериллий, барий, магний, алюминий, серу, флогопит, мусковит, графит, глинозем, кварц, горный хрусталь, флюорит, алмазы, тальк, апатит, асбест, цементное, керамическое (полевые шпаты) сырье, драгоценные и поделочные камни, абразивные (гранат, корунд и др.) и строительные (мрамор, гнейсы, кварциты и др.) материалы и т. п.

Дальнейшее развитие теории метаморфогенного рудообразования и ее одного из главных направлений — анализа метаморфогенных рудных формаций — крайне важная в практическом и научном отношении проблема. С середины 60-х годов в СССР активно развивается учение о формационном анализе геологических образований — одно из основных достижений советской науки. Наиболее активно проводились формационные исследования осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических комплексов и связанных с ними полезных ископаемых.

В основе изучения рудных образований лежит идея Н. С. Шатского [155] о том, что минеральные концентрации (месторождения) — закономерно (парагенетически, пространственно) связанная часть геологических формаций (осадочных, магматических и метаморфических).

Одним из важных направлений формационного анализа рудных образований является разработка положений С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина, выполненных Т. В. Билибиной, В. С. Домаревым, М. И. Ициксоном, Е. Д. Карповой, Г. С. Лабазиным, А. И. Семеновым, В. И. Серпуховым, П. М. Татариновым и др., заключающихся в том, что процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных, в частности рудных месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса эволюции земной коры. Исторически они теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами этого процесса, т. е. с осадконакоплением, тектоническими движениями, магматизмом и метаморфизмом.

Дальнейшее развитие этих и иных идей о взаимоотношении месторождений полезных ископаемых с геологическими формациями и процессами привело к созданию учения о рудных формациях, хотя единого мнения о принципах выделения этих формаций среди исследователей до настоящего времени нет.

Достаточно глубоко анализ широкого спектра эндогенных рудных формаций, связанных с магматическим комплексом, изложен в работах Ю. А. Билибина, Р. М. Константинова, В. С. Кормилицына, В. А. Кузнецова, В. И. Смирнова, С. С. Смирнова, П. А. Стропы, Г. А. Твалчрелидзе, А. Д. Щеглова и др., которые показали, что формационный метод — одна из основ изучения сложных геологических процессов, приводящих к концентрации рудного вещества.

В последнее время вследствие вовлечения в промышленное освоение крупнейших месторождений, генетически обусловленных метаморфизмом, и создания теории метаморфогенного рудообразования Я. Н. Белевцевым, В. А. Буряком, В. С. Домаревым, В. Г. Гарьковцем, А. Н. Заварицким, В. Б. Ковалем, Е. А. Кулишом, Ю. М. Соколовым, Н. Г. Судовиковым и другими начаты активные исследования метаморфических, рудоносных метаморфических и метаморфогенных рудных формаций. Советские

ученые являются лидерами в этой отрасли науки о Земле (А. Б. Бакиров, В. А. Глебовицкий, Н. Л. Добрецов, В. С. Домарев, В. П. Кирилук, В. С. Кормилицын, Е. А. Кулиш, А. А. Маракушев, Е. В. Плющев, Д. В. Рундквист, Ю. М. Соколов, П. А. Строна, И. С. Усенко, Л. И. Шабынин и др.).

Формационное направление в науке о Земле представляет один из эффективных и прогрессивных путей структурно-системного изучения геологических объектов. Установившаяся характер генетических и парагенетических связей, формационный анализ дает возможность объективно выделять (типизировать) в подразделениях различных уровней организации вещества закономерно обусловленные геологические объекты (породы, минералы, элементы) для познания их происхождения, развития и взаимоотношения с другими геологическими образованиями. Все это относится и к метаморфическим комплексам.

Формационный анализ ассоциаций метаморфических образований — новое и принципиальное научное направление в изучении геологической и химической эволюции литосферы, в теории метаморфогенного рудообразования и металлогении. Это — наиболее плодотворный комплексный метод изучения метаморфических образований, способных объективно осветить педомые стороны геологической истории этих формирований и размещение в них в пространственном и возрастном отношении метаморфогенных концентраций рудных компонентов.

Н. С. Шатский [155] указывал, что формационный метод исследования минеральных концентраций не только вскрывает многие, еще не выясненные закономерности их размещения в земной коре, но и позволяет подойти к глубоким обобщениям о происхождении месторождений полезных ископаемых. В связи с этим формационный анализ метаморфических комплексов представляет одну из основ главнейших принципов регионального металлогенического анализа, методики создания металлогенических карт областей развития метаморфических комплексов, поскольку отражает естественно-исторические отношения литогенеза, магматизма, метаморфизма, рудообразования и тектонических процессов, протекавших в конкретном времени и пространстве земной коры.

Так как формационный анализ, по существу, синтезирует многие методики изучения метаморфических комплексов, в том числе и метаморфогенных месторождений, и сам является частью металлогенического анализа, он дает возможность обосновывать обнаружение новых, еще не выявленных рудных формаций, исходя из общей геологической ситуации; определять масштабы развития и минерально-сырьевой потенциал рудной формации в целом или ее отдельных частей; осуществлять прогноз наличия в изучаемой формации рудных концентраций определенного состава и места их размещения. Кроме других возможностей, этот анализ позволяет выполнять модельные построения процессов метаморфогенного рудообразования, формирования четких видов метаморфогенных месторождений, в том числе промышленно-перспективных, крупнообъемных.

Формационный анализ метаморфогенных рудных формаций, как закономерно обусловленных ассоциаций со сходными вещественными составами и близкими геологическими условиями образования, имеет и практическую направленность, заключающуюся в установлении закономерностей образования и размещения в пространстве и времени метаморфогенных месторождений минерального сырья и проведении классификации рудообразующих метаморфических процессов различных уровней сложности и стадийности. Это является основой методов прогнозирования (локального и регионального), поисков и оценок конкретных видов и сочетаний метаморфогенных концентраций полезных ископаемых, содействует совершенствованию геологического и металлогенического картирования областей, сложных метаморфитами, и в конечном итоге способствует разработке эффективных и рациональных направлений геолого-разведочных работ на различные виды минерального сырья метаморфогенного класса.

Большое внимание, уделяющееся изучению закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, вызывает необходимость разработки четких положений о формациях горных пород и месторождений. К настоящему времени остается еще ряд недостаточно разработанных вопросов, а по некоторым положениям еще отсутствуют общепринятые представления. Это относится к понятиям о рудных формациях, в отношении которых не решены такие кардинальные вопросы, как рациональная детальность группировки месторождений и принципы выделения самих формаций. По мнению некоторых авторов, в формационном подразделении должны быть учтены

даже относительно небольшие вариации в составе руд отдельных месторождений, вследствие чего количество формаций должно быть достаточно большим. По мнению других исследователей, множество формаций только затруднит пользование их перечнем в практической работе металлогениста, и задачей выделения формаций является выявление по возможности незначительного числа типов месторождений с общими металлотектами и, следовательно, характеризующихся одинаковыми или близкими закономерностями размещения.

Эта монография — первое наиболее полное и всестороннее обобщение состояния проблемы метаморфогенных рудных формаций. В этом отношении она отражает и сегодняшнее состояние теории метаморфогенного рудообразования, излагает основы формационного анализа метаморфических образований и генетически связанных с ними метаморфогенных концентраций ценных в практическом отношении минеральных веществ. Установлены также главные принципы формационного анализа метаморфогенных рудных формаций, их положение и содержание в ряду метаморфических образований. Разработаны основные принципы классификаций (систематик) метаморфических, рудоносных метаморфических и метаморфогенных рудных формаций на основе главнейших геологических рудоформирующих процессов и вещественных критериев.

В ней развиты и обоснованы вопросы степени влияния тех или иных геологических и физико-химических категорий критериев в создании метаморфогенных рудных формаций, вопросы генетической связи этих геологических образований с конкретными типами рудоформирующего метаморфизма. В этой работе обобщаются результаты формационного анализа таких важных в практическом и научном отношении метаморфогенных рудных формаций, как железорудные, колчеданные, свинцово-цинковые, медные, медно-никелевые, марганцевые, высокоглиноземистые и другие, выполнены формационные систематики, выявлены локальные и региональные, геологические и вещественные закономерности их образования и размещения. Выяснены вопросы генезиса, геологических и физико-химических условий их создания, источников рудного вещества, роли рудоформирующих процессов метаморфизма и т. д. Предложены новые направления и методические приемы по развитию формационного изучения метаморфических образований как системного анализа наиболее сложных геологических процессов и объектов.

Редакторы, учитывая сложность проблемы, не стремились сгладить эти взгляды, ибо их становление и аргументация в дальнейшем будут одним из факторов объективного и плодотворного развития такого важного научного направления, как формационный анализ метаморфических образований.

В соответствии с этим мы приводим два несколько различающихся мнения о принципах выделения метаморфогенных рудных формаций. По одному из них, формации метаморфогенных месторождений — закономерно обусловленные части метаморфических формаций. По другому мнению, рудообразование представляет собой особый сложный процесс того же ранга, что и формирование осадочных, магматических и метаморфических пород, вследствие чего месторождения, даже сингенетические, и их формации не могут считаться частью геологических формаций пород, с которыми ни в какой-то мере связаны.

В оформлении и подготовке к изданию этой книги принимали участие В. В. Бондарь, А. Г. Иванова, А. В. Скаржинский, за что авторы выражают им благодарность.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ

Термин «жильная формация» был предложен в 1791 г. Г. А. Вернером, а «рудная формация» — в 1841 г. А. Брэйгауптом. Содержание, вкладывавшееся в них их авторами, а также многочисленные их варианты, предлагавшиеся целым рядом исследователей в последующем, подробно охарактеризованы Е. Е. Захаровым [57]. Отметим только, что группировка рудных месторождений возможна по различным критериям. Для разработки месторождения существенны морфология, размеры и условия залегания рудных тел; для экономических целей первостепенное значение имеет вид полезного ископаемого, т. е. вещества, которые могут извлекаться из данных руд; для установления способов переработки руд (обогащения, металлургии) решающую роль играют минералогический состав и текстурно-структурные особенности руд вместе с их химическим составом; для прогнозирования и поисков месторождений важна совокупность геологических особенностей месторождения, включая минералогический и химический состав руд, и т. д.

Среди советских геологов наиболее распространено выделение рудных формаций по составу и структуре руд, в меньшей степени — по геологическим особенностям месторождений.

Большое значение выделению рудных формаций придавал С. С. Смирнов, который под рудной формацией понимал группу эндогенных рудных образований, объединяемых общностью минерального состава, генетических особенностей, геологических условий проявления и сходным экономическим значением [158].

Это определение формации с некоторыми изменениями широко используется советскими геологами при общей систематике рудных формаций [73, 94], классификации месторождений от-

дельных металлов и описании металлогенности районов.

Хотя в определение термина «рудная формация», даваемое указанными исследователями, входит описание геологической обстановки и проявления минеральной ассоциации, почти у всех авторов в названиях, как и в понимании формации на первое место выступает минеральный или металльный состав руд, а геологические условия нахождения месторождений часто не учитываются.

Целесообразность выделения формации по минералогическим ассоциациям залежей может обуславливаться тем, что состав руд определяет вид полезного ископаемого, от чего в первую очередь зависит практическое назначение месторождения. Однако полезное ископаемое многих месторождений имеет достаточно сложный состав, количество минералов (рудных и «жильных») нередко достигает нескольких десятков. Большинство месторождений содержит комплексные руды, и перечень используемых компонентов в значительной степени зависит от конъюнктурных условий и технических возможностей. Например, из медистых сланцев Мансфилда в 1941 г. извлекалось 11 металлов (Cu, Pb, Zn, Mo, Ni, Cd, V, Se, Re, Au, Ag). Джекказганское месторождение медистых песчаников первоначально разрабатывалось только как медное; в последующем на месторождении были разведаны участки промышленного значения свинцовых и цинковых руд, а еще позднее в тех же рудах были установлены другие элементы.

Во многих рудных месторождениях проявляются две и более ассоциации минералов различных стадий минерализации, как в некоторых месторождениях Восточного Карамазара, где разграничены свинцово-цинковая и медновисмутовая ассоциации, относящиеся

к разным генерациям. Хорошо развитые зоны окисления многих месторождений представляют собой полезное ископаемое иного вида, чем первичные руды. Например, зоны окисления колчеданных залежей Урала разрабатывались на окисные железные руды. По мнению некоторых исследователей, такие месторождения следует рассматривать как совмещение двух или более формаций.

Уже из этих данных видно, что минеральный состав руд не характеризует закономерностей размещения месторождений, так как разные минеральные ассоциации могут даже находиться в одном месторождении, и, наоборот, сходные минеральные ассоциации могут наблюдаться в совершенно различных по происхождению и закономерностям размещения месторождениях. Так, среди сульфидных метасоматических залежей в осадочно-эффузивных толщах по основным заключенным в них полезным компонентам выделяются месторождения серного колчедана, медных, медно- и свинцово-цинковых руд, причем разные по составу залежи могут находиться в одном и том же месторождении, например на месторождении им. III Интернационала (Средний Урал). Если, кроме того, учесть содержание в них второстепенных извлекаемых металлов, таких, как кадмий, сурьма, мышьяк и др., то количество «формаций» среди «колчеданных» месторождений может быть весьма значительным. Еще более показательны в этом отношении грейзеновые месторождения. Д. В. Рундквист, В. К. Денисенко и И. Г. Павлова [126], обобщившие материалы по грейзеновым месторождениям некоторых зарубежных стран, привели данные о распространении в этих месторождениях 23 ассоциаций характерных для них металлов: вольфрама, олова, молибдена, бериллия, висмута, лития, причем в двух наиболее распространенных из выделенных авторами структурно-морфологических типах грейзеновых месторождений встречаются соответственно 19 и 18 различных ассоциаций металлов. Количество минеральных ассоциаций в этих месторождениях еще больше, так как некоторые металлы отмечаются в нескольких минералогических формах: вольфрам в форме вольфрамита и шеелита; бериллий в форме берилла, бертрандита, гельвина и т. п. Если

принять во внимание также различные минералогические фации самих грейзенов, наличие или отсутствие таких минералов, как топаз, турмалин, флюорит, пирит, арсенопирит и др., то количество различных минеральных ассоциаций многократно возрастает. При учете и количественных соотношений минералов по минералогическим критериям можно выделить сотни рудных формаций.

Между тем колчеданные и грейзеновые месторождения представляют собой геологические хорошо выраженные группы с определенными, общими для всех месторождений геологическими особенностями и закономерностями проявления. Примерно то же относится к некоторым другим группам месторождений (пегматиты, контактовые скарновые месторождения и т. д.).

Существуют также многочисленные месторождения, которые при сходстве минерального состава руд и идентичности основных извлекаемых из них металлов в геологическом отношении совершенно различны. Месторождения со свинцово-цинковыми (галенит-сфалеритовыми) рудами могут представлять собой стратиформные залежи в карбонатных или терригенных толщах, а также метасоматические сульфидные, скарновые и жильные тела, проявляющиеся в совершенно различных геологических условиях. Магнетитовые руды характерны для скарновых месторождений, месторождений жильного типа, связанных с траппами, железистых кварцитов и других метаморфизованных первично-эксогенных залежей. Редкие металлы образуют промышленные скопления в пегматитах, апогранитах и карбонатитах. К. М. Кузнецов и С. В. Цепкина [74] выделяют по химическому составу, парагенетическим ассоциациям породообразующих и редкометалльных минералов 30 разновидностей месторождений тантала и ниобия. Столь же разнообразны месторождения и других металлов.

Следовательно, выделение формаций месторождений на основе состава полезных компонентов для металлогении целесообразно, кроме тех моментов, когда наличие ведущего металла или минерала (минералов) характеризует тип месторождения. Это, конечно, не значит, что в других случаях минералогический состав полезного ископаемого не играет существенной роли при исследовании

месторождений или что он не должен учитываться при выделении рудных формаций. Минеральные ассоциации не могут являться ведущим, а тем более единственным критерием группировки месторождений для металлогенических исследований.

Ю. А. Билибин и другие [108] при металлогеническом анализе объединяли рудные эндогенные месторождения в рудные комплексы, представляющие собой в одном регионе или зоне естественные минеральные ассоциации, характеризующиеся близостью времени образования и генетической или парагенетической связью с однотипными магматическими комплексами. Аналогично экзогенные месторождения подразделялись по признаку их связи с осадочными формациями, которым свойственны более или менее определенные типы минеральных образований.

В состав эндогенных месторождений входят месторождения различных генетических типов, причем некоторые из них могут встречаться в различных рудных комплексах. К рудным комплексам Ю. А. Билибина близки «ряды рудных формаций» И. Г. Магакьяна [94], а также «рудные формации» в понимании В. С. Кормилицына и П. А. Строны [65]. Последние сгруппировали эндогенные месторождения Забайкалья на основе их связи с магматическими комплексами в рудные формации, под которыми они понимают такую естественную ассоциацию месторождений, отдельные члены которой парагенетически тесно соединены друг с другом в пространственном и возрастном отношении. Каждой магматической формации соответствует одна, связанная с ней рудная формация. Например, в Забайкалье с базальт-андезит-диорит-гранодиоритовой магматической формацией ассоциирует молибден-свинец-цинковая рудная формация, а сиенит-гранитовой — соответственно молибден-вольфрамовая и т. д. В каждую рудную формацию входят месторождения различных типов и различного состава. Так, молибден-свинец-цинковую составляют скарновые и гидротермальные месторождения молибдена, мышьяка, свинца, цинка, а также рудопроявления висмута, меди, вольфрама, ртути и некоторых других металлов.

По определению П. А. Строны [139], рудная формация — это сообщество мес-

торождений с близкими условиями образования, генетически или парагенетически связанных с той или иной магматической, осадочной или метаморфогенной формацией (соответственно для магматогенных, экзогенных или метаморфогенных месторождений). Общность минерального состава руд П. А. Строна не считает ведущим признаком рудной формации, однако главнейшие «вулканогенные рудные формации» он выделяет по признаку минералогического состава.

Таким образом, выделение рудных комплексов, в понимании Ю. А. Билибина и др. [108], В. С. Кормилицына и П. А. Строны [65, 139], удобно при изучении металлогении отдельных регионов, так как в тех или иных геотектонических условиях, в которых проявляется минерализация, образование конкретных магматических, осадочных и метаморфических пород, а также рудных месторождений тесно связано. Однако для общей металлогении такая группировка месторождений нецелесообразна.

Месторождения полезных ископаемых — это прежде всего геологические образования, и только совокупность геологических факторов может обуславливать закономерности их проявления и размещения. Поэтому именно геологические особенности месторождений, по мнению многих геологов, следует положить в основу выделения формаций. Так, Е. Е. Захаров [57] предложил понимать под рудной формацией группу месторождений со специфическим и присущим только данной формации комплексом свойств: особенности вещественного состава, характеристики вмещающих пород и их различные изменения, условия залегания месторождений и закономерности размещения оруденения, морфология рудных тел, вторичные изменения руд, возраст оруденения, положение месторождений в структурных зонах и в металлогенических провинциях, масштабы оруденения, технологическая характеристика руды. Применение генетического принципа в выделении формаций Е. Е. Захаров считает нецелесообразным.

Перечисленные свойства всесторонне определяют каждое отдельное месторождение, но едва ли в характеристику рудной формации в целом следует включать такие критерии, как возраст

оруденения, его масштабы, вторичные изменения руды и ее технологические особенности. Самые близкие в геологическом отношении месторождения могут иметь различный возраст [48], размеры и быть в неодинаковой степени изменены вторичными наложенными процессами, что не дает оснований для отнесения их к разнообразным формациям. Технологические свойства руд могут зависеть от небольшой разницы в их составе, текстуре и структуре, что не исключает их геологического сходства. В перечисленных Е. Е. Захаровым примерах формаций указанные нехарактерные свойства не учтены. Таковы формации «касситерит-кварцевая в грейзенизированных гранитах», «титан-магнетитовая в габбро», «медистых песчаников и сланцев» и др.

Выделение рудных формаций на основе геологического строения месторождений согласуется с современным определением самого понятия «месторождение». Старое понимание этого термина как скопление полезного ископаемого, имеющее практическое значение, не учитывает всех составляющих его образований и, по сути, относится только к рудным залежам. Современные определения, данные, например, В. И. Смирновым [133], включают также и вмещающие руды толщи пород, и геологическое строение площади и могут быть сформулированы следующим образом: рудное месторождение — это блок земной коры, содержащий одну или несколько залежей полезного ископаемого, имеющих практическое значение. Исходя именно из такого понимания термина «месторождение», они изучаются и описываются.

Геологические особенности месторождений, включая состав руд и закономерности их размещения, обуславливаются их генезисом, поэтому было бы логично в определении формации включить и данные о происхождении соответствующих минеральных ассоциаций. Вследствие этого некоторые авторы считают целесообразным в основу выделения рудных формаций положить генетический принцип с дальнейшим подразделением их по составу на типы и подтипы, «свойственные отдельным металлогеническим эпохам», причем формации эндогенных месторождений следует связывать с определенным магматизмом, а экзогенные — с экзогенными процессами. Такой принцип вы-

деления формаций особенно удобен при анализе металлогении конкретной территории [133]. Однако генезис месторождения — процесс длительный и сложный, связанный с последовательным рядом геологических событий и их физико-химических явлений. Этим объясняется, в частности, появление распространившегося в последнее время термина «полигенное» месторождение, который неудачен, так как слово «поли» в переводе с греческого означает «много», а генезис месторождения может быть простым или сложным, связанным с различными процессами, но он всегда один. Следует иметь в виду, что генезис каждого месторождения в той или иной степени дискуссионен и о происхождении многих из них высказывается два-три и более мнений. Поэтому для многих однотипных месторождений пришлось бы выделять несколько формаций, якобы различающихся по генезису. Например, для сульфидных месторождений никеля и меди в ультраосновных и основных породах — магматическую и гидротермальную, для стратиформных залежей цветных металлов в осадочных толщах — осадочную, инфильтрационную, телетермальную и т. д.

Определение формаций по генетическому признаку встречает и формальные возражения. Каковы в этом случае должны быть отношения между генетическими и формационными классификациями, между формациями и подразделениями генетических классификаций — группами, сериями месторождений? Должна ли формационная классификация являться каким-либо классификационным уровнем генетической, заменять последнюю или существовать параллельно с ней?

Г. Шнейдерхен [156] в обзорной классификации месторождений магматического ряда формации месторождений, намеченные по элементарному составу руд, выделил как подразделения генетических групп эндогенных месторождений, но его понимание формации не имеет ничего общего с понятиями формаций советских геологов.

Таким образом, определять формации на основе представлений о генезисе составляющих их месторождений не следует, но это не значит, что при рассмотрении формаций генезис месторождений должен быть полностью исключен. При необходимости рудные фор-

мации можно сгруппировать в соответствии с генетическим типом составляющих формацию месторождений. Это особенно относится к крупным генетическим подразделениям — классам, группам. Примером такого подхода является данная работа.

В настоящее время почти общепринято представление о том, что месторождения каждой рудной формации генетически связаны с той или иной породной формацией: магматогенные — с магматической, экзогенные — с осадочной, а метаморфогенные — с метаморфической. По нашему мнению, эти взгляды можно признать справедливыми лишь для сингенетических месторождений, таких, как собственно магматические среди эндогенных и осадочные среди экзогенных.

Руды магматических месторождений возникают из той же порции магмы, что и вмещающие их породы, и в дальнейшем подвергаются воздействию тех же факторов, что и породы. Однако месторождения определенной рудной формации могут образоваться в массивах различных формаций, а кроме того, не каждый массив рудоносной формации содержит промышленные концентрации руд. Так, по мнению В. Л. Масайтиса, В. Н. Москалевой и др. [98], месторождения хромитовой формации известны в дунит-перидотитовой, пироксенит-перидотитовой и перидотит-ортопироксенит-норитовой формациях; месторождения сульфидной медно-никелевой формации — в дунит-перидотитовой, пироксенит-перидотитовой, верлит-габбровой и перидотит-ортопироксенит-норитовой, причем в первой оруденение гидротермально-метасоматическое, во второй — метаморфогенное, в третьей — магматическое. Уже эти факты свидетельствуют о том, что условия образования месторождений сложнее, чем образование пород. Аналогичным образом можно показать, что осадочное месторождение — не простая составляющая осадочной формации и хотя оно возникает в результате тех же процессов, но в специфических условиях. Так, медное оруденение в осадочных толщах проявляется преимущественно в породах пестроцветных формаций, но такие месторождения известны также в черносланцевых, карбонатных и вулканогенно-осадочных толщах, причем оруденелыми могут быть сланцы, песчаники, гравелиты,

конгломераты, известняки и другие литологические разности пород. Различными могут быть фациальные условия накопления рудоносных пород, источники рудного вещества и т. п.

Следовательно, рассматривая месторождения как составляющую часть породной формации, можно легко обеднить содержание понятия о рудной формации. Что касается эпигенетических месторождений, то нецелесообразность их строгой привязки к породным формациям следует из различия в возрасте руд и вмещающих толщ, а также, и это главное, из различия в условиях образования и закономерностях размещения. Примером этого могут служить соотношения месторождений с проявлениями магматических формаций, с которыми предположительно, и часто бездоказательно, связывается генезис месторождений, причем нередко случаи, когда породы таких формаций в рудных полях и даже металлогенических зонах вообще отсутствуют, что является одним из существенных показателей генезиса оруденения. Таким образом, строгая привязка месторождений к породным формациям неблагоприятно сказывается на понимании генезиса месторождений и, следовательно, на представлении о закономерностях их проявления. Месторождения являются образованиями того иерархического положения, что и магматические и осадочные формации. Они имеют близкие особенности происхождения и должны рассматриваться не как сателлиты магматических или осадочных формаций, а как образования, обладающие своими закономерностями происхождения и размещения.

Связь между рудообразованием, магматизмом, литогенезом и другими геологическими процессами изучалась, и закономерности их развития в меняющихся геотектонических условиях рассмотрены в 50-х годах Ю. А. Билибиным и др. [108]. Эта разработка идей Ю. А. Билибина, явившихся основой современной металлогении, позволила установить последовательный ряд синхронных комплексов магматических и осадочных пород и соответствующих по возрасту тех и других рудных месторождений, закономерно сменяющих друг друга в ходе развития подвижных зон и платформ. Таким путем устанавливалась связь определенных наборов месторождений с комплексами магматических и осадочных пород.

Для металлогении наиболее целесообразно выделять рудные формации на основе геологических особенностей месторождения, причем к факторам, характеризующим формацию, должны относиться особенности вмещающих рудные залежи пород в различной степени измененных, условия залегания и морфология рудных тел, состав, текстуры и вторичные изменения руд и т. д. Необходимо учитывать, что в месторождениях всех знакомых типов минеральный состав руд сильно колеблется, особенно в количественном отношении даже главных компонентов. Так, в месторождениях хорошо известной формации медно-порфировых руд характерным металльным (и минеральным) парагенезисом является медь и молибден (халькопирит и молибденит), но среди них выделяются месторождения от «чисто медно-порфировых» до «чисто молибден-порфировых». В стратиформных полиметаллических месторождениях с «устойчивой» минеральной ассоциацией галенит-сфалерит встречаются залежи от свинцовых бесцинковых до цинковых бессвинцовых. Такие же отношения между главными компонентами руд наблюдаются и в месторождениях большинства рудных формаций.

Отметим еще одно неудачное выражение, которое иногда вводится в определенные понятия «рудная формация». Формации составляют месторождения с «одинаковым экономическим значением». Последнее может определяться качеством руд, размерами залежей, местонахождением и другими геолого-экономическими факторами. Очевидно, в данном случае под «экономическим значением» надо понимать вид полезного ископаемого, к которому относятся руды. Однако вариации в этом отношении могут быть в любом типе месторождений и выделять строго по этому признаку рудные формации нецелесообразно.

Поскольку сумма геологических особенностей месторождения характеризует и условия их размещения, для термина «рудная формация» можно предложить такое определение: рудная формация — это совокупность месторождений, обладающих комплексом близких металлотектов и более или менее одинаковыми закономерностями проявления в пространстве.

Изучение формаций рудных месторождений наибольшее значение имеет

для металлогенических исследований. Описанные формации составляют только небольшую часть существующих образований и перед геологами-металлогенистами, исследующими закономерности размещения месторождений, стоят еще большие задачи по освоению метаморфогенного рудообразования. Формации метаморфизованных месторождений нет надобности выделять, ибо закономерности их размещения в основном определяются особенностями первичного оруденения с добавлением свойств, возникших при соответствующей степени метаморфизма. Иначе обстоит дело с формациями метаморфических залежей, металлотекты которых создаются при их возникновении и существенно отличаются от металлотектов магматогенных, осадочных и других групп неметаморфизованных образований.

В настоящее время принято связывать определенные формации эндогенных месторождений с формациями магматических пород, осадочных — с формациями осадочных или метаморфогенных пород. Роль этих формаций в размещении месторождений считается решающей. Поэтому за основные металлотекты формаций эндогенных месторождений принимается наличие в данном регионе магматических пород соответствующей формации, а закономерности их размещения рассматриваются в зависимости от пространственных и временных соотношений месторождений с интрузивами. Например, большое значение придается выяснению зональности размещения месторождений вокруг конкретного интрузива или области распространения интрузивов определенной формации.

Для оценки перспектив нахождения и направления поисков метаморфических месторождений эти критерии незначительны. Наличие интрузивов и их влияние на размещение метаморфогенных месторождений может обуславливаться тем, что они иногда являются показателями распределения потоков тепла или представляют собой источники рудных и других компонентов метаморфических растворов. Магматические породы могут и отсутствовать на площадях распространения метаморфических месторождений, металлотектами которых в некоторых случаях служат благоприятные геохимические и физические особенности магматичес-

ких, осадочных и других пород, развитых не только на современной поверхности, но и на различной глубине ниже нее, благоприятные структуры различных порядков как дизъюнктивные, так и пликативные, степень метаморфизма вмещающих толщ и пути миграции в них различных элементов.

В этом отношении представляет большой интерес понятие Е. В. Плющева, О. П. Ушакова, В. В. Шатова, Г. М. Беляева [116] о «региональных геохимических формациях». Они подошли к изучению гидротермально-метасоматических образований в наиболее полном объеме их проявления с учетом реально существующих обширных зон слабых изменений, выраженных в развитии так называемых вторичных минералов в горных породах. Ареалы распространения таких минералов охватывают огромные площади. Строение их зонально. Центральные зоны представлены характерными метасоматитами, такими, как аргиллизиты, березиты, грейзены, альбититы и т. п. Причинами возникновения регионально-метасоматических формаций могут быть плутонические и вулканические процессы, а также структурная перестройка региона. При метасоматических процессах происходит миграция больших количеств различных элементов, в том числе многочисленных металлов, которые на геохимических барьерах могут проявляться в форме сульфидов и других рудных минералов, создавая месторождения различного облика и размера.

По мнению указанных выше авторов, источником рудных компонентов «гидротермальных» месторождений являются различные породы больших площадей, на которых распространены те или иные регионально-метасоматические формации. Е. В. Плющев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов и Г. М. Беляев [116] разработали и методику изучения гидротермально-метасоматических образований с позиций отмеченной концепции. Помимо общих геологических данных для выяснения источника вещества аллохтонных метаморфогенных месторождений используются результаты изотопных, термобарометрических, геохимических и других исследований.

Источник вещества руд не является, конечно, единственным критерием различия магматогенных и метаморфогенных месторождений, тем более что в

составе руд первых могут содержаться компоненты земной коры, а в метаморфогенных — ювенильный материал глубин Земли. Другими критериями могут быть общегеологические, геохимические и иные данные.

Выделяя рудные формации, необходимо кроме промышленных месторождений учитывать также мелкие рудопроявления, наличие которых на той или иной площади иногда может служить критерием ее оценки. Мелкие рудопроявления особенно интересны в том случае, если они относятся к иному типу оруденения, чем известные в данном регионе промышленные месторождения.

Все наблюдаемые в настоящее время месторождения после первичного возникновения подвергались воздействию тех процессов, которые протекали в данном регионе, в том числе эндогенных. Вследствие воздействия эндогенных факторов все месторождения, кроме некоторых молодых, приобретают черты, сходные с особенностями неметаморфизованных (или слабо метаморфизованных) эндогенных образований, мало отличающиеся от черт первичного образования. В этих случаях отнести месторождение к метаморфогенным или неметаморфогенным затруднительно и сделать это можно в значительной степени условно. К метаморфизованным обычно относят такие месторождения, которые претерпели существенные изменения в минеральном составе, распределении отдельных компонентов в залежах, морфологии последних, степени нарушенности и другие преобразования, заметно влияющие на методы их исследования и использования. Эти критерии качественные и не всегда объективные.

Не менее сложно выделение метаморфических месторождений, метаморфогенную природу которых можно установить только на основании достаточно обширных геологических данных и теоретических представлений.

Одним из основных критериев различия «магматогенных» в широком понимании и метаморфогенных месторождений могут являться данные об источнике рудообразующих растворов и рудных компонентов месторождений. Магматогенные месторождения образуются из материала глубинного происхождения (ювенильного). Метаморфогенные месторождения возникают при

региональном метаморфизме литосферы из ранее существовавших месторождений с переносом или без переноса их исходного материала или из пород, содержащих лишь незначительное количество этих металлов.

В первой половине XX ст. латераль-секреционная гипотеза генезиса руд была оставлена. Господствовало представление, что источником рудных компонентов и рудообразующих растворов «гидротермальных» месторождений являются магматические очаги или глубины Земли (верхняя мантия). Исключение делалось для нерудных компонентов руд, в частности кварца, но происхождение рудных минералов и, следовательно, руд в целом неизменно связывалось с глубинами Земли. Однако накапливавшиеся фактические данные с несомненностью свидетельствовали об участии в составе рудообразующих растворов вадозных вод и рудных компонентов, извлекаемых этими водами из пород литосферы. Об этом, в частности, свидетельствуют и данные по изучению изотопного состава элементов, содержащихся в рудах и различных породах соответствующего региона. Вопрос сейчас может стоять лишь о количественной характеристике материала рудообразующих растворов и современных рудных залежей различного происхождения. В этом отношении интересна работа Г. Шнейдерхена [157] о «регенерированных» месторождениях. Согласно его представлениям, в фанерозое магматогенное рудообразование происходило лишь дважды: в варисское время в Евразии и в невадско-ларамийское время в западной части Северной и Южной Америки. Месторождения другого возраста являются «регенерированными», среди которых выделяются эпейрогенически регенерированные и регенерированные месторождения альпийского типа. Первые отлагаются «в трещинах эпейрогенически разрушенной кровли над эродированными варисскими отложениями». Их отличительные признаки определяются залеганием в породах, для которых не известно никакой эквивалентной магматически-плутонической или субвулканической деятельности. Отложение вещества в регенерированных месторождениях альпийского типа происходит аналогично молодым магматогенным месторождениям, «принадлежащим к альпийскому орогену». При

этом спорогенный магматизм вместе с субсеквентным вулканизмом полностью отступают на второй план или совершенно отсутствуют, или проявляются в обширных масштабах.

Докембрийские месторождения щитов по парагенетическим и структурным признакам не принадлежат ни к магматическому ряду первобытных орогенов, ни к регенерированному ряду более молодых орогенов. Г. Шнейдерхен [157] указывает, что, по мнению Г. Бакулунда, именно в докембрии имела место одна-единственная в истории Земли металлогеническая эпоха и связанные с нею руды должны были быть впоследствии многократно седиментационно, псевдоматематически или метаморфно переработаны.

Регенерированные месторождения Г. Шнейдерхена представляют собой, по сути, метаморфогенные образования. Приводимые им данные свидетельствуют о возможности концентрации рудных компонентов и образования рудных залежей из материала ранее существовавших месторождений и пород литосферы. Но к мнению о существовании только двух или трех (считая за третью докембрий) металлогенических эпох и о неповторимости докембрийского рудообразования присоединиться нельзя: месторождения возникали всякий раз, когда повторялись соответствующие геологические условия, а докембрийское рудообразование в принципе сходно с фанерозойским и отличается только большей и более постоянной метаморфизованностью.

К представлениям об образовании рудных месторождений из материала пород литосферы можно отнести и гипотезу К. Дж. Салливана [185, 186] о возникновении рудообразующих растворов при гранитизации.

Е. В. Плющев и другие [116] предложили гипотезу о регионально-метасоматических формациях, обуславливающих образование «гидротермальных» месторождений и представляющих собой «естественные и целостные сообщества гидротермально-метасоматических образований» (в том числе и рудных залежей), порожденных единым геологическим событием. Они соразмерны с индивидуальным проявлением других региональных геологических формаций (осадочных, магматических и др.) и обладают хорошо проявленной зональностью. При региональных гидротер-

мальных метасоматических процессах в миграцию вовлекаются различные аксессуарные элементы пород, которые могут быть сконцентрированы на геохимических барьерах в какой-либо зоне регионально метасоматической формации, но преимущественно в ее центральной части.

Рудно-метасоматические формации специализированы в металлогеническом отношении, и реализация этой специализации как качественная, так и количественная зависит от конкретных геологических условий их проявления. Рудные месторождения, как и другие полноправные гидротермально-метасоматические образования локального распространения — закономерные включения в синхронные регионально-метасоматические формации.

Региональные гидротермально-метасоматические процессы, по мнению Е. В. Плющева и других, могут стимулироваться внедрением плутонов, становлением осадочно-вулканических депрессий, тектоническими перестройками и, возможно, другими событиями. Но каковы бы ни были стимулирующие факторы основным источником рудообразующих растворов являются породы литосферы. Вполне понятно, что источник вещества сам по себе не является однозначным указателем на генезис оруденения, так как магматические породы и магматогенные месторождения могут содержать вещество литосферы, а метаморфогенные образования — ювенильный материал магм и мантии. Его наличие свидетельствует о перестройке, т. е. о метаморфизме пород и заключенных в них рудных концентраций и, следовательно, о возможно метаморфогенном возникновении новых рудных концентраций. Конкретные источники вещества метаморфогенных месторождений среди пород литосферы поддаются изучению, и для выяснения источников регионально-метасоматических формаций уже предложена соответствующая методика [116].

Метаморфогенное рудообразование происходит в обстановке различных фаций метаморфизма, начиная от самых низкотемпературных до условий гранитизации, но наиболее благоприятна, по-видимому, среда зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В этих условиях метаморфизованы или возникли месторождения различного возраста и различных типов. Таковы кол-

чеданные месторождения Урала и многих других районов, медистые песчаники Удокана, железистые кварциты некоторых регионов и различные месторождения других областей. Примерами месторождений, метаморфизованных в обстановке более высокотемпературных фаций, могут служить полиметаллическое месторождение Брокен-Хилл в Австралии, фальбанды Норвегии и др. Отметим, что в среде высокотемпературных фаций рудные концентрации могут не только создаваться, но и рассеиваться.

Рудные залежи метаморфизованных месторождений изменены в тех же условиях, что и вмещающие их породы, и одновременно с ними. Поэтому никаких зон околорудных преобразований вокруг них не возникает, если не считать возможного проявления метасоматической зональности. В отличие от этого в метаморфических образованиях ореолы околорудных изменений вмещающих пород вполне закономерны.

Минералогические изменения при метаморфизме пород и руд хорошо известны. В процесс минералообразования вовлекаются многие элементы вмещающих руды толщ. В зависимости от условий метаморфизма возникают многие минералы, не свойственные магматогенным рудным телам. Это ведет к усложнению минералогического состава руд, особенно если в месторождении сохраняются минералы первичного рудообразования. Так, в рудах шведского месторождения Болиден находится свыше 60 минералов, в австралийском полиметаллическом месторождении Брокен-Хилл — свыше 30; 38 рудных минералов отмечено в индийском полиметаллическом месторождении Раджпура-дариба [1]; богато минералами месторождение Питкьярнта и другие докембрийские объекты, а в шведском марганцеворудном месторождении Лангбан сосредоточено свыше 200 минералов (включая нерудные). Кроме того, при метаморфизме возникают минералы сложного состава и своеобразные парагенезисы, не характерные для магматогенных месторождений. По мнению Г. Шнейдерхена [156], сюда относятся высокое содержание висмута, олова и вольфрама в сульфидных медно-свинцово-цинковых месторождениях, сурьмы и мышьяка в колчеданных, медных и свинцовых месторождениях, золота в свинцово-цинковых месторождениях,

наличие бериллиевых минералов в сульфидных месторождениях, ... концентрации титановых минералов, апатита и турмалина в сульфидных залежах.

4743
Не менее показательны наличие необычных минералов или элементов в отдельных месторождениях или ряде месторождений какого-либо района. Хорошо известна богатая и специфическая минералогия и геохимия руд уранового месторождения Шинколовбе. Месторождение является одним из представителей рудных концентраций Медного пояса Шабы — Замбии и отличается от других рудных объектов пояса наличием никеля и селена, обилием урана и кобальта при пониженном содержании в рудах меди. В этом месторождении впервые констатированы такие минералы, как селенолиннеит, ваэсит, каттиэрит и др. В заирском месторождении Кишуши, а также расположенном в Намибии месторождении Пумб распространены редкие германиевые минералы — германит и реньерит. В индийском золоторудном месторождении Колар установлена необычная ассоциация кадмиевых минералов [26], развитых в залежи Чемпион-риф. Ассоциация включает в себя сфалерит с наиболее высоким в природе содержанием кадмия, превышающим 12 %, тетраэдрит с 6,2 % кадмия и сульфид кадмия — хоулеит. Особенностью нахождения кадмиевых и кадмийсодержащих минералов является их приуроченность к агрегатам галенита с многочисленными включениями алтаита различной формы и размера. Чаще других в рудах встречаются минералы сурьмы: гудмундит, ульманнит, брейтгауптит и тетраэдрит. Таким образом, Колар может быть также примером месторождений с большим количеством рудных минералов.

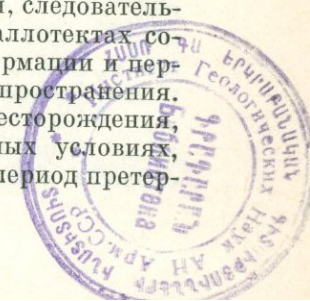
Помимо минералов сложного состава, показателем метаморфизма может явиться магнетит, возникающий из гидроксидов железа, сидерита и других железосодержащих минералов: пирротин, образующийся из пирита; халькопирит, замещающий сульфиды меди и др.

Наряду с минералогическими преобразованиями изменяются и структурно-текстурные особенности руд. Обычно увеличиваются размеры зерен. При повышении температуры и давления происходят раскристаллизация коллоидных агрегатов, распад твердых

растворов и т. п. Изменение текстур руд обусловлено всевозможными эпигенетическими новообразованиями, начиная от микроскопических жилок, более крупных мидалин и различных скоплений до брекчиевидных руд, в которых рудные минералы составляют плотный цемент обломков вмещающих пород. С эпигенетическим переотложением вещества связано и формирование разнообразных более крупных минеральных тел, к которым относятся штоки, штокверки, жилы, трубы, залежи неправильной формы и т. д. Образование эпигенетических минеральных скоплений контролируется разными структурными элементами пород: замковыми участками складок и мелких изгибов, трещинами кливажа, полостями отслоения, межбудинными пустотами, тектоническими трещинами и разрывами, карстовыми пустотами, зонами брекчий. Следуя тектоническим нарушениям в стратифицированных толщах, эпигенетические залежи, преимущественно жилы, могут иметь секущее положение. В этом случае оруденение в жилах нередко проявляется только в тех интервалах, где они пересекают рудные интервалы толщи. Таким образом, эпигенетические минеральные скопления могут иметь не одинаковые размеры и относительно крупные из них рассматриваются как самостоятельные рудные залежи и месторождения, особенно если оруденение в окружающих породах незначительно и не представляет собой промышленной руды.

Из этого следует, что каких-либо феноменов, по которым можно было бы однозначно выделить метаморфогенные месторождения, не установлено, и во всех месторождениях, кроме молодых экзогенных, встречаются эпигенетические (метаморфические) образования, тем более значительные, чем сложнее были геологические события в регионе после первичного образования месторождения. Эти изменения можно определить лишь качественно и всегда в той или иной степени субъективно. Тем не менее совокупность особенностей месторождения позволяет судить о первичном его характере и генезисе и, следовательно, делать выводы о металлотектах соответствующей рудной формации и перспективах области его распространения.

Осадочные породы и месторождения, образующиеся в экзогенных условиях, в постседиментационный период претер-



певают более или менее существенные преобразования в зависимости от той обстановки, в которую они попадают. В наибольшей степени изменяются породы геосинклинальных областей, подвергающиеся воздействию эндогенных агентов. В общем процессе изменения первичных осадков выделяется несколько последовательных стадий, границы между которыми в той или иной степени условны. В отношении количества стадий, их особенностей и наименования у многочисленных исследователей нет единого мнения, но в советской литературе в настоящее время большей частью выделяют стадии диагенеза, катагенеза и метаморфизма.

В результате постседиментационных преобразований изменяется минералогический состав пород и руд и возникают новые эпигенетические минеральные скопления различного размера и формы. Значительно изменяются также минеральные нерудные компоненты пород, за счет которых могут возникать метаморфогенные месторождения нерудных ископаемых: графита, мрамора, высокоглиноземного сырья и др.

Минералогические преобразования рудных компонентов проявляются в концентрации рассеянных в породе металлов и изменении минералогической формы их нахождения. Металлы, встречающиеся в минералах в различной степени окисления, при метаморфизме восстанавливаются вплоть до закисной формы, параллельно с чем происходит дегидратизация гидроксидных соединений. Так, железистый компонент осадка, представленный на первом этапе многоводным гидроксидом железа, по мере погружения постепенно преобразуется в гидрогетит, затем в гетит, турьит, гематит и магнетит. В условиях высокотемпературных фаций метаморфизма в результате дальнейшего восстановления FeO — Fe_2O_3 и реакции FeO с кремнеземом и глиноземом осадка могут образоваться септехлориты типа гриналита и железистые гранаты [19]. Процессы обезвоживания и восстановления характерны и для марганцовистых осадков, и гидроксидные соединения типа псиломелана или вернадита могут постепенно сменяться пиролюзитом, манганитом, гаусманитом и, наконец, родонитом или спессартином.

В изменении сульфидов подобных рядов не наблюдается. Оно происходит сложнее и многообразнее. Ясно уста-

навливается последовательное изменение в ряду марказит — пирит — пирротин. Марказит при температуре 100—120 °С и давлении около 200 МПа переходит в пирит, а пирит при возрастании степени метаморфизма переходит в пирротин. В метаморфизованных месторождениях медистых песчаников из халькозина образуется халькопирит. По количеству халькопирита можно в известной мере судить о степени метаморфизма месторождения. Переотложение рудных компонентов в медистых песчаниках приводит к образованию минералов, отсутствовавших или очень мало проявленных в рудах, не претерпевших изменения. К таким минералам относятся блеклые руды, самородное золото и др. По данным Г. Тишендорфа [143], сульфоантимониды свинца и мышьяка встречаются только в переотложенных рудах.

Таким образом, общим результатом изменения минералогического состава руд при метаморфизме является дегидратация гидроксидных соединений, постепенный переход высоковалентных форм элементов к низковалентным и возрастание количества минералов. Одновременно с минералогическими преобразованиями укрупняются зерна минералов, изменяются текстура и структура руд [154 и др.].

Перемещение и перераспределение рудных компонентов при постседиментационных процессах ведет к созданию различных форм эпигенетических минеральных скоплений, отличающихся по морфологии от рудных залежей первично минерализованных пород. Уже в стадии диагенеза образуются рудные элементы, конкреции, замещаются растительные остатки, появляются различной формы обогащенные участки типа роллов и т. п. При последующих стадиях преобразования осадков широко распространены секреторные жилы альпийского типа, весьма характерные для проявлений метаморфизма. Основные рудные залежи осадочных месторождений обычно имеют линзовидную или пластообразную форму.

В осадочных месторождениях цветных и редких металлов седиментационное рассеянное оруденение характеризуется низким содержанием металлов. Образование промышленных концентраций приурочено к внутрипластовой миграции рудного вещества, перемещаемого исходными седиментационными

и инфильтрационными, а при метаморфизме — метаморфогенными водами. Метаморфические изменения осадочных руд, связанные с миграцией и переотложением рудных компонентов, усложняют общие закономерности размещения метаморфогенных месторождений и в случае высоких степеней изменения затушевывают некоторые характерные для осадков черты, в частности их фациальные и литологические особенности. Однако свойственный осадочным образованиям стратиграфический и формационный контроль оруденения, как правило, сохраняется достаточно отчетливо в месторождениях различных металлов.

Метаморфизованные коры выветривания изучены еще мало. Д. П. Сердюченко [128] среди метаморфизованных докембрийских кор выветривания выделяет силлиманитовые и силлиманит-корундовые сланцы и кварциты, барит-гематит-кварцевые руды, кианит-лазулитовые породы, почти всегда содержащие рутил или другие титановые минералы. К таким образованиям относятся корундосодержащие слои в Южной Норвегии, силлиманитовые и силлиманит-корундовые породы бассейна р. Оранжевая в Намакваленде, высокоглиноземистые метаморфические сланцы в Южной Австралии, пласты и линзовидные тела силлиманитовых гнейсов, сланцев и кварцитов в Южной Якутии и др.

Среди отмеченных пород Намакваленда согласно с ними залегают кварц-пегматит-баритовые руды, которые Д. П. Сердюченко, в отличие от местных геологов, считает метаморфизованными продуктами коры выветривания. К таким же образованиям, по его мнению, относятся Гематитовое месторождение, приуроченное к иенгрской серии архея Южной Якутии и залегающее согласно с силлиманитовыми, силлиманит-биотитовыми и кордиеритовыми гнейсами, гематитовыми кварцитами и параамфиболитами, а также кварц-кианитовая толща свиты Кейв на Кольском п-ове.

В докембрийской толще Курской магнитной аномалии (КМА), по данным М. Н. Воскресенской [25], проявлено несколько древних докембрийских кор выветривания, сложенных различными метаморфическими породами. На границе железистых кварцитов курской серии с перекрывающими их верхне-

протерозойскими породами залегают в груборитмичном переслаивании кварц-серицитовые сланцы с железной слюдой, алевролиты, метапесчаники, туффопесчаники, конгломераты безрудных и железистых кварцитов, обломочные железные руды. Конгломераты и железные руды чаще лежат на размытой поверхности железистых кварцитов и, по мнению М. Н. Воскресенской, являются метаморфизованной корой выветривания.

Залежи богатых руд КМА, приуроченные к границе докембрийских железистых кварцитов с вышележащей осадочной толщей и являющиеся продуктом древней коры выветривания, мало отличаются от современных кор, но они метаморфизованы. Несколько метаморфизованы и образования мезозойских поверхностных зон окисления рудных месторождений Урала. Очевидно, сколько-нибудь существенным метаморфическим изменениям коры выветривания подвергаются только в том случае, если они вовлекаются в позднейшие складчатые движения.

Размещение месторождений полезных ископаемых в метаморфизованных корах выветривания в основном контролируется литолого-стратиграфическими и палеогеографическими факторами. Степень метаморфизма рудовмещающих толщ может указывать, вероятно, на возможность нахождения месторождений того или иного минерального состава.

Метаморфизм эндогенных месторождений проявляется менее ясно, так как метаморфические процессы также являются эндогенными и образовавшиеся в сходных с ними условиях температуры и давления минеральные тела оказываются достаточно устойчивыми. Наиболее заметные изменения происходят главным образом в условиях регрессивного метаморфизма, отличных от условий образования залежей. Кроме того, многие так называемые постмагматические месторождения, генезис которых нередко связывается с магматическими очагами или с глубинными зонами Земли, с большим основанием могут быть отнесены к метаморфическим, изменяющимся лишь в случае наложения повторного метаморфизма. Метаморфические преобразования с различной определенностью могут быть установлены преимущественно в месторождениях собственно магматической

группы и в месторождениях, связанных с вулканическим процессом. На переработку эндогенных образований существенно влияют термальные растворы, воздействием которых, по-видимому, вызваны те «гидротермальные» изменения, которые обнаруживаются в минеральных ассоциациях магматических месторождений. Воздействие тем-

пературного и динамического факторов выражается в значительно меньшей степени.

Одним из наиболее обычных проявлений метаморфизма эндогенных рудных залежей являются минералогические изменения, имеющие в общем то же направление, что и в экзогенных месторождениях.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

В фундаментальной работе по рудным формациям П. А. Строна [139] указывает, что «некоторые важные... типы месторождений не нашли пока своего места в предложенной систематике рудных формаций. Это касается прежде всего месторождений..., связанных... с развитием метаморфических процессов. Рациональная ликвидация этого упущения затрудняется отсутствием общей формационной систематики метаморфических образований».

Наиболее эффективным исследованием геологических, в том числе и метаморфических процессов, является формационный анализ, заложение основ и всесторонняя разработка которого — одно из фундаментальных достижений советской геологической науки мирового уровня.

Если формационный анализ осадочных и магматических образований и связанных с ними залежей полезных ископаемых уже получил значительное развитие и использование, то в отношении метаморфических комплексов и метаморфогенных полезных ископаемых он находится в начальной стадии своего применения.

У нас нет возможности провести более или менее полный анализ состояния учения о метаморфических, рудоносных метаморфических и метаморфогенных рудных формациях, как составных частях сообщества геологических формаций вообще. В значительной мере этот пробел восполняют сводки [27, 111, 123]. Наибольший вклад в решение указанных задач внесли разработки Т. В. Билибиной, В. И. Казанского, К. О. Кратца [17], Д. И. Горжевского и В. Н. Козоренко [31], Н. Л. Добрецова [39], Н. Л. Добрецова и других [40], В. С. Домарева [46, 47, 48], В. С. Кормилицына [64], Е. А. Кулиша [76, 80, 81], А. М. Ларина, В. Е. Попова,

Д. В. Рундквиста [124], Е. М. Лазько, В. П. Кирилюка, А. М. Лысака и других [90], А. А. Маракушева [96], Е. В. Плещева [116], П. А. Строны [139] и других ученых.

Проблема метаморфических рудных формаций, их суть, критерии выделения, иерархия и классификации неизбежно и органически тесно связаны с проблемами рудоносных метаморфических и метаморфических формаций вообще.

Формационный анализ метаморфических образований — весьма трудоемкий вид исследований. Связанные с ним проблемы характеризуются многообразием подходов, точек зрения с определенной противоречивостью. Наибольшей сложностью характеризуется прежде всего формационный анализ докембрийских метаморфических, в том числе и рудных образований. Это обусловлено чрезвычайным разнообразием геотектонических процессов в докембрии, некоторой спецификой эндо- и экзогенных процессов, активностью, многоэтапностью и широким диапазоном условий проявленного метаморфизма, длительностью развития докембрийских структур и комплексов, а иногда и наложенностью на комплексы докембрия фанерозойских процессов.

Высокая сложность формационного анализа метаморфических образований обусловлена и тем, что они являются продуктом прихотливого и многообразного преобразования уже созданных геологических формаций со своим различием и причудливостью строения и вещественного состава. Поэтому указанный анализ заключается в реставрации процессов формирования метаморфических образований от накопления первичного материала до последней стадии метаморфизма.

При изучении метаморфических формаций необходимо применение различ-

ных видов исследований, главнейшими из которых являются: литологический анализ, позволяющий реконструировать палеогеографическую, палеотектоническую обстановку, условия формирования, природу и состав первичных осадков, вулканогенных или интрузивных пород, а также выяснить особенности создания первичных концентраций полезных компонентов; физико-химический анализ парагенетических минеральных ассоциаций для определения условий и выделения стадий метаморфизма; геолого-петрологические исследования, призванные установить геологическую позицию метаморфизируемых комплексов и их взаимодействие с синтетектоническим магматизмом; анализ химического состава пород и эволюции вещества при метаморфизме с рассмотрением поведения главных, второстепенных, редких и рассеянных эле-

ментов; установление характера процессов закономерностей размещения метаморфогенных месторождений и выяснение природы рудного вещества; всестороннее исследование пород субстрата и продуктов гранитизации или инъекции в зонах ультраметаморфизма (гранитизации) или инъекционного метаморфизма.

Основными предпосылками и требованиями к объективному формационному анализу метаморфических комплексов является четкое соблюдение соответствия (адекватности) определений (понятий) метаморфических, рудоносных метаморфических и метаморфогенных рудных формациях единой системе признаков, характеризующих эти понятия, конкретных принципов и критериев их классификаций; четкости иерархических уровней организации вещества (геологических тел).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Формационный анализ метаморфических комплексов сложнее и противоречивее чем исследования в этом отношении подобных образований других генетических классов. Это обусловлено, прежде всего, тем, что метаморфические формации являются полигенным продуктом существенного и многоэтапного преобразования уже созданных геологических формаций других генетических классов: магматического, осадочного, вулканогенно-осадочного, гипергенного, а также повторного метаморфизма (нередко многоэтапного) уже метаморфизованных образований.

Определений термина «метаморфическая формация» имеется значительное количество, отличающихся друг от друга в зависимости от того, какой смысл и какие критерии вложены в это понятие [27].

Относительно полное определение дали А. М. Ларин, В. Е. Попов и Д. В. Рундквист [124]: «Под метаморфической формацией понимается устойчивая ассоциация метаморфических пород, закономерно сочетающихся между собой и сформированных в ходе единого направленного метаморфического процесса. В качестве метаморфических формаций в данном случае рассматриваются образования, только нацело сложенные метаморфическими породами, состав и строение которых реконструированы быть не может».

В нашей работе принято определение метаморфической формации, данное Е. А. Кулишом [76, 80], с внесением некоторых дополнений и уточнений. Формация метаморфических пород — это конкретная естественноисторическая парагенетическая многокомпонентная ассоциация пород, с характерным для нее строением, химическим, минералогическим и петрографическим составом, первичный материал которой сформировался в одинаковых геотектонических, литологических, петрологических и геохимических условиях и впоследствии испытал одно- и многоэтапный метаморфизм в сходной геологической, петрологической, термодинамической и вещественной обстановке, обусловивший единый план деформаций и минеральных ассоциаций пород и соответствующий конкретным этапам геотектонического развития складчатых и жестких областей, т. е. эта совокупность пород имеет близкий вещественный состав, общие условия образования и характеристики развития. Каждая формация метаморфических пород характеризуется своими особенностями сопряженного магматизма и рудообразования.

К критериям выделения и классификации метаморфических формаций есть также несколько подходов. Наиболее интересны такие выделения определенной метаморфической формации как:

геологического тела с учетом его вещественного состава и структурно-текстурных особенностей; парагенезиса (ассоциации) пород; парагенезиса пород, производного от определенного типа и ступени метаморфизма; парагенезиса (ассоциации) образований, возникшего в конкретной тектонической ситуации; ассоциации пород, являющейся продуктом сочетания воздействия определенных типов и ступеней метаморфизма и тектонических процессов конкретных стадий (ситуаций); геологического образования (формации) в их дометаморфическом состоянии (осадочном, магматическом и др.).

Наряду с обычными образованиями, производными конкретных типов метаморфизма, существуют формации, занимающие промежуточное положение между собственно метаморфическими и магматическими (гранито-гнейсовая, автометаморфизованные, ультраметаморфические, мигматитовые и т. д.); между осадочными, вулканогенно-осадочными и метаморфическими (катагенетические, метаморфизованные и т. п.). При отнесении их к конкретному классу геологических образований отмечаются некоторые трудности и условности.

Свои проблемы есть и в терминологии метаморфических формаций, учитывая разнообразие критериев их выделения и сложность породного состава. Заведомо затрудненными являются термины метаморфических формаций, представляющие многословные сочетания (иногда до 13-словных). В любом случае термины должны быть краткими, но емкими, отражающими суть и содержание этих объектов, как в работах Н. Л. Добрецова и других [40], Е. А. Кулиша [80, 81] и др. Наиболее приемлемо наименование метаморфических формаций по особенностям главной или главнейшей метаморфической породы как продукта, несущего черты воздействия ведущих факторов этой конкретной формации.

К основным факторам создания метаморфической формации как таковой, ее состава и строения относятся: природа исходного породного объекта (дометаморфическая формация, первичная порода или их ассоциация), с одной стороны, а с другой — тип и степень метаморфизма. Первый фактор определяет вещественный состав и строение исходных пород и их геологическое окружение, второй — характер химических

и минеральных преобразований, возникновение новых структур, текстур и деформаций. Следует учитывать, что конкретные первичные породные ассоциации (дометаморфические формации) — продукт также конкретного литоили петрогенезиса, протекавших в определенной геотектонической протообстановке, а тип и степень метаморфизма в значительной мере коррелируются с геотектонической позицией происшедшего петрогенезиса.

Исходным материалом метаморфических формаций были сформировавшиеся в геосинклиналиных, орогенных и платформенных условиях разнообразных осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенные и магматические породы, а также некоторые ранее метаморфизованные образования, представляющие уже на этой стадии определенные формационные типы рассматриваемого класса.

Метаморфические формации, имеющие в основе геосинклиналиные формации, учитывая специфику их вещественного состава, целесообразно подразделить на первично-миогеосинклиналиные (осадочные, терригенно-осадочные и др.) и первично-эвгеосинклиналиные (осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и т. д.). В частности, первые характеризуются соотношением $Na : K < 1$, малым содержанием кальция (глины, алевролиты, песчаники и др.) или, наоборот, высоким количеством кальция (терригенно-морские и морские толщи с известняками и карбонатным материалом); вторые — соотношением $Na : K > 3$ и высоким количеством кальция (средние и основные вулканы, граувакки и т. д.); промежуточные между первыми и вторыми образованиями (сочетание осадочного и вулканогенного материала) — $Na : K = 1 - 3$. Примечательно, что в метаморфизованных миогеосинклиналиных осадках развиты слюдястые породы, в эвгеосинклиналиных — породы с альбитом, глаукофаном, жадеитом и т. п. Первично-вулканогенные формации находятся преимущественно в низах стратиграфических разрезов метаморфических комплексов, а первично-осадочные — в средних и верхних частях. В основе метаморфических формаций могут быть также исходные платформенные и орогенные образования, однако эти ряды формаций имеют весьма подчиненное значение.

Первично-магматические метаморфические формации (ортоформации) по сравнению с первично-осадочными и вулканогенно-осадочными распространены меньше, что обусловлено их относительно небольшим развитием в литосфере. Их иерархические подразделения по особенностям первичных образований в целом аналогичны формационному расчленению магматических пород, например, по условиям формирования они расчленяются на первично-интрузивные и вулканические, по химическому составу — на ультраосновные, основные, средние, кислые, щелочные и т. п. [27]. Наиболее редки первично-гипергенные метаморфические формации.

Формационный анализ показывает, что исходные формации метаморфических образований, хотя и претерпевают значительные петрологические, минералогические, химические и другие преобразования, в той или иной мере сохраняют первичные характерные черты, сформировавшиеся еще на стадии их становления. С учетом природы первичного материала среди метаморфических формаций могут быть выделены изолитологические и изопетрографические ряды.

По характеру проявленного метаморфизма формации расчленяются на типы: регионально метаморфизованные, ультраметаморфические, контактово метаморфизованные, гидротермально метаморфизованные, регрессивно метаморфизованные и т. п. В рамках выделенных типов формаций более подробно могут быть воссозданы фациальные ряды и т. д.

Большое количество многообразных факторов, проявившихся в различных сочетаниях и обусловивших создание метаморфических формаций, предполагает, что последних должно быть много.

Применение методов комбинаторики рядов натуральных чисел [147] дает возможность определить возможное количество метаморфических формаций вообще, исходя из чисел исходных формаций (F_i) метаморфических фаций (M_f), видов химического изменения состава (E_c) и динамических воздействий (D_m). Комбинации этих чисел в общем определяют возможные условия регионального образования метаморфит в различных геологических условиях. Например, для прогрессивного нормального метаморфизма коли-

чество метаморфических формаций (F_n) равно (приводятся формулы упрощенного вида) $F_n = F_i \cdot M_f \cdot E_c \cdot D_m$. Число формаций регрессивного метаморфизма (E_r), исходными формациями которых являются метаморфические и магматические образования, определяется формулой $F_r = F_i \cdot (M_f - 1) \cdot E_c \cdot D_m$. Формации инъекционного метаморфизма и ультраметаморфизма (гранитизация и мигматизация) с прогрессивным минералообразованием (F_u) могут быть рассчитаны по формуле $F_u = F_i \cdot F_c \cdot D_m \cdot \frac{M_f \cdot (M_f - 1)}{2}$.

Сопоставление теоретического числа метаморфических формаций с действительным показывает, что последнее значительно меньше. Это объясняется тем, что не всегда создавались условия, необходимые для всех комбинаций, а также наличием конвергентности некоторых формаций. Так, в «Геологических формациях» [27], описано всего 245 метаморфических и ультраметаморфических формаций. Небольшое количество описанных метаморфических формаций в какой-то мере объясняется тем, что учение о формационном анализе метаморфических образований находится в начальной стадии развития и применения к изучению конкретных естественных объектов.

Противоречивость изучения метаморфических комплексов, разнообразие подходов к их формационному анализу, содержание и количество применяемых критериев обусловили отсутствие достаточно удовлетворительных классификаций метаморфических формаций, даже применительно к конкретным типам метаморфизма, геотектоническим структурам, вещественным комплексам. Наиболее разработанные из них рассмотрены в «Геологических формациях» [27] в разделе «Метаморфические и близкие к ним формации» (т. 2) и частично в «Гидротермалитовые, гидротермально-метасоматические и пневмогидротермальные формации» (т. 1). Наиболее углубленные классификации метаморфических формаций выполнили Н. Л. Добрецов [39] и А. М. Ларин, В. Е. Попов, Д. В. Рундквист [124].

Классификации метаморфических формаций для определенного региона или возраста должны основываться на учете главных особенностей метаморфических образований с привлечением не только качественных (природа первичного ве-

щества, тип и степень метаморфизма, характер миграции вещества, геоструктурное положение и др.), но и количест-

венных критериев ($P - T$ -условий метаморфизма, петрохимии и геохимии ассоциаций элементов и т. д.).

РУДОНОСНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Часть метаморфических формаций всех генетических типов характеризуется значительной рудоносностью (минерацией), которая обусловлена метаморфизмом и поэтому квалифицируется как метаморфогенная. Такие формации определяются как рудоносные. Они могут быть специализированы на один или на несколько промышленно-ценных компонентов (элементов, минералов, парагенезисов минералов, пород). Генетические и вещественные компоненты рудной (полезной) минерализации в одной рудоносной формации могут соотноситься между собой в генетической или парагенетической связи, быть одновременными или представлять продукты разобщенных во времени этапов метаморфогенного рудообразования, сопряженными или разобщенными в пространстве (объеме формации). Подчиненная в целом комплексу метаморфической формации полезная (рудная) минерализация — обязательный компонент этой рудоносной формации и определяет ее металлогенетическую (минерогенетическую) специализацию.

Несмотря на обширные исследования рудоносности метаморфических формаций, четкого определения термина «рудоносная метаморфическая формация» до сих пор нет. Поэтому нередко это понятие в одних случаях отождествляется с метаморфической формацией вообще, в других — с рудной метаморфогенной формацией.

Учитывая опыт определения рудоносных геологических формаций [123], в работе принято, что рудоносная метаморфическая формация представляет собой разновидность метаморфической формации, которая характеризуется наличием в ней закономерно обусловленной этой метаморфогенной рудоносности (рудных концентраций, минерализации), генетически или парагенетически связанной во времени и пространстве с процессами образования и становления формации как таковой. Поэтому определение «рудоносная» — дополнительный признак конкретной метаморфической формации. Вместе с тем определенная метаморфическая

формация на данном этапе требований промышленности к минеральному сырью может быть безрудной, нерудоносной, «пустой», но с изменением экономических показателей или при возникновении потребности в новых видах минерального сырья «пустая» формация может перейти в категорию рудоносных.

Обобщенное прилагательное «рудоносная» может быть конкретизировано заменой частицы «рудо...» названием определенного химического элемента (марганцево-, золотоносная и т. п.) или минерала (флогопито-, апатито-, хрусталеносная и т. п.). В других случаях рудную специализацию метаморфической формации можно определить иначе — железо-кремнистая, колчеданная, ильменитовых сланцев, корундитов и т. д.

По соотношению рудоносности и собственно метаморфической формации [71] можно выделить рудоносные продуктивные, рудоносные материнские и рудо-вмещающие метаморфические формации.

Рудоносная продуктивная метаморфическая формация содержит ценные компоненты как составную часть, находящуюся в тесной генетической, временной и пространственной связи со всем комплексом образований самой формации. Она вмещает в себя метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические месторождения, так как источником рудного вещества является она сама. Геологический опыт показывает, что первичные (дометаморфические) концентрации полезных (рудных) компонентов определенного вещественного состава и генезиса всегда органически связаны с конкретными исходными геологическими формациями и их породными парагенезисами (осадочными, вулканогенно-осадочными, магматическими, гипергенными, метаморфическими). Такие рудные концентрации являются автохтонными и находятся в тесной временной, пространственной, структурной и генетической связи с «пустыми» вмещающими породами и сопредельными толщами в конкретной рудоносной метаморфической

формации, занимая в них закономерно обусловленное положение (пространственное, структурное, вещественное, возрастное).

Рудоносная материнская метаморфическая формация — это формация, из вещества которой формируется оруденение в сопредельных (близлежащих) метаморфических толщах. Сама она может нести то же оруденение, например, железоносные формации для железорудных скарнов; золотоносные черносланцевые формации для метаморфизованных месторождений типа золото-сульфидных жильных зон; суперкрупные формации фундамента платформ и щитов — для редкометалльных постгранитизационных метасоматических зон альбититов и т. д.

Рудовмещающая метаморфическая формация характеризуется тем, что ее вещественный состав и строение, являясь благоприятной рудолокализирующей средой, обеспечивают метаморфогенную локализацию рудного (полезного) вещества, привнесенного в нее под воздействием метаморфизма из сопредельного пространства, из сопряженных или относительно удаленных метаморфических (материнских) комплексов или доставленного из неизвестного источника (глубинного, поверхностного) метаморфогенными растворами, флюидами или диффузионно. Рудная минерализация наложенная и может быть значительно разорвана во времени с главным периодом образования самой формации как таковой. Здесь формируются аллохтонные метаморфогенные месторождения (метаморфизованные, ультраметаморфические, гидротермальные и т. п., в том числе альбититы, скарны, пропилиты, кварц-карбонат-полевошпатовые рудные жильные зоны и т. д.).

В рудоносной метаморфической формации отношение «пустых» пород к «рудным, продуктивным» определяется обычно положением первых — надрудные, перекрывающие, подрудные, подстилающие, межрудные, внутрирудные, внешние, внутренние, вмещающие, околорудные и т. д.

Если рудные концентрации метаморфической формации возникли как наложенное проявление магматизма и гипергенеза, а не метаморфизма, то такие образования нельзя считать рудоносными метаморфическими формациями; например, возникновение в метаморфи-

ческих толщах околотрузивных рудных скарнов и грейзенов, кор выветривания, инфильтрационных рудных полостей и т. п.

Рудоносные метаморфические формации классифицируются на основе критериев, определяемых составом и строением первичной природы, типа и степени метаморфизма вмещающей среды, особенностей полезного компонента, геоструктурного положения самой формации и т. д. Выбор критериев определяется теми задачами, которые ставятся перед классификацией (вещественными, геоструктурными, и т. п.).

Создание терминов этих формаций имеет несколько приемов — они устанавливаются по ценному компоненту (колчеданные, железорудные, меденосные), по вмещающей среде (черносланцевые, джеспилитовые) и даже по территории развития (формация Маунт-Айза). Целесообразно формировать термины этих образований сочетанием определений рудоносности и конкретной метаморфической формации, например, золотоносная черносланцевая формация, железо-магнезиальные скарны, полиметаллические пропилиты и т. д.

Границы (объем) рудоносной метаморфической формации определяются границами собственно метаморфической формации как таковой, независимо от того в какой части и в какой форме сосредоточен полезный компонент или как он распределен. Характерной чертой этих формаций является их обогащенность в целом или в значительной части ценными веществами, которые в более благоприятных рудолокализирующих условиях в конкретной формации формируют уже промышленные концентрации. Так, формации, вмещающие стратиформные колчеданные или свинцово-цинковые месторождения, почти сплошь обогащены халькофильными элементами, причем их содержание намного превосходит соответствующие кларки; в черносланцевых формациях, несущих метаморфизованные или метаморфические месторождения золота, содержатся повышенные концентрации Au, Ag, V, Zn, Pb, Cu и других сопутствующих металлов. Богатые железные руды залегают в толщах железистых кварцитов и т. д. Местами при общей обогащенности полезным компонентом всей толщи в целом вокруг рудного тела отмечается более или менее обширная зона пониженного содержания

полезного элемента, что однозначно указывает на концентрацию его в рудном теле из сопредельной геологической среды. Все это дает основание расчленять по данному признаку рудоносные формации как по реальной, так и по потенциальной рудоносности.

ПОНЯТИЕ, КАТЕГОРИИ И ПРИЗНАКИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

В настоящее время исследователи месторождений полезных ископаемых в понятие «рудная формация» вкладывают различное содержание и смысл, что естественно затрудняет формационный анализ рудных образований. В развитии понятия «рудная формация» отмечаются три основных направления.

1. Рассмотрение рудной формации как закономерно обусловленной устойчивой парагенетической минеральной ассоциации или месторождений сходного состава, образовавшихся в близких геологических условиях независимо от времени формирования, и по уровню организации вещества находящихся на ранг ниже, чем уровень геологической формации, т. е. рудная формация есть часть геологической [62, 72 и др.]. В. А. Кузнецов [72] и другие определяют рудную формацию как группу месторождений со сходными по составу минеральными ассоциациями, принадлежащими к одному генетическому типу и образовавшимся в близких геологических условиях. Рудная формация — группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, повторяющимися в определенной последовательности на всех месторождениях данной рудной формации и образовавшихся в близких геологических условиях, независимо от времени. Такой подход способствует прежде всего анализу геохимических, вещественных, генетических условий концентрации полезных компонентов и моделированию этих процессов.

2. Объединение в рамках рудной формации родственных объектов, для которых полное сходство вещественных и генетических характеристик не является строго обязательным, а главное — общность геотектонических условий образования. По уровню организации вещества такая рудная и геологическая формация сопоставимы [64, 102, 124, 141, 142, 139 и др.]. Определения их

к наиболее изученным рудоносным метаморфическим формациям относятся железо-кремнистые [9, 10], металлоносные черносланцевые [118], марганценозные [87], колчеданные [61], железо-магнезиальные скарны [152], высокоглиноземистые [77, 30] и др.

следующие. «Рудная формация — это образование того же иерархического уровня, что и геологическая формация, но представляющее закономерное сообщество не только пород, но и рудных парагенезисов, связанных общей структурой» [124]. «Под рудной формацией понимается естественное сообщество минеральных типов (субформаций), обладающих устойчивым набором рудных элементов с определенными количественными вариациями их и образующихся в определенной фазе одной тектонической обстановки в генетической или парагенетической связи с той или иной геологической формацией» [102]. Второй подход к содержанию рудной формации обеспечивает реконструкцию геологических ситуаций, сопровождаемых рудоформирующими процессами.

3. Понимание рудной формации как совокупности месторождений с одинаковыми или близкими геологическими особенностями независимо от минералогического состава руд и представления о генезисе месторождений. Рудные и геологические формации имеют одинаковый иерархический уровень организации вещества [46, 47 и др.].

Нам представляется, что эти «различия» обусловлены лишь тем, что преимущественно рассматривается та или иная сторона одного и того же явления, в то время как наиболее рационально по возможности всестороннее изучение процессов рудообразования, синтез проблем вещества, физико-химических, геохимических, минералогических, петрологических и тектонических условий концентрации полезных компонентов в литосфере.

Развернутое определение метаморфогенной рудной формации дал Е. А. Кулиш [87]: «Метаморфогенная рудная формация представляет собой парагенетическую концентрацию промышленно-ценных химических и минеральных компонентов, возникшую в процессе

одно- или многоэтапного метаморфизма определенного типа в относительно одинаковых геологических, петрологических, литологических и физико-химических условиях, за счет веществ исходной (метаморфизируемой) среды или привнесенного извне, а также сочетания того и другого».

Обобщая современное состояние рудно-формационного анализа и теории о метаморфогенном рудообразовании, в настоящей работе принято, что метаморфогенная рудная формация представляет собой близкие в генетическом отношении промышленно-ценные концентрации сходного вещественного состава (элементы, минералы, породы), образовавшиеся в однотипных геологических формациях при метаморфизме определенного вида и степени независимо от времени возникновения.

Введение в определение метаморфогенной рудной формации большого количества признаков (критериев) усложняет ее диагностику, выделение и отнесение к конкретным подразделениям тех или иных объектов.

Это определение дополняют следующие особенности метаморфогенной рудной формации. Метаморфогенная рудная формация — генетически (по времени формирования) связанная часть метаморфической рудоносной формации, в которой она занимает закономерно обусловленное положение. Метаморфогенная рудоносная формация может вмещать одну, а чаще несколько рудных формаций (парагенетических или не связанных тесно генетически). Это обусловлено тем, что метаморфические формации являются производными многообразного преобразования уже созданных первичных геологических формаций, имевших и сложное вещественное строение, и металлогеническую специализацию, т. е. дометаморфические месторождения (рудные формации), преобразуемые в метаморфизованные месторождения. Метаморфизм создает в свою очередь еще и метаморфические месторождения (формации) из рассеянного вещества преобразуемой толщи. Это и является первопричиной большого количества метаморфогенных рудных формаций по сравнению с рудными формациями других генетических классов.

Одна и та же разновидность метаморфогенной рудной формации может находиться в различных видах метамор-

фогенных рудоносных формаций (конвергенция). Конвергентность рудных формаций наблюдается тогда, когда они имеют одинаковое строение и вещественный состав, но являются продуктами разных метаморфизмов неоднородных исходных образований. Общность их вещественного (минерального) состава обусловлена сходными условиями образования и особенностями развития рудного процесса, т. е. «его общая направленность, выражающаяся в определенной последовательности и масштабности проявления отдельных стадий и этапов минерализации, характерных для месторождений конкретных формаций» [159].

Отнесение минеральных образований метаморфогенной природы к метаморфогенной рудной формации на данном этапе исследований определяется также современными или перспективными требованиями промышленности к минеральному сырью — является ли она объектом добычи и использования сейчас и в ближайшее время или нет.

Рудные формации — продукт одноактного конкретного метаморфизма или воздействия нескольких разнородных и разновременных метаморфизмов. В последнем случае они полиметаморфические, как и рудные формации, возникшие в процессе метаморфизма, даже одноактного, но уже в метаморфизованных комплексах.

Вещество рудной формации может являться метаморфизованными первичными концентрациями, привнесенным из сопредельных (обозримых) пространств, или иметь неведомый источник (глубинный, поверхностный), или из объема метаморфизируемой толщи в целом.

Метаморфогенная рудная формация включает в себя следующие компоненты: полезные (рудные) (элементы, минералы, породы и их ассоциации); внутрирудные, вмещающие и сопредельные породы, не несущие ценных веществ.

Встречаются метаморфогенные рудные формации, переходные по генетическим особенностям между другими классами формаций: метаморфогенные — магматогенные (медно-никелевые руды Кольского п-ова); метаморфогенные — осадочные (свинце-цинковые стратиформные руды в рифе Сибирской платформы, медные руды Удокана); метаморфогенные — гипергенные (железные шпалы на колчеданных месторожде-

ниях, коры выветривания на гондитах Индии).

В конкретной рудоносной метаморфогенной формации тесно или пространственно-разобщенно сочетаются рудные формации различных классов (седиментогенного, магматогенного, гипергенного и метаморфогенного), производных разобщенных во времени различных металлогенических эпох.

Метаморфогенные рудные формации наиболее сложны по сравнению с другими классами рудных формаций (седиментогенными, магматогенными и др.), так как являются продуктом взаимодействия весьма разнообразных сочетаний большого числа факторов, причем качественные и количественные характеристики последних варьируют в широких пределах.

Приемы наименования и иерархические подразделения метаморфогенных рудных формаций такие же, как и для рудоносных метаморфических формаций. Наименования обычно основаны на структурно-текстурных, петрографических, минералогических, химических и других признаках самих рудных (продуктивных) концентраций, а также вмещающей среды (золоторудные в черносланцевых комплексах, свинцово-цинковые в карбонатно-сланцевых толщах, железистые кварциты, флогопитоносные скарны, родонитовые роговики, золотоносные диафориты, полиметаллические колчеданные формации и т. п.). Изредка рудные формации определяются по территориям развития (железорудная ангаро-илимского типа,

сульфидная медно-никелевая типа Камбалда, золотоносных конгломератов типа Тарква и др.).

Наиболее распространенный прием наименования рудной формации — это сочетание двух подразделений ее признаков: вещественного и литолого-петрографического, например, золоторудная черносланцевая, железистых кварцитов, флогопитовая в магнезиальных скарнах, редкометалльных щелочных метасоматитов. Реже встречаются трехчленные сочетания, когда к названным выше присоединяется признак морфологии рудного тела или геотектонического положения, например свинцово-цинковая стратиформная в терригенно-карбонатных метаосадках, медно-никелевая сульфидная в зеленокаменных поясах и т. п. Отметим, что в наименованиях метаморфогенных рудных формаций, как и метаморфических и рудоносных метаморфических, есть множество синонимов. Нередко одни исследователи понимают под рудной формацией такие образования, которые другие считают сочетанием нескольких конкретных видов рудных формаций.

Метаморфогенные рудные формации целесообразно называть по их главному компоненту или по их ассоциациям (химическим элементам и соединениям, минералам, породам) и характеру вмещающих пород, так как эта совокупность прямо или опосредованно дает наибольшую информацию о геологических, физико-химических и вещественных особенностях образования этих рудных объектов.

КЛАССИФИКАЦИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

К настоящему времени есть несколько различных по характеру классификаций метаморфических, рудоносных метаморфических формаций и сопряженных с ними метаморфогенных рудных формаций.

А. А. Маракушев [96] расчленил метаморфические формации по геологическим и петрологическим критериям, выделив три формационных ряда: эклогит-спиллитовый, плагиогнейс-жедритовый и мигматит-слюдяно-сланцевый.

Д. И. Горжевский и В. Н. Козоренко [31] положили в основу своей классификации рудных формаций метаморфогенных месторождений, являющихся продуктом регионального метаморфизма, геотектонические условные размещения (типы тектонических структур), фаціальность метаморфизма и природу рудного вещества (метаморфизованные или метаморфические месторождения). В зависимости от этих факторов они выделяют 18 метаморфогенных рудных формаций.

В. Н. Котляр [69] среди рудных формаций различных генетических типов выделяет и сообщество главных рудных формаций метаморфогенных месторождений. Он расчленяет их на две группы: формации метаморфизованных и формации метаморфических месторождений. Каждой рудной формации свойственны характерные минеральные ассоциации, геохимические ассоциации (ведущие элементы), метаморфические фации, литологическая характеристика пород, структура месторождения, форма рудных тел, текстура руд и возраст. Отмечено 10 таких формаций.

В. А. Глебовицкий [29] подразделяет геологические типы (по существу группы формаций) метаморфических пород по их принадлежности к фаціальным сериям в подвижных областях земной коры.

В соответствии с классификацией метаморфических формаций, предложенной Н. Л. Добрецовым и другими [42] на петрологической основе, выделяется 40 формаций метаморфогенных полезных ископаемых, которые подразделяются на генетические типы (пара- и орто-) и характеризуются определенными возрастными и тектоническими позициями. Предложенная ими схема классификации формаций метаморфогенных месторождений дает возможность подчеркнуть многие, ранее эмпирически установленные закономерности в их образовании: преобладание неметаллических полезных ископаемых (условия фаций $B_1 \pm B_2$) в архейских щитах, преимущественную приуроченность месторождений ряда металлов (например, Au, Mn, Cu) к низкотемпературным фациям, сквозной характер (в смысле фаций метаморфизма) для многих месторождений Al, Fe, Mn, Cu и др.

Б. Я. Хорева [148] выделяет две группы метаморфических формаций: монофаціальные, соответствующие региональному динамотермическому метаморфизму и полифаціальные регионально-плутонического метаморфизма.

П. А. Строна [139] приводит довольно подробное описание 43 рудных формаций, из которых девять относятся к классу метаморфогенных. Эти объекты классифицированы на геоструктурной основе с учетом их вещественных характеристик и литолого-петрологической вмещающей среды. По нашему мнению, П. А. Строна под категорией «рудная формация» выделяет более крупные иерархические сообщества формаций (группы, семейства и др.).

А. М. Ларин, В. Е. Попов, Д. В. Рундквист [124] создали таблицу классификации метаморфических формаций, в основу которой положили следующие критерии. По ее вертикали метаморфические формации подразделяются на ма-

фические, мафическо-сиалические и сиалические семейства по их общему петрохимическому характеру. По горизонтали в зависимости от проявленности метаморфизма они расчленены на зональные и цезональные подразделения, которые в свою очередь делятся в соответствии с фациально-метаморфической принадлежностью. Зональное сообщество метаморфических формаций включает в себя подразделения формаций андалузит-, кианит-силлиманитовой и жадеит-глаукофановой фациальных серий, которые выделены по разработкам В. А. Глебовицкого [29]. В классификации отображена 21 метаморфическая формация, а также пять ультраметаморфических.

Эти же исследователи [124] разработали и классификацию «Рудоносности метаморфических формаций и комплексов», т. е. рудоносных метаморфических и метаморфогенных рудных формаций. В нее заложен один главный критерий — общий петрохимический состав семейств метаморфических формаций. Ультраметаморфические и метаморфические классы формаций расчленяются на сиалические, мафическо-сиалическое и мафическое семейства, которые в свою очередь подразделяются по петрографическому признаку на 13 метаморфических комплексов, состоящих из 25 метаморфических формаций. Метаморфические формации каждого из выделенных подразделений характеризуются своими наборами рудных формаций. Выделено 24 метаморфических и ультраметаморфических рудных формации, которые определяются по химическим, минералогическим и петрографическим признакам.

Во всех упомянутых классификациях даны только наименования метаморфогенных рудных формаций с приведением некоторых общих черт их соотношения с геологической ситуацией и только у П. А. Строны [139] они описаны в крайне сжатой форме. Приведенные выше классификации касаются некоторых сторон метаморфогенных рудных формаций, являются фрагментарными и уже не отвечают современному состоянию учения о метаморфогенном рудообразовании [6, 12 и др.].

Узловые положения классификаций метаморфогенных рудных формаций должны разрабатываться на основе системного рассмотрения главных факторов (комплексов признаков) их образо-

вания, отвечающего состоянию изученности и учитывающего разработки предшествующих исследователей.

Одним из действенных приемов научного исследования является классификация объектов и явлений на той или иной основе. К таковым относятся и классификации метаморфогенных рудных образований на формационной основе. Они должны быть целенаправленными, что определяется закладываемыми в их основу конкретными признаками, критериями или их совокупностями, по которым распределяются объекты и которые характеризуют те или иные стороны классифицируемых объектов.

Классификации метаморфогенных рудных формаций дают возможность установить: характер соотношений и связей рудных объектов с низшим уровнем организации вещества с телами высших уровней — от конкретных минеральных парагенезисов рудных концентраций до класса метаморфогенных рудных формаций; особенности связей между конкретными категориями критериев (признаков) формаций и выделенными подразделениями их во всевозможных аспектах (пространственном, временном, вещественном, геоструктурном, петрологическом и др.); степень генетического родства конкретных метаморфогенных рудных формаций с определенными рудоносными формациями, а также закономерности размещения и масштабность первых во вторых; корреляцию образования формационных подразделений метаморфических комплексов с ходом развития определенной части земной коры (геоструктуры); эволюционные ряды различных по характеристикам формаций, закономерно следующих друг за другом в ходе развития типовых структурно-металлогенических поясов, провинций, зон и т. п.; взаимопереходы по латерали между рудными формациями, так или иначе связанными друг с другом (генетически, вещественно и т. п.) и обусловленными характером металлогенической специализации конкретных участков литосферы; еще не выявленные звенья рудной формации или их подразделения среди метаморфических комплексов.

Таким образом, анализ классификаций метаморфогенных рудных формаций позволяет определять геологические, структурные, петрологические, минералогические, геохимические и физико-химические условия создания мета-

морфогенных рудных концентраций, их эволюцию и масштабы, закономерности пространственного (геоструктурного) размещения, что дает возможность разрабатывать критерии прогноза, поисков и оценки метаморфогенных месторождений различных генетических и вещественных категорий. Эти классификации вносят существенный вклад в теорию метаморфогенного рудообразования (минерагении), в познание процессов формирования земной коры.

Метаморфические, рудоносные метаморфические и метаморфогенные рудные формации органически тесно связаны, обусловлены одними и теми же геологическими факторами, поэтому принципы, критерии и приемы их систематизаций аналогичны.

Классификации метаморфогенных рудных формаций отличаются от генетических тем, что последние отображают главным образом физико-химические условия образования залежей полезных ископаемых (температуру, давление, глубину, состав и характер рудных растворов, состав рудолокализирующей среды и др.). В них вводятся предположительные реконструированные критерии генетического характера. Первые включают в себя более широкий спектр критериев, демонстрирующих геологические, петрологические, минералогические и геохимические связи рудных концентраций с процессами накопления и преобразования геологических тел в земной коре (литогенез, магматизм, метаморфизм), а также дают возможность установить особенности миграции вещества и минералообразования в литосфере, в том числе миграцию, концентрацию и рассеяние рудных компонентов. Вместе с тем генетические и формационные классификации, оперирующие с определенными объектами и их признаками, неизбежно соприкасаются, в той или иной мере перекрывают и дополняют друг друга. И тот и другой тип классификации составляют одну из важных основ металлогенетического анализа регионов, сложенных метаморфитами.

Иерархические соотношения на уровне формаций в настоящей работе рассматриваются таким образом, что метаморфическая формация — это разновидность геологических формаций, рудоносная метаморфическая формация является разновидностью метаморфической, а метаморфогенная рудная формация считается частью предыдущей. Из-

менение прилагательного «метаморфический» на «метаморфогенный» в этом иерархическом ряду обусловлено исторически сложившимися определениями, ставшими общепринятыми, а также тем, что класс метаморфогенных месторождений по особенностям природы рудного вещества включает в числе других отличающиеся друг от друга подразделения метаморфических и метаморфизованных месторождений. Последнее соответственно относится и к категориям рудных формаций.

Учитывая, что в настоящее время нет общепринятых иерархических соотношений категорий множеств геологических тел и их индивидов, а также то, что существующие категории имеют различные толкования [59], здесь принята следующая иерархия категорий множеств геологических тел, в данном случае метаморфических, рудоносных метаморфических и метаморфогенных рудных формаций.

В рамках заранее оговоренных признаков или критериев, или их определенного сообщества категории множеств от более крупных к более мелким до индивида геологического тела следующие: класс — тип — подтип — группа — подгруппа — вид — разновидность — разность. В случае необходимости, по аналогии с биологическими иерархиями, могут быть введены дополнительные категории: отряд, семейство, род и т. п.

Категории иерархии множеств, в которых количество входящих индивидов несущественно, а существенно их соотношение во времени, пространстве, в развитии конкретного процесса или сочетания процессов (генетические совокупности), по вещественному составу и по геоструктурному положению подразделяются на серии, ряды, линии, комплексы, ассоциации и др. Эти категории размещены в порядке от более емких к более конкретным, т. е. каждая последующая категория может быть составной частью предшествующей, а не наоборот. В частности, в специальной литературе уже сложилось мнение, что ряд метаморфических формаций — это латеральная совокупность единичных метаморфических формаций, возникших в условиях одного определенного этапа развития метаморфического преобразования толщ конкретной геологической структуры (1 или 2 ранга).

В зависимости от характера исходного материала и особенностей геострук-

турной обстановки метаморфизма формации могут объединяться также в формационные ряды (по природе первичного вещества), формационные группы (по характеру метаморфизма) и т. п. В этой связи предлагается считать, что комплекс метаморфических пород представляет сочетание нескольких метаморфических формаций одного или нескольких рядов и (или) групп (или их частей) конкретного региона, обусловленное характером его геологического развития, например алданский, становой, беломорский, криво-ровский, побугский и другие.

Подформационный уровень организации (между породой и формацией) обозначается по-разному: субформация, подформация, парагенерация, парагенолит, элементарная породная ассоциация, породный комплекс, градация, набор пород, ассоциация пород, породная группа, сочетание пород, фаціальные ряды и сочетания, фация и др. [32, 59 и др.]. Выделение подформационных уровней целесообразно при проведении более детальных исследований формаций, которые слагаются продуктами нескольких этапов единого процесса, или когда составные части формации приурочены к различным структурным, петрологическим или вещественным ситуациям.

В настоящее время в литературе описано небольшое количество метаморфогенных рудных формаций. Например, П. А. Страна [140] описал девять, Д. И. Горжевский, В. Н. Козоренко [31] — 18, А. М. Ларин, В. Е. Попов, Д. В. Рундквист [124] — 24, Н. Л. Добрецов и другие [42] — 42.

Считаясь с правилами комбинаторики, а также с тем, что: число главных критериев формационного анализа не менее семи; описанных в настоящее время геологических формаций всех генетических классов не менее 1500 [27]; конкретная геологическая формация может претерпевать разные типы рудоформирующего метаморфизма (не менее пяти) и в одной геологической формации может быть несколько рудных формаций, — то количество существующих в природе и теоретически предполагаемых метаморфогенных рудных формаций должно быть весьма значительным. Однако, учитывая то, что определение рудной формации в своей сути содержит и экономический смысл (требование промышленности) и что не

каждая геологическая формация рудоносна, количество реальных метаморфогенных рудных формаций намного меньше вычисленного, хотя, по нашему мнению, достаточно значимо — порядка нескольких сотен.

Классифицируемые объекты могут быть расположены в один ряд, где объекты размещаются в подразделениях или по увеличению их, или по изменению характера (экстенсивного или интенсивного) признака. В этом случае количество созданных группировок объектов равно числу заложенных подразделений. Эффективнее двухмерные классификации, когда по вертикали и горизонтали наносятся экстенсивные или интенсивные ряды признаков, критериев, категорий, например генетические и возрастные, генетические и тектонические, вещество и тип (степень) метаморфизма; первичные формации и геотектонические структуры и т. п. В таких классификациях число образованных ячеек (n) равно: $n = x \cdot y$, где x — число подразделений по горизонтали, а y — по вертикали.

При разработке классификаций метаморфогенных рудных формаций необходимо установить содержание, взаимосвязи и целенаправленную иерархичность факторов рудообразования (минерагении).

Диагностика, определение, выделение конкретной метаморфогенной рудной формации, иерархические соотношения их множеств и сочетаний, классификации на формационной основе предполагают достаточную информацию по таким признакам и критериям: генетическая принадлежность; геологическая ситуация размещения; структурная позиция; вмещающие рудоносные формации; непосредственная и сопредельная вмещающая среда (породы); околорудные изменения и минерально-петрологические зоны; морфология и размеры рудных тел; морфологические соотношения рудных тел с вмещающими породами (средой); строение рудных тел; вещественный состав рудных тел (элементы, минералы, породы), его вариации в прострaнстве и во времени (стадии минерализации и рудообразования) с характеристикой основных и сопутствующих рудных компонентов; тип, степень, динамика метаморфизма; особенности миграции вещества; природа рудного вещества; геологические, петрологические, минералогические и

химические особенности вторичных (наложенных) пострудных эндогенных и экзогенных процессов. Особое внимание в этих категориях уделяется рудогенерирующим, рудоподводящим и рудолокализирующим факторам.

Метаморфогенные рудные формации целесообразно подразделять (расклассифицировать) следующими ведущими совокупностями (комплексами) критериев (признаков).

I. По геоструктурному положению (структурам I ранга) в докембрийских комплексах отличают метаморфогенные рудные формации щитов, срединных массивов, складчатых областей, складчатых обрамлений платформ, интракратонных геосинклинальных зон и тектонических депрессий (впадин), зеленокаменных поясов, перикратонных и геосинклинальных краевых прогибов, гранито-гнейсовых куполов, чехлов платформ, фундаментов и выступов фундамента фанерозойских складчатых областей, зон тектоно-магматической активизации, зон глубинных межкратонных и интракратонных разломов и др.

Фактор геоструктурного положения в той или иной мере является определяющим для перечисленных выше факторов, так как отображает все особенности геологического развития конкретного участка земной коры.

В рамках структур I ранга распределение метаморфогенных рудных формаций может производиться детальнее по структурам второго и более высоких рангов.

Изучение системы «геоструктура — рудные формации» в целом и ее дифференцированных частей — важная составляющая тектонического, формационного, эволюционного, а главное — металлогенического (минерагенического) анализа метаморфогенной минерализации (рудообразования), а также для изучения ее масштабов (интенсивных и экстенсивных).

При металлогеническом анализе областей развития метаморфит можно выделить разноранговые формационно-металлогенические рудные комплексы, ассоциации, серии, металлотекты, структурно-формационные зоны и т. п., отвечающие циклам — этапам — стадиям развития конкретных геоструктур и метаморфогенного рудообразования в них.

В свою очередь структуры I ранга вместе со свойственной им метаморфогенной минерализацией генетически

и пространственно составляют более крупные регионы, глобальные пояса, провинции метаморфогенной минерализации, как, например, Тихоокеанский пояс докембрийской (метаморфогенной) минерагении, а в его пределах Дальневосточный сектор метаморфогенной минерагении (металлогении) [83]. Такого рода классификации рудных формаций, в том числе и метаморфогенных, осуществлены Д. И. Горжевским, В. Н. Козоренко [31] и П. А. Строной [139].

II. По природе дометаморфических (первичных) комплексов метаморфогенные рудные формации, как и вмещающие их рудоносные метаморфические формации, делятся на подклассы: первично-осадочные, первично-магматические, первично-гипергенные и полиметаморфические. Внутри этих подклассов рудные формации могут быть рассредоточены по соответствующим первичным формациям или их совокупностям.

Генетическая природа классов исходных формаций — седиментогенных (осадочных), гипергенных, магматогенных (интрузивных и вулканических) и метаморфических комплексов пород — определяет общие вещественные особенности метаморфогенного рудообразования и создаваемых формаций, т. е. в какой, в региональном отношении — структурной, петрологической и химической среде протекал метаморфизм, какой материал рудного вещества эта среда имела, какими возможностями обеспечивалась миграция химических соединений в качественных и количественных аспектах, какими потенциально-благоприятными рудолокализирующими обстановками она обладала и т. д. [130 и др.].

Кроме перечисленных выше четырех генетических классов целесообразно выделять отдельно подкласс вулканогенно-осадочных образований, характеризующийся иногда довольно мощными концентрациями (компактными и рассеянными) рудных элементов широкого вещественного диапазона. Эти образования, представляя собой промежуточное звено между осадочными и вулканическими породами, несут в разной мере черты тех и других на фоне достаточно контрастного распределения петрогенного и рудного вещества.

Накопление первичных полезных компонентов в дометаморфических по-

родах каждого из выделенных подклассов зависит от геотектонической принадлежности конкретных исходных комплексов (групп, рядов, формаций) к геосинклинальным, орогенным и платформенным образованиям, а в их пределах — от степени дифференцированности породных ассоциаций. Конкретные геотектонические и генетические подразделения формаций (осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных, магматических и гипергенных) имеют определенные литологические, петрологические и геохимические характеристики и соответственно свойственную только им минерагеническую специализацию метаморфизируемых образований. Несомненная дометаморфическая формация имеет свои, более сходные черты ассоциаций пород, их морфологии и соотношения в пространстве, строения и вещественного состава. Она почти всегда включает в себя и продуктивные образования или толщи — носители вещества, вовлекаемого впоследствии в метаморфогенный процесс рудообразования.

Содержание в некоторой залежи породы (пласте, пачке) компактных или локальных рассеянных скоплений полезного вещества является основой или непосредственной сутью метаморфогенной концентрации, определяет особенности (вещественные, морфологические, пространственные) создаваемых формаций. Особенно значим этот фактор при формировании метаморфизованных рудных формаций и прежде всего стратиформных. Примером могут служить преобразования органогенного вещества породы в графит, ультрабазитов — в залежи талька, руд железа — в железистые кварциты и т. д. Эти концентрации являются автохтонными, пространственно, временно и генетически связанными со всеми членами бесспорной дометаморфической формации.

При анализе роли этого фактора в метаморфогенных рудных формациях приобретает важное значение изучение металлогенической (минерагенической) специализации конкретных формаций метаморфических пород, заключающейся в том, что эти формации четко продуктивны на определенные метаморфогенные рудные формации или их ассоциации (черносланцевые — на золото, свинец, цинк и др.; вулканогенно-зеленокаменные — на колчеданные месторождения; конгломератовые — на

уран и золото; базит-ультрабазитовые — на медь, никель, титан, фосфор и т. п.).

Метаморфогенные рудные формации, возникшие в определенной метаморфической формации независимо от их вещественного состава, пространственного положения и генетических особенностей, объединяются в ассоциации (серии) этого класса рудных формаций.

При анализе рудных формаций конкретных типов метаморфизма роль рассматриваемого фактора не всегда является определяющей, поэтому для некоторых классов первичных пород он может опускаться. Вместе с тем значение конкретных дометаморфических формационных классов или их подразделений возрастает или требует дальнейшего расчленения. Например, при ультраметаморфизме и в значительной мере при метаморфизме в зонах активизации рудообразования осуществляется за счет преобразования метаморфических толщ, и в этом случае их необходимо расчленять по признаку первичной природы исходных формирований (ортопороды, парапороды, первично-карбонатные, первично-кремнистые и т. п.). Примером может служить формационное подразделение магматических пород по составу: ультраосновные, основные, кислые; по генезису: интрузивные, вулканические и т. д.

Этот фактор в разной степени учитывается при классификациях метаморфогенных месторождений Я. Н. Белевцевым [6] и может быть трансформирован для рудных формаций.

III. Тип и степень (фациальность) метаморфизма — один из решающих факторов образования метаморфогенных рудных формаций. Метаморфизм как процесс определяется воздействием на породы различного рода и состава его главных факторов (температуры больше 100 °С, давления и механических воздействий), осуществляемого в твердой или относительно пластичной среде при участии высокоактивных растворов, пневматолитов и газов.

Количественные и качественные характеристики метаморфизма, их соотношение и происхождение весьма разнообразны. В зависимости от сферы воздействия метаморфизм имеет широкий диапазон пространственного проявления — от регионального до локального. Метаморфизм даже одного и того же типа, но проявленный в различных

структурах подвижных и жестких областей, наряду с общими чертами имеет и отличия.

Среди множества типов метаморфизма, выделяемых по всевозможным факторам или признакам, для классификации метаморфогенных рудных формаций имеют значение лишь те типы метаморфизма, которые приводят к существенной миграции и концентрации вещества, а также к минеральным, в том числе и полиморфным преобразованиям исходного материала, т. е. создают месторождения полезных ископаемых. Такие категории метаморфизма определяются как рудоформирующие.

Исходя из этого среди значимых для классификации рудных формаций групп метаморфизма выделяются: региональный умеренных и больших давлений (умеренных и больших глубин), ультраметаморфизм, гидротермальный, контактовый, а также диафторез. Типы метаморфизма, определяемые их геотектоническим положением (метаморфизм зон смятия и т. п.), последовательностью эволюции и распределением в пространстве воздействия их факторов (зональный метаморфизм и др.) и т. п., имеют значение для других классификаций метаморфогенных рудных формаций, применяемых с металлогенической или иной целью.

Все категории метаморфизма отличаются друг от друга особенностями пространственного и геологического проявления, значениями $P - T$ и их сочетаниями, источниками энергии, ролью деформаций, подвижностью и природой вещества. Хотя типы метаморфизма имеют четкие критерии и сферы воздействия, однако между ними в природе существуют как бы переходные зоны, где одновременно проявляются факторы двух сопряженных групп метаморфизма — регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в глубинных зонах докембрийских структур, контактового и гидротермального, гидротермального и дислокационного в верхних этажах подвижных и жестких структур и т. п. В таких случаях отнесение рудных формаций к продуктам определенного типа метаморфизма следует осуществлять по заранее оговоренной степени и роли проявленности тех или иных факторов метаморфизма установленного типа.

Метаморфогенные рудные формации целесообразно делить по типам мета-

морфизма. Метаморфогенные рудные формации различного вещественного состава и природы рудного вещества, возникшие под воздействием определенного типа метаморфизма в конкретной геотектонической структуре, входят в состав одной парагенетической ассоциации (комплекса).

В создании метаморфогенных рудных формаций своеобразными являются проявленность метаморфизма во времени, а также его этапность, неоднократное одно или разнотипное преобразование одних и тех же комплексов пород, как последовательное, так и разорванное (дискретное) во времени. Нередко такой же характер носит последовательная смена одной ступени метаморфизма другой. При этом в рудных залежах создаются более сложные — полиметаморфические рудные формации. Причем этап метаморфизма, обусловивший создание формации как таковой, может быть в любом месте ряда полиметаморфических преобразований.

Каждый этап метаморфогенного воздействия по-разному оставляет следы в рудном теле и во вмещающих его породах в виде последовательно наложенных текстурных, структурных, минералогических и химических преобразований его руд или появления в нем новых типов продуктивных и нерудных участков. В результате этого в метаморфогенной полиметаморфической рудной формации может быть несколько генетических видов руды в одном рудном теле или несколько сопряженных рудных тел различного происхождения (этапности). Часто непосредственно в создании конкретного рудного тела в многоэтапном ряду преобразований главным рудоформирующим развитием является вполне определенный тип и этап метаморфизма, который и должен рассматриваться как рудоформирующий фактор этой формации.

Полиметаморфические преобразования улучшают качество ранее созданных руд в структурном, минеральном и химическом отношениях (преобразование гематита в магнетит, увеличение крупности рудных зерен и т. п.). Однако наблюдаются и обратные явления, когда рудные образования ухудшаются по качеству, а также частично или полностью уничтожаются из-за химических (окварцевания, карбонатизации, арсенипиритизации, амфиболлизации и т. п.) и минералогических изменений

(хлоритизации флогопитов и др.) и структурных преобразований. Последнее обусловлено тем, что в зонах наложенного динамометаморфизма метаморфогенные рудные тела подвергаются механическим воздействиям, изменяющим текстурно-структурные черты руд, размеры, морфологию и свойства рудных и нерудных минералов, путем относительно пластических и жестких деформаций (катаклиз, милонитизация и т. п.), в них создаются трещины, полости и зоны дробления, выполненные вторичными нерудными минеральными скоплениями.

Иногда динамометаморфизм, происходящий при относительно низких температурах, является завершающим, в других местах — повышение температур и наличие гидротерм вызывает перекристаллизацию и формирование вторичных, как правило, низкотемпературных минеральных агрегатов, например рассланцованные и брекчированные колчеданные руды Урала; магнетит-амфиболовые руды по первичным остаточным метаморфическим железным рудам Северного Криворожья и др.

Рудные формации, соответствующие конкретным типам метаморфизма, можно расклассифицировать на более детальные подразделения на основе степеней (фаций) метаморфизма по давлению, температуре и глубинности, а также особенностям вещественных преобразований (метасоматических или структурных).

Проявленность и особенности метаморфизма каждого типа характеризуются конкретными метаморфическими фациями с четко определенными парагенетическими минеральными ассоциациями, соответствующими ограниченными диапазонами значений давления и температуры. Среди метаморфит выделяются формации с фациями метаморфизма от низкотемпературных до высокотемпературных (до 900 °С), от приповерхностных до весьма глубинных (до 1,2 МПа).

Рудные формации различного вещественного состава, сформированные в сложившейся геологической структуре в одинаковых фациальных (термодинамических) условиях определенного типа метаморфизма, образуют изофациальные серии метаморфогенных рудных формаций.

Степень метаморфизма (фациальность) в общем возрастает от молодых к более

древним формациям, от цеолитовой фации и фации зеленых сланцев в рифей-вендских толщах до гранулитовой и эклогитовой фаций в нижнеархейских комплексах.

Весьма сложно установление метаморфической фациальности непосредственно рудного тела по особенностям его парагенетических минеральных ассоциаций или термобарометрическим параметрам, определяемым или по характеру минералов, или по газово-жидким включениям. В настоящее время в этом отношении есть детальные исследования по сульфидным и оксидным [97], железным [8, 13, 101], марганцевым [87] и некоторым другим рудным образованиям. Вместе с тем вопросы фациального анализа метаморфических формаций различного типа метаморфизма и термодинамических характеристик их минеральных ассоциаций разработаны достаточно детально [41 — 43, 51, 96, 121 и др.]. Кроме того, весьма подробно изучены критерии определения фаций метаморфизма по минеральным парагенезисам широко распространенных метаморфических пород: гнейсов, сланцев, амфиболитов, кварцитов, карбонатных, высокоглиноземистых и иных образований, которые непосредственно вмещают тела метаморфогенных месторождений [75, 77, 96 и др.].

Поэтому, если установление метаморфической фациальности рудных формаций представляет трудности или оно имеет недостаточную достоверность, если между рудными телами и вмещающими породами нет реакционных взаимодействий (наложенное минералообразование, метасоматические зоны и т. д.), т. е. отсутствуют явные признаки формирования пород и руд в разных физико-химических условиях, то определять фациальность полезного образования правомочно по особенностям вмещающих пород.

Метаморфизм, протекающий при нарастающей температуре, превосходящей температуру образования минеральных ассоциаций исходных пород, — прогрессивный. Метаморфизм, протекающий при температурах ниже становления минеральных ассоциаций первичных пород, — регрессивный. Метаморфогенные рудные формации, сформировавшиеся в первом случае, квалифицируются как формации прогрессивного характера, во втором — как регрессивно-

го. Этот критерий может быть отмечен в подразделениях классификации соответствующим знаком, например, стрелкой: направленная вниз, — прогрессивный характер; направленная вверх, — регрессивный. Рудные формации, сформировавшиеся при метаморфизме седиментогенных и гипергенных образований, всегда имеют прогрессивный характер. При изменении магматических и предварительно метаморфизованных пород по отношению к их минеральным ассоциациям, образование здесь метаморфогенных рудных формаций может быть прогрессивным и регрессивным. Возникновение формаций при прогрессивном метаморфизме обычно завершается в конце этого процесса, регрессивный метаморфизм может создавать минерально-сырьевые скопления на всех этапах, обычно на средних, несколько реже — на конечных.

Воздействие регрессивного метаморфизма отмечается повсеместно, однако рудные формации диафоритов и регрессивного гидротермального метаморфизма наиболее развиты в зонах сочленения крупных геотектонических структур, смятия, глубинных разломов, развитых в кратонах, а также областях тектоно-магматической активизации.

Метаморфогенные рудные формации формируются в процессе любого типа метаморфизма в пределах всех фаций на прогрессивной и регрессивной стадиях преобразований. Однако метаморфогенные рудные формации создаются преимущественно на регрессивной стадии, причем рудный процесс как бы накладывается на уже метаморфизованные при более высоких $P - T$ -условиях породы.

Это обусловлено тем, что метаморфогенные растворы все более обогащаются рудными компонентами при нарастании степени метаморфизма, а в регрессивную стадию в связи с уменьшением значений $P - T$ они сбрасывают минеральную нагрузку в благоприятных рудолокализирующих структурах и средах. Далее регрессивный метаморфизм проявляется локально в зонах повышенной проницаемости, что способствует высокой миграции рудоносных флюидов и растворов, активному взаимодействию их с вмещающими породами, с которыми они уже находятся в физико-химическом равновесии. Это создает локальные перепады термодинамических и физико-химических условий сре-

ды, являющихся основным фактором формирования концентраций.

Регрессивный метаморфизм может представлять собой неразрывный этап конкретного цикла метаморфизма, следуя сразу же за прогрессивным этапом, или он может быть более поздним, значительно оторванным от последнего во времени. Регрессивные преобразования носят преимущественно метасоматический характер. Иногда наблюдается и обратная картина, когда рудные формации по условиям формирования более высокотемпературны, химически активнее и более энергоемки, чем вмещающие их толщи. Последнее отмечается в мощной толще метаморфизируемых пород, когда из нижележащих уровней метаморфизма с более высокими $P - T$ в вышележащие горизонты с более низкими $P - T$ проникают рудоносные метаморфогенные растворы, термодинамические характеристики которых выше, чем в среде внедрения. При более высоких температурах и наличии высокоактивных компонентов в растворах происходят соответствующие изменения в соприкасающихся с ними вмещающих породах. Такие явления можно наблюдать в породах некоторых марганцевых, золоторудных и других формаций [87 и др.].

Температура и давление — главные факторы метаморфизма и образования метаморфогенных рудных формаций. Однако в создании этих формаций как вещественных объектов ведущую роль играют значения величины физико-химических параметров метаморфизма pH , Eh химических потенциалов (μ) K , Na , Fe , Mg , Ca , H_2O , CO_2 , B , F , S и др. Они особо важны там, где широко и разнообразно проявлены метасоматоз и активная миграция вещества — при ультраметаморфизме и гидротермальном метаморфизме.

При формационном анализе метаморфогенных рудных формаций на основе изучения процессов метаморфизма надо рассматривать детально следующие аспекты процессов метаморфизма: этапность, эволюцию, зональность, соотношение прогрессивных и регрессивных стадий, флюидный режим; особенности метасоматических, перекристаллизационных и деформационных процессов; миграцию, размещение и концентрацию вещества; P , T , pH , Eh , глубинность и остальные физико-химические показатели и их изменение во времени; корреляцию этапов

метаморфизма и рудообразования; другие стороны этих сложных процессов. В региональном плане зависимость рудных формаций от типов метаморфизма осуществляется в пределах конкретных зон, поясов, ареалов проявления определенных типов метаморфизма.

По этому типу составлены классификации метаморфогенных рудных формаций (месторождений) Я. Н. Белевцевым [6], Н. Л. Добрецовым [39], Д. И. Горжевским и В. Н. Козоренко [31].

IV. Природа рудного вещества, слагающего метаморфогенные рудные формации, его источник и характер концентрации считаются одним из важнейших признаков этих образований. В процессе возникновения метаморфических формаций химический состав исходного материала изменяется в различной степени. При обычном региональном метаморфизме состав и соотношение главных петрогенных компонентов практически не изменяются (изохимический метаморфизм), уменьшается содержание летучих компонентов (воды, углекислоты, хлора и др.).

При ультраметаморфизме (гранитизация, мигматизация и т. п.) и инъекционном метаморфизме изменения пород сопровождалось значительным привносом, выносом и перераспределением химических компонентов (гетерохимический метаморфизм), особенно воды, углекислоты, кислорода, фтора, щелочей, кальция, магния, железа и т. д. Миграция этих элементов, кроме как от термодинамических условий метаморфизма, в значительной мере зависит от вещественного состава исходных образований (от их количества, сочетаний и т. д.). Особое значение имеет режим (подвижность) щелочей при метаморфизме (характер щелочности растворов), определяемый в породах отношениями $Na : K$, $Na : Al$, $K : Al$ и др. Широкие преобразования состава пород при этих процессах существенно не изменяют химический состав всего объема метаморфизируемых толщ в целом [79].

В ходе этих изменений вместе с петрогенными, редкими и рассеянными элементами мигрируют, рассеиваются и концентрируются полезные компоненты. Диагностика природы и особенностей рудного (ценного) вещества весьма сложна и подчас определяется условно. Во всех случаях рудное вещество

метаморфогенных рудных формаций должно происходить или из метаморфизируемой породы, залежи, или из преобразуемых комплексов, или привноситься из глубин без посредства магматических расплавов. Если в зонах метаморфизма с широко развитым метасоматозом, привносом и выносом вещества (ультраметаморфизм, гидротермальный метаморфизм) рудное вещество явно привнесено из коровых или подкоровых горизонтов и не усматривается его генетическая связь с конкретными магматическими проявлениями, то эти промышленные концентрации также являются метаморфогенными образованиями с глубинным источником рудного вещества неясной природы. Это аргументируется тем, что главным рудоформирующим процессом является метаморфизм. По особенностям этих критериев метаморфогенные рудные формации делятся на метаморфизованные и метаморфические.

Метаморфизованные рудные формации представляют собой преобразованные первичные концентрации полезных компонентов без существенного изменения места их залегания и химического состава, за исключением изгоняемых из них легколетучих компонентов (H_2O , CO_2 , S, Cl и т. п.), щелочей и некоторых цветных и редких металлов. Сколько-нибудь заметное привноса веществ в рудное тело со стороны не отмечается. Рудное вещество этих образований всегда автохтонно [6 и др.].

Абсолютно изохимического метаморфизма пород и рудных концентраций в отношении этих элементов, в них заключенных, нет. Речь может идти только о существенных или несущественных преобразованиях химического состава исходных образований, т. е. такие понятия, как изохимический и гетерохимический метаморфизм — суть категории относительные.

Метаморфизованные рудные формации образуются только при прогрессивном региональном и контактовом метаморфизме седиментогенных, гипергенных и магматических комплексов, содержащих первичные концентрации полезных веществ, которые, преобразуясь, и составляют основу создаваемых залежей минерального сырья. Иногда в качестве исходного накопления ценных веществ выступает сама первичная порода, например: известняк при создании мраморов; тонкослоистая железоз-

кремнистая порода преобразуется в железистые кварциты и т. п. Метаморфизованные рудные формации как таковые не существуют в комплексах, подвергшихся ультраметаморфизму и гидротермальному метаморфизму, где рудные концентрации всегда имеют привнесенный или локально перемещенный характер.

При метаморфизме первичных накоплений полезных компонентов происходят перекристаллизация, укрупнение первичных минеральных ассоциаций, создание новых агрегатов, дегидратация, декарбонатизация, метаморфическая дифференциация, некоторое перемещение компонентов в рудном теле и др. Последнее обусловило появление в рудном теле секреторных и альпийских жил и прожилков, жеод, стяжений, сегрегаций и иных выделений, которые распространены незначительно. Парагенетические минеральные ассоциации этих руд и вмещающих их пород относятся к одной и той же метаморфической формации.

Примером метаморфизованных рудных формаций, кроме приведенных выше, могут быть залежи корундитов (преобразованные бокситы), браунитовые и гаусманитовые руды (первичные псиломелан-кремнистые породы), магнетитовые и гематитовые руды (метаморфизованные гидроксиды или карбонаты железа), крупнозернистые стратиформные колчеданные залежи (перекристаллизованные седиментогенные мелкокристаллические и колломорфные накопления сульфидов) и т. п.

Метаморфические рудные формации характеризуются тем, что их рудные концентрации создаются в сложных по составу и строению пластах, пачках, толщах пород из веществ, привнесенных со стороны и сконцентрированных в местах, благоприятных в структурных, петрологических и геохимических отношениях. Миграция и концентрация полезных компонентов полностью обязаны метаморфизму. По условиям образования и пространственному соотношению источников рудного материала и рудных тел эти формации подразделяются на автохтонные и аллохтонные [6].

Рудные тела автохтонных формаций формируются из веществ непосредственно вмещающих их пород или толщ, сопредельных с месторождениями. Они создаются посредством сегрегации и

весьма локальной миграции компонентов при метаморфизме пород и их толщ с повышенными содержаниями рассеянных и вкрапленных соединений полезных веществ. К этому подразделению формаций относятся также образования со смешанной природой рудного вещества, когда часть компонентов представляет собой первичные концентрации, а часть — привнесенные со стороны.

Аллохтонным формациям свойственно то, что полезные компоненты явно привнесены в рудное тело из вмещающих его толщ с достаточно значительными расстояниями миграции, а чаще всего из нижележащих горизонтов метаморфизируемой толщи или еще более глубоких зон литосферы и даже из мантии. В любом случае непосредственная связь рудного вещества аллохтонных рудных формаций с породами, явившимися его источником, в большей мере или полностью утеряна [6 и др.]. Ультраметаморфические, гидротермально-метаморфические и диафоритовые рудные формации всегда аллохтонны. Регионально- и контактово-метаморфические рудные формации могут быть авто- и аллохтонными по рассматриваемым признакам.

При возникновении метаморфических рудных формаций наряду с активным привнесением вещества происходит и его ошутимый вынос, причем это относится к рудным и петрогенным компонентам. В метаморфизируемой толще важные миграционные способности приобретают петрогенные и рудообразующие компоненты, чему способствуют легкоподвижные H_2O , CO_2 , S, Cl, F и другие, создающие своего рода рудоносные флюиды (растворы и пневматолиты).

Метаморфические рудные формации локализуются непосредственно в преобразуемой толще с первичной, но рассеянной обогащенностью рудным веществом. В зависимости от физико-химической среды и термодинамических параметров, главным образом при передаче давлений, рудоносные растворы мигрируют за пределы толщ, содержащих первичные накопления полезных компонентов, по различного рода зонам повышенной проницаемости (разломам, контактам гетерогенных тел и т. п.) в благоприятные рудолокализирующие структуры (зоны трещиноватости, кливажа, катаклаза, замки складок,

полости отслаивания и др.) или в рудо-локализирующие петрологические и геохимические среды (карбонатные, черносланцевые и другие породы), или в верхние горизонты метаморфизируемой толщи многокилометровой мощности, где значения P и T несколько ниже, — что и способствует рудоотложению. Во всех случаях при создании метаморфизованных рудных формаций отмечается сложное сочетание по составу и количеству источников легкоподвижных компонентов рудного вещества (рудоформирующих растворов), происходящих из самой породы и привнесенных со стороны или из глубины.

Все это сопровождается также в разной мере значительным привносом других компонентов из мест локализации руды, а также существенным преобразованием минеральных ассоциаций и созданием новых, причем нередко это осуществляется в течение нескольких последовательных стадий (многостадийное минералообразование).

Становление метаморфизованных рудных формаций может происходить и без привноса рудных элементов, а только в результате выноса нерудных компонентов из метаморфизируемой толщи, обогащенной ценным компонентом. Примером может служить создание богатых магнетитовых (мартитовых) рудных тел в железистых кварцитах Кривого Рога за счет выноса из них кремнекислоты.

Образование метаморфических рудных формаций, кроме создания различной формы и размеров компактных рудных тел, сопровождается локальным выполнением всевозможных трещин, полостей, плоскостей и т. п., формированием различного рода прожилков, жил, сегрегаций, шпиров, зачастую сложной формы и сочетаний, метасоматическим замещением, перекристаллизацией, карбонатизацией, окварцеванием, гидратацией, ощелачиванием и др.

Морфологически этот подтип залежей полезных ископаемых представляет собой разнообразные формирования: стратиформные залежи, пласто- и линзообразные, жильные, штокверковые и иные тела, нередко весьма сложной формы. Сочетание генетических и морфологических особенностей дает возможность в подклассе метаморфических рудных формаций выделить подразделения низшего ранга [8]; остаточно-метаморфические и жильно-метасомати-

ческие формации; последние представляют сочетание различной сложности жильных и метасоматических образований.

В. А. Буряк (1982 г.) определяет часть метаморфических месторождений (формаций) как метаморфогенно-гидротермальные. Такая терминология недостаточно корректна. Я. Н. Белевцев показал [5], что гидротермальные месторождения охватывают широкий круг генетических образований (магматические и метаморфогенные), так как основным их критерием является то, что они сформировались под воздействием гидротермальных рудоносных растворов. Последние имеют полигенное происхождение: ювенильное (подкорое), метаморфогенное, магматогенное, гипергенное (вадозное). В некоторых случаях они часто смешанной природы, например вадозно-вулканогенные, плутоногенно-метаморфогенные и т. п. Поэтому термин «гидротермальная формация» — понятие недостаточно четкое для использования при формационных систематиках метаморфогенных образований.

В рудных телах определенных метаморфогенных формаций сочетаются исходные накопления полезных компонентов с привнесенными. Можно принять, что если количество привнесенных извне компонентов менее 50 %, эти образования относятся к метаморфизованным рудным формациям, если авто- и аллохтонного (привнесенного) вещества свыше 50 %, это метаморфические.

Формации, в которых сочетаются первичное и привнесенное вещество, можно рассматривать как субавтохтонные, промежуточные образования между метаморфизованными и метаморфическими рудными формациями. В этих формациях сочетаются разнообразные метасоматиты и жильные образования, наложенные на ранее сформированные рудные тела метаморфизованных образований. Это дало возможность Я. Н. Белевцеву и Б. И. Горошникову [8] рассматривать их как остаточно-метаморфические. По сути — это одна из разновидностей полигенных и полиметаморфических рудных формаций. Учитывая состояние изученности метаморфогенных рудных формаций и сложность установления четких качественных и количественных характеристик природы рудного вещества, категорию

субавтохтонных рудных формаций в формационных классификациях выделять преждевременно.

Из-за того, что в метаморфизованных и метаморфических рудных формациях источники и природа рудообразующих компонентов иногда бывают различными, такие формации часто носят характер полигенных.

По природе рудного вещества метаморфогенные месторождения Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий, С. И. Турченко [136] и другие делят также на три типа: про-, рео- и ортометаморфические. Такое расчленение, кроме терминологических аспектов, ничего принципиально нового не вносит в ранее принятую классификацию [4], так как протеметаморфические образования адекватны метаморфизованному рудным, реометаморфические — метаморфическим, ортометаморфические — ультраметаморфизованным.

V. Характеристики метаморфогенных рудных формаций тесным образом связаны с сопредельными образованиями, вмещающими их метаморфическими породами, толщей продуктивной рудонесной формации в целом. Соотношение пород друг с другом и с рудными концентрациями, строение и состав сопряженных метаморфических пород наиболее полно отражают геологические, петрологические, вещественные, рудоформирующие и иные условия создания рудных формаций как таковых. Вместе с тем приведенные выше признаки находятся в тесной функциональной зависимости от критериев категорий II (природа и состав первичных образований) и III (тип и степень метаморфизма), что придает описываемой категории признаков четкую универсальность.

Поэтому характер и состав вмещающей среды относится к главным категориям определяющих критериев метаморфогенных рудных формаций. При непосредственном определении конкретной рудной формации, именно эта категория признаков вместе с вещественным составом самого рудного объекта вводится в название формации (титан-железородная эклогитовая, золоторудная диафторитовая, сульфидных медно-никелевых руд и гипербазитовых комплексах, апатитовая кальцифировая и т. п.).

Эта категория признаков (критериев) использована в классификациях метаморфогенных рудных формаций

Н. Л. Добрецовым [39], А. М. Лариным, В. Е. Поповым, Д. В. Рундквистом [124] и др.

VI. Совокупности рудолокализирующих признаков включают две категории критериев. 1. Состав и строение вмещающих пород — благоприятная рудолокализирующая вещественная и физико-химическая среда. Это, например, карбонатные породы при скарнировании; кварциты при хрусталеобразовании; высокоглиноземистые толщи, локализирующие мусковитовые пегматиты; магнезиально-железистые образования, вмещающие флогопитовые и железорудные месторождения; металлоносные черносланцевые толщи для золоторудных образований; железистые кварциты для богатых железных руд и т. д.

2. Подходящие для рудоотложения (рудолокализирующие) предшествующие (дорудные) и сопутствующие (синрудные, сингенетические) пликативные (пластичные) и дизъюнктивные (жесткие, разрывные) деформации являются специфическим фактором для формационных классификаций, поскольку они определяют не само образование формаций, а в основном закономерности пространственной локализации и морфологические черты их залежей. Эти деформации, кроме того, создают в метаморфизируемых толщах (комплексах) положительные рудоподводящие и рудолокализирующие структуры. К ним относятся глубинные разломы и их зоны, участки сложной многограновой складчатости, замки и ундуляции осей складчатых структур, зоны кливажа и повышенной трещиноватости, участки растяжения, структуры будинажа, зоны отслаивания плоскости наслоения, контакты интрузивных тел с вмещающими толщами и т. п. Многие из этих структур имеют значительную распространенность и протяженность, контролируя оруденение в региональном плане, например зоны разломов [3, 78 и др.].

VII. К дополнительным критериям метаморфогенных рудных формаций относятся морфологические особенности их размещения в геологических комплексах. По таким признакам выделяются некоторые формации: стратиформные, жильные, расслоенных metabазитов, метасоматических зон и т. п. Метаморфизованные и метаморфические рудные формации, возникшие в результате преобразования седиментогенных

(осадочных и вулканогенно-осадочных), пластовых вулканогенных и расслоенных плутоногенных образований в значительной мере носят стратиформный характер оруденения (минерагении). Эти признаки иногда вводятся в название конкретной формации, чтобы подчеркнуть генетические черты, масштабность или морфологические особенности рассматриваемой концентрации.

VIII. Метаморфогенные рудные формации в зависимости от поставленных задач могут быть подразделены по их вещественному, химическому (железисто-кремнистые, железорудные, марганцевые, полиметаллические, золотоносные, медно-никелевые, редкометалльные, высокоглиноземистые, углеродистые и т. п.); минералогическому (магнетитовые, колчеданные, браунит-гаусманитовые, людвититовые, апатитовые и т. п.); по породному составу (черносланцевые, железистых кварцитов, магнезиальных скарнов, щелочных метасоматитов, мраморов) и т. д.

Вещественные особенности метаморфогенных рудных формаций — результат метаморфизма исходных образований определенного химического и минерального состава и процессов рудообразования. Качественная характеристика рассматриваемых формаций определяется содержанием в них промышленно ценных элементов и их ассоциаций, минералов и их сочетаний, пород и их сообществ. Месторождения в этих формациях могут быть монокомпонентными или комплексными в отношении химических элементов, минералов и пород и, как правило, они крупнообъемны по концентрациям компонентов и размерам рудной массы.

Характерной чертой метаморфогенных рудных формаций, возникших из первичных вещественных концентраций в образованиях всех генетических подразделений в конкретной геологической структуре (толще, комплексе) при неоднократном проявлении метаморфизма различного типа или ступеней, является «сквозная» природа различных по генетическому виду концентраций определенных элементов или их ассоциаций, создающих изовещественные (изокомпонентные) ряды формаций. Изовещественные (изокомпонентные) ряды метаморфогенных рудных формаций могут быть составлены и для геотектонических структур или отдельных их типов, а также подразделений мета-

морфических формаций, регионов и т. п. Примером могут служить месторождения железа, марганца, алюминия, фосфора, бора, меди, золота, урана, свинца, цинка и др. Кроме других черт метаморфогенного рудообразования и его соотношений с концентрациями других генетических классов, эти изокомпонентные (изовещественные) ряды ощутимо определяют металлогеническую (минерагеническую) специализацию конкретной геотектонической структуры, геологической толщи или метаморфического комплекса в их развитии.

В названии метаморфогенных рудных формаций, как и других рудных формаций, закладывается признак его вещественного состава (элементы, минералы, породы). В рассмотренных выше работах Я. Н. Белевцева, Т. В. Билибиной, Д. И. Горжевского, Н. Л. Добрецова, В. С. Домарева, В. Н. Котляра, Е. А. Кулиша, П. А. Строны, Д. В. Рундквиста и других, а также в литературе, посвященной конкретным видам метаморфогенных полезных ископаемых или районам их развития, описаны или упомянуты следующие формации.

Железо: джеспилитов, железистых кварцитов, железо-кремнистая, гематит-магнетитовая, железорудная (кремнисто-гематитовая, амфиболитовая, граунлитовая, амфиболит-эклогитовая, амфиболит-гнейсовая), железорудных магнезиальных скарнов, сидерит-куммингтонит-магнетитовая, элизитов и др.

Титан: ильменит-рутиловая, ильменитовая, титан-железородная эклогитовая, рутилпиритовая, титан-железородная эндербитовая, титановая, рутиловая амфиболит-эклогитовая, глаукофан-рутиловая и др.

Марганец: марганцевая гондитовая (кодуритовая), сландит-полевошпатовая (кодуритовая), спессартин-кварцевая (гондитовая), марганцевая браунит-гаусманитовая, кремнисто-карбонатная, железо-марганцево-колчеданная, родонитовая (силикатно-марганцевая), сидерит-родохрозитовая, гаусманит-браунитовая и др.

Алюминий (глинозем): высокоглиноземистая кианитовая, высокоглиноземистых сланцев, корунд-хлоритоидная, высокоглиноземистая кордиерит-силлиманитовая, силлиманит-корундовая, высокоглиноземистая андалузит-корундовая, глиноземистых кристаллических сланцев, кианитовая, полевошпат-силлиманитовая, высокоглиноземистая полевошпатовая, ставролит-кианитовая, пирофиллитовая, (рутил)-силлиманитовая, корундовая, дистен-корундовая и др.

Медь: медно-колчеданная, стратиформная медно-свинцовая, медно-цинковая колчеданная, медно-свинцово-цинковая, медно-эпидитовая, пирротин-медно-колчеданная, кордиерит-антофиллит-медно-колчеданная (магнезиально-полиметаллическая) и др.

Свинец — цинк: галенит-сфалерит-пиритовая (пирротиновая), графит-сфалерит-халькопирит-пиритовая и др.

Никель: сульфидная медно-никелевая (типы: мончегорский, аларченский, Камбалда) и др.
Золото: золоторудных (золотоносных) конгломератов, золоторудная «черносланцевая», «древняя» кварцево-золоторудная, золоторудная диафторитовая, золото-кварцевая и др.
Серебро: серебро-никель-кобальтовая (фальбанд).

Редкие металлы и земли: альбитизированных редкометалльных пегматитов, редкоземельных пегматитов, рудно-альбитовая, редкометалльных пегматитов, редкометаллическая фельдшпатолитовая, редкометалльно-полиметаллическая скарновая, редкометаллических метасоматитов и др.

Уран: ураноносных, уран-золоторудных конгломератов, ураново-рудных метасоматитов (альбититов) и т. д.

Кобальт: кобальтоносных медистых сланцев, кобальт-меднорудная песчано-сланцевая, кобальт-серно-колчеданная и др.

Вольфрам: вольфрамовая скарноидная, шеллит-сульфидно-скарноидная и др.

Хром, барий, фосфор и др.: хромитовая, барит-свинцово-цинковая, кремнисто-карбонатная фосфатная, серно-колчеданная и т. п.

В наименования групп «минеральных» рудных формаций употреблены флогопит, мусковит, полевой шпат, апатит, графит, кварц, горный хрусталь, жадеит, глаукофан, лазурит, и т. п. Среди «породных» рудных формаций — мраморы, кварциты, гнейсы и др.

IX. Для изучения геологического развития земной коры, ее метаморфических образований и всесторонней эволюции метаморфогенного рудообразования эффективно рассмотрение распределения метаморфогенных рудных формаций, как и рудных формаций вообще, по возрастным интервалам. Следует учитывать, что во временном отношении метаморфогенная рудная формация отвечает в большинстве случаев времени формирования метаморфического комплекса и составляющих его метаморфических формаций.

Такие исследования выполнены Т. В. Билибиной, К. О. Кратцем, Н. П. Лавровым и другими [18], В. С. Домаревым [48], П. А. Строной [139], Д. В. Рундквистом [125], В. И. Смирновым [134], Г. А. Твалчрелидзе [141] и др.

Размещение рудных образований по возрастным интервалам позволяет установить степень масштабности (в том числе и максимальной), распространенности определенных рудных формаций или их сочетаний как результат проявленности характера всего комплекса рудоформирующих критериев на конкретном отрезке развития литосферы.

Образование метаморфогенных рудных формаций — результат взаимодействия многих факторов (геологических, вещественных, физико-химических),

обеспечивавших крупномасштабную мобилизацию, миграцию и концентрацию вещества, а процессы метаморфизма, как правило, проявлялись неоднократно. Это обусловило то, что практически все метаморфогенные рудные формации в разной степени несут черты полигенных и полиметаморфических образований. Вместе с тем решающую и определяющую роль в создании конкретной метаморфогенной рудной формации играли вполне определенные по своим характеристикам все приведенные выше восемь групп (исключая IX) факторов метаморфогенного рудообразования (минералогии). Однако в том или ином конкретном случае роль каждой группы факторов неравнозначна.

Так как рудоформационные классификации целесообразно проводить в двухмерном пространстве, необходимо среди главных рудоформирующих групп факторов выбрать две наиболее ведущие, независимые друг от друга, с определенной универсальностью для рассматриваемых категорий метаморфогенных рудных формаций. Естественно, что выбор двух главных групп факторов определяется той задачей, которая ставится перед создаваемой классификацией. Детальны и сложны, но зато более информативны классификации метаморфогенных рудных формаций, в которых по вертикали и горизонтали поэтажно сочетаются две и больше групп рудоформирующих факторов или факторов, ввод которых в классификацию устанавливается ее целенаправленностью. Поэтажное размещение факторов должно учитывать закономерности их взаимосвязей и иерархическое соотношение (последовательность).

Обобщенная схема классификаций метаморфогенных рудных формаций по типам метаморфизма следующая.

Главными факторами для конкретного типа метаморфизма являются значения давления и температуры (глубинность) метаморфизма и как их выражение — фации метаморфизма. Конкретному типу метаморфизма присущи свои наименования фаций. Эти категории закладываются по вертикальной координате. В ячейку градаций вертикальной координаты вносится заведомо известная метаморфическая фация со свойственным ей диапазоном значений P и T . В некоторых случаях допускается объединение сопряженных фаций в одной ячейке, если свойствен-

ные им метаморфогенные рудные формации имеют много общих генетических и вещественных черт.

Горизонтальная координата, на которую вводятся в иерархической зависимости все остальные категории, имеет поэтому многоэтажное строение, обусловленное тем, что верхний ряд занимает главный критерий, а критерий второго и более низкого рангов размещаются последовательно ниже. Вследствие этого книзу все более возрастает расчлененность категорий горизонтальной координаты. По горизонтальной координате, исходя из уровня изученности проблемы, приведенного выше анализа и характеристик факторов, предлагается такое иерархическое их размещение (сверху вниз): тип метаморфизма, определяющий соответственно тип метаморфогенных рудных формаций; природа рудных концентраций — подтип метаморфогенных рудных формаций; генетическая природа метаморфической толщи (комплекса) — группа метаморфогенных рудных формаций; литолого-петрологическая характеристика вмещающих пород и их фации — подгруппа метаморфогенных рудных формаций; вещественный (элементный, минеральный, породный) состав рудных образований — вид формаций; эмпирически (реальная) или теоретически (предполагаемая) установленная конкретная метаморфогенная рудная формация — разновидность.

Результатом пересечения горизонтальных и вертикальных линий явилось достаточное количество секций, в которых и должны найти место конкретные реальные или предполагаемые разновидности метаморфогенных рудных формаций с определенными генетическими, вещественными и другими характеристиками. Здесь же соответствующей стрелкой обозначается регрессивный или прогрессивный характер метаморфогенных рудных формаций. Исходя из изложенного можно построить обобщенную матрицу градиций метаморфогенных рудных формаций реальных объектов.

Анализируя приведенные сведения, отметим, что между подразделениями определенного иерархического уровня существуют взаимные постепенные переходы, в том или ином отношении (переходные разности) обусловленные одновременным или последовательным воз-

действием на эти образования одних и тех же факторов, но с различной проявленностью. Поэтому четкое выделение разновидностей в конкретной ячейке классификационной таблицы несколько условно и производится по наиболее характерному для них комплексу признаков, внесших наибольший вклад в создание рудной формации

Одним из свойств метаморфогенных рудных формаций является то, что часть их разновидностей создается в более широком диапазоне условий, чем параметры выделяемых ячеек или конкретных метаморфических пород определенной фациальной принадлежности. Поэтому некоторые разновидности рудных формаций занимают несколько ячеек классификационных систем и являются проходящими.

Исходя из характера изложенных приемов и положений классификаций метаморфогенных рудных формаций и учитывая особенности самих объектов исследования, множественность и разнообразие критериев и признаков их выделения и расчленения, становится несомненным то, что создание универсальной классификации этих геологических образований представляет собой чрезвычайно трудоемкую задачу. Эта классификация была бы крайне громоздкой, трудно анализируемой и обобщимой. Рациональнее создание целевых классификаций метаморфогенных рудных формаций по описанным выше категориям критериев I ранга, по их подклассам. Подчеркиваем, что наивысшее подразделение «класс» охватывает всю общность метаморфогенных рудных образований.

Такими являются классификации формаций по типам метаморфизма, геоструктурному положению; вещественному составу и т. п. Этот главный критерий закладывается в название создаваемой классификации и не вводится в ее матрицу. Поэтому в последнюю закладываются по вертикальной координате поэтажно подразделения низших рангов основной категории критериев. Существенно, что по горизонтальной координате также поэтажно можно разместить подразделения значимых для этих исследований других категорий критериев или их иерархических сочетаний.

Более детальные классификации можно проводить с применением ЭВМ.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МЕТАМОРФИЗМА

ТИП РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА УМЕРЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ

Региональный метаморфизм умеренных давлений — наиболее широко распространенный тип метаморфического преобразования пород различных генетических классов. Он проявляется на значительных территориях и связан с развитием и становлением подвижных структур земной коры (геосинклиналей), на шитах, в фундаменте древних платформ, срединных массивах, выступах фундамента складчатых областей и др. Степень преобразования на площадях носит относительно выдержанный или зональный характер. Он обусловлен воздействием на исходные породы высоких температур (100—1000 °С), литостатического (от 0,3 до 1,6 МПа) и направленного давления при активном участии метаморфогенных флюидов (растворов, пневматолитов, газов). Видимой связи с магматическими расплавами нет.

В зависимости от величин возрастающих давлений и температуры и формирующихся минеральных ассоциаций образования этого типа метаморфизма составляют группы В (серию) метаморфических фаций: цеолитовая (B_5), зеленосланцевая (B_4), эпидот-амфиболитовая (B_3), амфиболитовая (B_2) и гранулитовая (B_1) [43].

Интенсивный, обычно незональный, метаморфизм гранулитовой и высоких ступеней амфиболитовой фации характерен для нижнеархейских толщ щитов и блоков фундамента верхнеархейских складчатых систем. Комплексам последних, а также срединным массивам и зеленокаменным поясам свойственны амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации, хотя образования их верхнего структурного этажа претерпели более слабый метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Метаморфизм здесь нередко зонального характера. Верхнедокембрийские толщи складчатых систем зеленокаменных

поясов, различного рода впадин метаморфизованы слабо (цеолитовая — эпидот-амфиболитовая фации), причем нередко это зонально-купольный метаморфизм пересекающихся зон глубинных разломов. Докембрийские составляющие чехлов древних платформ и значительная часть позднепротерозойских складчатых сооружений испытали слабый региональный метаморфизм не выше зеленосланцевой фации, а местами — лишь катагенез.

В прямой связи со степенью и характером регионального метаморфизма находятся особенности метаморфогенных рудных формаций: по мере увеличения параметров метаморфизма происходит постепенная смена низкотемпературных и менее энергоемких минеральных комплексов на более высокотемпературные и энергоемкие.

В целом в данном направлении для одних рудных элементов коэффициенты концентрации возрастает и уменьшается их подвижность, для других — наоборот. Это в значительной мере зависит и от физико-химической и петрологической ситуации.

Роль воды, углекислоты и других летучих компонентов как факторов формирования метаморфогенных месторождений в областях регионального метаморфизма умеренных давлений (глубин) выше в зонах низкотемпературного преобразования, по мере возрастания температуры метаморфизма участие воды уменьшается.

Вещественные группы метаморфогенных рудных формаций этого типа контролируются наличием дометаморфических накоплений полезных компонентов, уровнями их исходных концентраций и благоприятными петрологическими, литологическими и тектоническими рудо локализирующими условиями. Поэтому комплексам каждой геотектонической структуры с определенными веществен-

ными характеристиками и испытавшим региональный метаморфизм конкретных $P-T$ -условий присущи свойственные рудные формации, но различные по составу и объемам их рудной составляющей.

Характер проявленности метаморфизма в пространстве естественно сказался и на размещении метаморфогенных рудных формаций — в областях выдержанного метаморфизма распределение конкретных рудных формаций ареальное, контролируемое главным образом металлогенической специализацией исходных формаций. В местах проявления зонального метаморфизма наблюдается и заметная зональность в размещении рудной минерализации.

Кажущаяся приуроченность регионально метаморфогенных рудных формаций в вещественном, генетическом и количественном отношении к заведомо известным возрастным уровням — лишь следствие проявленности регионального метаморфизма определенной фациальной характеристики установленного состава некоторых геотектонических структур. Естественно, эти факторы также эволюционировали в общем ходе направленного и необратимого развития земной коры.

Первичные концентрации практически ценных элементов метаморфизируемых пород при региональном метаморфизме испытывали локальную передислокацию; создавались новые минеральные виды и их ассоциации, происходила перекристаллизация вещества с укрупнением минералов, что в конечном счете приводило к формированию подтипов метаморфизованных рудных формаций (железистых и марганцево-железистых кварцитов Украинского щита, КМА, Бурейнского массива, корундитов Алдана, графитов Ханкайского массива и т. п.).

В других случаях региональный метаморфизм обусловил перераспределение элементов в толще пород, обогащение ими конкретных структур и участков, образование новых минералов и их ассоциаций, создание достаточно компактных минеральных залежей — подтипа метаморфических рудных формаций (золотоносных сульфидов в черносланцевых толщах Приамурья, магнетитовых залежей в Чаро-Токинских месторождениях, кварц-карбонатных жил альпийского типа с сульфидами и золотом в толщах Приамурья, апатит-иль-

менитовых руд в ультрабазитах и анортозитах Становой системы и т. п.).

Существенной стороной образования метаморфогенных рудных формаций при региональном метаморфизме являются характер и масштабность миграции вещества, степень подвижности элементов и их ассоциаций, расстояния и объемы их перемещения, причины и условия их рассеяния или концентрации. В отношении изохимичности или гетерохимичности регионального метаморфизма единственного ответа нет, так как эти понятия относительны и могут быть обозначены только количественно в отношении отдельных компонентов, особенно рудных.

При региональном метаморфизме не происходит принципиальных перемен в составе петрогенных элементов изменяемых пород. Летучие компоненты (вода, углекислота, галоиды, сера и др.) выносятся из зон метаморфизма в верхние горизонты структур или в зоны более низкого метаморфизма, унося при этом определенное количество петрогенных и рудных элементов, за исключением тех, которые прочно «закреплены» в силикатных, сульфидных, карбонатных и других залежах.

Рудные элементы в одних случаях выносятся, особенно если они рассеяны в породах в неустойчивых при метаморфизме формах (сульфиды, сульфаты, галоиды, гидроксиды, органические соединения и т. п.) или не образуют в этих условиях метаморфизма и данной петрологической ситуации устойчивых минеральных форм. В других случаях рудные элементы инертны или перемещаются на мизерные расстояния, когда они в данной обстановке формируют компактные залежи (сульфидные, окисные, карбонатные и т. п.) или находятся в форме устойчивых соединений (касситерит, магнетит, монацит, циркон и т. п.), или входят в некоторых количествах как изоморфные примеси в устойчивые минералы (олово — в биотит, редкие земли — в апатит, барий — в полевой шпат и т. п.).

Несомненно, что с возрастанием степени регионального метаморфизма в массе преобразуемой толщи количество халькофильных элементов, а также сидерофильных (кобальта, молибдена, никеля) четко уменьшается. Этим объясняется тот факт, что количество, масштабность и разнообразие сульфидных рудных формаций цветных металлов

Таблица 1. Классификация типа рудных формаций областей регионального метаморфизма умеренных давлений

Фация, T, °C	Метаморфизованные			Метаморфические	
	Осадочные	Вулканогенные	Магматогенные	Автохтонные	Аллохтонные
Низких температур (100—450) Дозеленосланцевая и зеленосланцевая В ₄ , В ₅	Хлорит-гематит-магнетитовые кварциты, магнетит-хлоритовые кварциты, уран-золоторудные конгломераты, золото-сульфидные в черносланцевых толщах, медно-колчеданные, колчеданные, полиметаллические, медистые метапесчаники, тальковые и др.	Медно-колчеданные, медно-цеолитовые, колчеданные полиметаллические, железомарганцевые кремнистые и др.	Медно-никелевые сульфидные руды в ультра- и базитовых комплексах, сульфидные полиметаллические и др.	Богатые гематит-магнетитовые руды в железистых кварцитах, колчеданные полиметаллические, медно-колчеданные, хрусталеносные в кварцитах и метапесчаниках, полиметаллические сульфидные, асбестоносные и др.	Тальк-магнетитовые, медно-никелевые сульфидные руды в кристаллических сланцах, колчеданные полиметаллические, медно-колчеданные, кварц-золоторудные и др.
Средних температур (450—650) Эпидот-амфиболитовая В ₃	Амфибол-магнетитовые кварциты, апатит-магнетитовые, рутил-силлиманитовые, гранат-слюдяные, золоторудные и др.	Марганцевые кремнисто-карбонатные, медно-колчеданные, гондитовые, железистых роговиков и др.	Медно-никелевые сульфидных руд в метаультрабазитах и др.	Амфибол-магнетитовые альпийских жил, полиметаллические сульфидные, антофиллит-асбестовые и др.	Графитоносные, полиметаллические, сульфидные, золото-кварц-сульфидные, кордиерит-антофиллит-полиметаллические и др.
Высоких температур (650—850) Амфиболитовая и граулитовая В ₁ , В ₂	Магнетит-пироксеновые кварциты, джеспилитовые, железистые кварциты, рутил-силлиманитовые, силлиманит-графитовые и др.	Железистые кварциты, кодуриты и др.	Ильменит-рутиловые и др.	Магнетит-пироксеновые руды, кианитовые сланцы и др.	Корунд-сапфировые, волластонитовые, графитоносные и др.

увеличиваются от высокотемпературных фаций к низкотемпературным. Они особенно развиты в цеолитовой и зеленосланцевой фациях, а колчеданные — и в эпидот-амфиболитовой. Также ведут себя золоторудные формации, развитые преимущественно в фациях V_4 и V_5 . Метаморфогенные месторождения ртути и сурьмы распространены в образованиях цеолитовой фации, в меньшей мере — в низкотемпературных субфациях зеленосланцевой фации. Железо и литофильные элементы перемещаются только локально, рассеиваясь или концентрируясь.

Контрастность содержаний халькофильных и сидерофильных элементов в породах конкретных метаморфических толщ в целом сглаживается, хотя в некоторых специфических по составу образованиях (углеродистых, карбонатных, мафических и т. п.) их количество всегда повышено. То же относится к литофильным элементам, которые на фоне стирания в целом контрастности их содержаний в породах, образуют концентрации в некоторых силикатных образованиях.

Метаморфогенное рудообразование, органически связанное с региональным типом метаморфизма (табл. 1), наиболее разнообразно и масштабно по сравне-

нию с другими типами этого класса рудных формаций [6]. В табл. 1 фации объединены в подсерии фаций низких, средних и высоких температур. Не выделены и категории более низких рангов на горизонтальной координате.

Для ассоциаций метаморфогенных концентраций полезных ископаемых областей регионального метаморфизма умеренных давлений, собственно таких, как и для других типов метаморфогенных рудных формаций, характерны определенные вещественные разности формаций, которые являются «сквозными», т. е. они присущи всем фаціальным подразделениям конкретного типа метаморфизма. Это метаморфогенные рудные формации железа, марганца, глинозема, мраморов, гранатов и др. Однако каждая из этих формаций при кажущемся однообразии вещественного состава имеет свои, пусть более тонкие, отличительные черты (текстурные, структурные, минералогические и др.) отчетливо типоморфные конкретным фаціальным уровням установленного типа метаморфизма. Некоторые формации известного минерального состава (железные, марганцевые и др.) наблюдаются в толщах, испытавших метаморфизм как умеренных, так и высоких т. е. отмечается их конвергентность.

ТИП РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ

Региональный метаморфизм высокого давления в докембрийских структурах распространен в областях протерозойской складчатости, а также в узких тектонических зонах, тяготеющих обычно к сочленению крупных геологических структур (блоков). Метаморфизм зон высокого давления (фаций глаукофановых сланцев и эклогитов) более широко развит среди рифейских, особенно фанерозойских образований (Урал, Казахстан, Тихоокеанский подвижный пояс и др.). Н. Л. Добрецов и другие [42, 43] выделяют следующие фации этого типа метаморфизма: C_4 — жадеит-лавсонит-глаукофановая ($T = 300-550$ °С, $P > 0,5$ МПа); C_3 — дистен-мусковитовых сланцев ($T = 500-650$ °С, $P > 0,5$ МПа); C_2 — дистеновых гнейсов и амфиболитов ($T = 650-860$ °С, $P = 0,8-2,0$ МПа); C_1 — эклогитовая ($T = 850-1050$ °С, $P > 1,4$ МПа).

В докембрийских комплексах региональный метаморфизм высокого давления продуктивен в метаморфогенных рудных формациях, несущих концентрации дистена, нефрита, рутила, шпинели, пирропа, родонита, жемчужных поделочных камней, полиметаллов, асбеста, хрома, корунда, ильменита, никеля и др.

Характерной и важной минерацией этих комплексов является развитие в фации дистен-мусковитовых сланцев в период их ультраметаморфизма мусковитовых пегматитов (Мамский район, Карелия и др.).

Я. Н. Белевцев и Б. И. Горошников [8] сообщают, что метаморфизованные месторождения дистен-виридиновых сланцев Суцан на Украине с вулканогенно-осадочной природой вещества являются образованиями фации дистеновых сланцев (C_3), а рутил-пирроповые руды Урала и Норвегии, а также ди-

стен-корундовые руды Алданского щита с осадочной природой первичного вещества метаморфизованы в условиях фации дистеновых гнейсов и амфиболитов (C_2). Н. Л. Добрецов и другие [42] отмечают, что образованиям фации C_2 характерны ильменит-рутиловые руды Буэна-Виста, дистен-корундовые руды Южной Якутии; образования со шпинелью, флогопитом и лазуритом на Памире (Кури-Лая) и Алдане, залежи амфибол-асбеста; C_2-C_3 — рутил-широповая минерализация Кокчетавского и Чешского срединных массивов, Норвегии, Полярного Урала; C_3 — железистые кварциты Канады (Сулливан, гуронская серия), сидерит-магнетитовые руды Канады (Верхнее озеро), рутило-

вые эклогиты Урала (Шубино), спессартиновые руды Индии, дистеновые сланцы Кольского п-ова (Кейв), гранатовые породы во многих регионах; C_4 — родониты и марганцевые руды Южного Урала и Калифорнии, пирротин-сфалеритовые руды Урала; C_3-C_4 — месторождения рутила на Южном Урале, нефрита и жадеита в Забайкалье и других местах.

Для зон регионального метаморфизма характерны «сквозные» рудные формации, несущие дистен, железо, марганец, мраморы и др. Представляют интерес в перспективе проявления хромита в серпентинитах, полиметаллические залежи, а также находки мелкозернистых алмазов в эклогитах.

ТИП УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Ультраморфические рудные формации — продукт ультраметаморфизма (гранитизации, мигматизации, палингенеза, анатексиса, щелочного, кремнистого, железо-магнезиального и иного метасоматоза и др.) уже регионально метаморфизованных толщ первично седиментогенных, гипергенных и магматических пород в глубинных зонах докембрийских подвижных областей, а также в зонах тектоно-магматической активизации. Ультраморфизованные комплексы докембрия широко развиты на щитах, в фундаменте древних платформ, в докембрийских складчатых обрамлениях платформ и щитов, в срединных массивах и выступах фундамента фанерозойских складчатых систем.

Гранитизация, мигматизация и другие проявления ультраметаморфизма толщ носят региональный характер, обычно синтетектонические (сопряжены с пластическими или жесткими деформациями), почти всегда в щитах и складчатых областях следуют за региональным метаморфизмом. В орогенных зонах и зонах тектоно-магматической активизации региональный метаморфизм и ультраметаморфизм разобщены большим промежутком времени.

Ультраморфизм, как правило, протекает в условиях умеренных давлений (умеренных глубин), но в широком интервале температур, поэтому, несмотря на широкое развитие метасоматических, а также магматических явлений и активной миграции вещества различными способами, — к анализу термодинамических характеристик, особен-

ностей парагенетических минеральных ассоциаций, фациальной принадлежности образований ультраметаморфизма на данном этапе исследований условно применима схема фаций регионального метаморфизма умеренных давлений [43]. Ультраморфизм и постгранитизационные процессы протекают от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. В условиях зеленосланцевой и частично эпидот-амфиболитовой фаций ультраметаморфизм несет черты инъекционного метаморфизма.

Менее распространены ультраметаморфогенные рудные формации зон высоких давлений, например мусковитовые и керамические пегматиты Мамского, Бирюсинского, Беломорского, Енисейского, Восточно-Саянского, Станового районов, сформировавшиеся в фациях C_2-C_3 . В этих же условиях в процессе алюмо-кремнистого метасоматоза образуются дистеновые метасоматиты.

В одних случаях ультраметаморфические преобразования толщ, слабометаморфизованных прежде, протекают при более высоких давлениях и температурах, и тогда эти процессы и связанные с ними месторождения имеют прогрессивный характер (например, в амурском комплексе Буреинского массива), но чаще всего ультраметаморфизм накладывается на породы, испытавшие до того более сильный (по значениям $P-T$) региональный метаморфизм. Тогда ультраметаморфизм — явление регрессивное. В последнем случае ультраметаморфизм эволюционирует в сторону снижения температуры и завершается

постультраметаморфическими процессами. Это обусловило наличие в этих породах нескольких фаз наложенных минеральных ассоциаций, сложно взаимодействующих друг с другом и относящихся нередко к нескольким субфациям и даже фациям регионального метаморфизма умеренных давлений. Примером регрессивных явлений может служить развитие более низкотемпературного мусковита по полевым шпатам более высокотемпературных метаморфогенных пегматитов (Мамский район, Карелия); дистена по силлиманиту и корунду (Алданский щит, Становой хребет). Активное участие в этих процессах принимает значительное количество метаморфогенных гидротермальных растворов, пневматолитов, флюидов, рудоформирующая значимость которых особенно возрастает в послегранитизационный период. Природа этих растворов различна: они происходят или из гранитизируемой призмы суперкрупных комплексов, или из коровых, или из подкоровых источников.

Характерная черта зон ультраметаморфизма (гранитизации) — широкое проявление метасоматических процессов, обусловленных создавшейся петрологической ситуацией, перепадами физико-химических условий и обстановок на небольших участках, активным участием ультраметаморфогенных гранитных расплавов, растворов и флюидов. Преобразованию толщ способствовали синхронные, неоднократно повторяющиеся складчатые и разрывные дислокации, которые содействовали циркуляции растворов и проникновению их в изменяемые породы. Важный фактор интенсивного метасоматоза — соответствующая литолого-геохимическая среда: сочетание разнородных по химическому составу пород, являющихся источником вещества для создаваемых метасоматитов, а также карбонатных, бор-, серо- и фторсодержащих пород, летучие компоненты которых, входя в растворы, придавали им нужную активность и способность переносить петрогенные и рудные элементы. Как правило, метасоматоз носит зональный характер.

Ультраметаморфизм сопровождается образованием мобильных гранитоидных расплавов, которые приобретают способность интродуцировать в сопредельные толщи, структуры и верхние структурные этажи подвижных областей в виде

инъекционных послонных, реже секущих прожилков, пегматоидных и гранитоидных жил, интрузивных тел и массивов различных размеров и морфологии [160 и др.].

Гранитизация, метасоматоз и т. п. обусловили весьма интенсивные перенос, перераспределение, рассеяние и накопление конкретных элементов или минеральных ассоциаций гранитизируемых комплексов, происходящие в объеме «призмы» гранитизируемых образований. При ультраметаморфизме контрастность строения и вещественного состава преобразуемой толщи значительно стирается, а химический состав ее приближается к составу гранитного слоя литосферы. При этом нередко уничтожаются первично-осадочные (метаморфизованные) и метаморфические концентрации ценных компонентов.

Для зон ультраметаморфизма типично широкое и разнообразное формирование ультраметаморфогенных рудных формаций (скарнов, метасоматитов, пегматитов, грейзенов и т. п.) железа, бора, титана, апатита, флогопита, мусковита, асбеста, бериллия, вольфрама, цветных, редких металлов и других, что обусловлено наличием значительной и дифференцированной миграционной способности петрогенных и рудных элементов, участием высокоактивных растворов, флюидов, анатектоидных расплавов, синультраметаморфогенных тектонических дислокаций, существенных перепадов в термодинамических и физико-химических условиях, контрастностью строения преобразуемой толщи и т. п.

Создание ультраметаморфогенных рудных формаций в подавляющем большинстве случаев происходит на регрессивной стадии: при становлении палингенных, анатектоидных расплавов и при отделении от них летучих и легкоподвижных фаций; при осаждении компонентов из ультраметаморфогенных флюидов (пневматолитов, гидротерм и т. п.), при автодиафторезе продуктов ультраметаморфизма и др. Эти процессы осуществляются при подъеме ультраметаморфогенных продуктов в более высокие горизонты (снижение давления и температуры), охлаждении толщ в целом (снижение температуры), проникновении подвижных компонентов из одной петрологической ситуации в другую (изменение физико-химических условий и др.).

Рудное вещество в ультраметаморфических рудных формациях всегда аллохтонно, взято ли оно из окружающих пород, или из суперкрустальных толщ нижних горизонтов земной коры, или привнесено из подкоровых глубин. В большинстве случаев оно носит смешанный характер подчас с трудно определяемой долей того или иного источника.

Ультраметаморфические рудные формации — продукт, как правило, локального стечения благоприятных рудоформирующих, рудоподводящих и рудолокализирующих факторов, которые генетически связаны с известными метаморфическими фациями, типами проявленного метасоматоза, характером и масштабами миграции, перераспределения и локализации рудных компонентов.

Образование ультраметаморфических рудных формаций определяет не только вещественный состав непосредственно преобразуемой конкретной породной ассоциации и заключенных в ней полезных компонентов, но и петрологические особенности ультраметаморфического комплекса в целом. А. М. Ларин, В. Е. Попов, Д. В. Рундквист [124] выделили пять ультраметаморфических формаций, которые, по нашему мнению, представляют собой более широкие подразделения формаций. Анортитовая группа формаций характеризуется развитием в ней ильменит-титаномагнетитовой, ильменит-гематитовой, титаномагнетитовой, апатит-ильменит-титаномагнетитовой, высокоглиноземистой полевошпатовой рудных формаций (Алдано-Становая и Украинская провинции, Канада, Норвегия). Чарнокит-эндербитовая группа формаций вмещает титаномагнетитовую, железорудную магнезиально-скарновую и другие рудные формации. Рудный потенциал гнейсо-диоритовой и мигматит-плагногранитной формаций достаточно не изучен. Мигматит-гранитная группа формаций включает в себя следующие рудные формации: керамических и слюдоносных, керамических и редкометальных пегматитов; редкометальную фельдшпатовую; железорудных, флогопито- и бороносных магнезиальных скарнов; редкометальных щелочных метасоматитов.

Ультраметаморфические рудные формации (месторождения) по химическим, физико-химическим и геологическим

особенностям подразделяются на реоморфно-магматические, пегматоидные, палингено-метасоматические и послегранитизационные [5, 6 и др.].

Реоморфно-магматическими рудными формациями являются палингенные, анатектоидные, метасоматические гранитоиды, обогащенные редкометальными или редкоземельными минералами (рудоносные гранитоиды), возникшие в результате гранитизации суперкрустальных толщ, обогащенных рудными компонентами [5, 28 и др.].

Гранитизация содержащих повышенные концентрации ценных компонентов метаморфических толщ, предопределившая формирование значительных по размерам и по площади распространения пегматоидных образований, приводит к созданию ультраметаморфогенных пегматоидных формаций (редкометальных, мусковитовых, пьезокварцевых, топазовых и др.). Формации ультраметаморфогенных пегматоидов обусловлены выборочной мобилизацией компонентов преобразуемой толщи при значимой роли щелочного и кремнистого метасоматоза. Рудные формации этого подтипа выражены отдельными жилами и залежами пегматитов или полями и зонами пегматитовых тел, секущих или согласных с вмещающими породами. Как правило, минеральные ассоциации пегматитов по физико-химическим параметрам близки к таковым во вмещающих породах.

Примечательна четкая приуроченность некоторых разновидностей ультраметаморфогенных пегматоидов к толщам конкретной фациальной принадлежности. Так, известные мусковитовые пегматиты Мамского района, Карелии и других залегают в толщах дистен-альмандиновой субфации, фации дистен-мусковитовых сланцев (C_3) областей регионального метаморфизма высоких давлений, причем сам процесс пегматитообразования относительно $P-T$ -условий — регрессивный [135]. Керамические пегматиты преимущественно развиты среди метаморфид амфиболитовой (B_2), а редкоземельные — в толщах эпидот-амфиболитовой фаций (B_3).

Палингено-метасоматические формации формируются в зонах переплавления и перекристаллизации метаморфических толщ или в местах активных метасоматических взаимодействий пород субстрата с возникшими расплавами и гранитизационными флюидами.

Образования этих формаций представляют собой метасоматические зоны и жилы различной морфологии, размеров и состава, стратиформные залежи, тела сложной формы, шпиры и т. д., имеющие с сопряженными породами постепенные зональные, редко относительные четкие контакты. Примером такого подтипа формаций являются металлоносные, бороносные, вольфрамовые, редкометалльные и другие метасоматиты и скарны во многих докембрийских комплексах мира, месторождения лазурита в Прибайкалье и т. п.

Характерной их иллюстрацией могут быть довольно широко распространенные на Алданском, Канадском, Сино-Корейском и других щитах магнезиальные скарны, вмещающие достаточно крупные ультраметаморфические месторождения железа, флогопита и др. Они формируются в толщах, сложенных высокомагнезиальными основными и ультраосновными пара- и ортопородами, доломитовыми мраморами, сочетающимися с высокоглинистыми или существенно железистыми породами. Это обеспечивает соответствующую петрологическую ситуацию, а также источник рудного вещества и активных компонентов в растворах (углекислоту и иные соединения). В условиях ультраметаморфизма эти породы активно перекристаллизовываются и замещаются с образованием залежей различных форм и строения, состоящих из крупнозернистых агрегатов диопсида, скаполита, шпинели, амфиболов, флогопита, полевых шпатов, магнетита и др. Рудная специализация магнезиальных скарнов обычно находится в прямой зависимости от содержания рудных элементов в преобразуемых и сопредельных с ними суперкристалльных породах.

Скарны (метасоматиты) нередко унаследуют текстурные особенности преобразуемых пород. При замещении полосчатых ультрабазитов, базитов и других пород, местами создаются метасоматические полосчатые железистые кварциты, диоксид-сланцевые породы и т. п., что иногда затрудняет определение их генетической породы, особенно, если в этих метасоматитах нет жильных, шпировидных и других образований сложной формы.

Постгранитизационные рудные формации обусловлены взаимодействием суперкристалльных толщ жестких структур в зонах повышенной проницаемости

(обычно зоны разломов) с остаточными гранитизационными растворами гидротермальной природы, проникающих из более глубоких уровней активной гранитизации.

Эти формации нередко возникают и непосредственно в местах проявления ультраметаморфизма при снижении его активности, термодинамических и физико-химических параметров. Однако наиболее широко распространены и разнообразны постгранитизационные формации в зонах тектоно-магматической активизации, где они являются результатом воздействия на породы субстрата щелочного, кремнистого, галлоидного и другого метасоматоза прогрессивного или регрессивного характера [160]. Во всех случаях эти процессы характеризуются интенсивной метасоматической переработкой вмещающих пород, частичной его ассимиляцией и перекристаллизацией, формированием жил и сложно-зональных образований, заполнением различного рода трещин и полостей и т. п.

Постгранитизационные формации локализируются в протяженных тектоно-метасоматических зонах. Примером могут служить развитые в нижнедокембрийских толщах щитов метасоматические, грейзеновые, альбититовые, микроклиновые, эгиринитовые и другие концентрации бериллия, урана, редких металлов и земель и т. п. Собственно этим и определяются морфологические особенности и закономерности пространственного размещения постгранитизационных метаморфогенных рудных формаций.

С ультраметаморфизмом по особенностям проявления сходен инъекционный метаморфизм, обусловленный проникновением в гетерогенные, уже метаморфизованные (обычно слабо) толщи обильных высокотемпературных инъекций кварц-полевошпатового, полевошпатового, кварцевого и другого состава. Инъекции происходят обычно из сопредельных гранитоидных массивов, часто ультраметаморфогенной природы. В результате инъекционного метаморфизма формируются слюдоносные и редкометалльные пегматиты, метасоматиты, а также скарноиды с вольфрамом, оловом и др.

Наряду с рудосозидающей деятельностью ультраметаморфизм зачастую ухудшает качество руд ранее сформированных метаморфических и метамор-

Т а б л и ц а 2. Классификация типа ультраметаморфогенных рудных формаций (месторождений) зон умеренных давлений

Фация	Ресморфно-магматические	Пегматоидные	Палингенно-метасоматические	Послегранитизационные
Низких температур (100—450) Цеолитовая и зеленосланцевая В ₆ , В ₄	—	—	—	Рудоносные (редкометалльные и др.) альбититы, березиты, листовениты (Сибирь, Украина, Казахстан и др.)
54 Средних температур (450—650) Эпидот-амфиболитовая В ₃	Рудоносные редкометалльные гранитоиды многих районов (Украина, Алдан, Забайкалье и др.)	Редкометалльные, мусковитовые, полевошпатовые и хрусталеносные пегматиты (Украина, Сибирь, Кольский п-ов, Индия, Бразилия, Финляндия и др.)	Редкометалльные метасоматиты (Восточная Сибирь, Кольский п-ов, Индия, Бразилия)	Редкометалльные альбититы (Украина, Казахстан, Канада) Урановые месторождения (Эльдорадо, Канада) Медные месторождения (Масабани, Индия)
Высоких температур (650—800) Амфиболитовая В ₂	Редкоземельные и редкометалльные гранитоиды (Украина, Якутия, Забайкалье, Нигерия и др.)	Редкометалльные, керамические, мусковитовые и редкоземельные пегматиты (Сибирь, Украина, Балтийский щит, Индия)	Флогопитовые, железорудные, боратовые, лазуритовые метасоматиты (Алдан, Забайкалье, Корея, Индия и др.) Шеелитовые скарны (Дальний Восток) Уран-скаполитовые и бор-урановые руды (Африка)	Рудоносные метасоматиты с редкометалльным и редкоземельным оруденением (Восточная Сибирь)

физованных формаций вследствие широко проявленных в их рудных телах щелочного, кремнистого, щелочно-земельного и иного метасоматоза. Это приводило к созданию в рудах новообразованных щелочных, силикатных и других «нерудных» минералов (преобразование магнетита в амфиболы и пироксены, корунда в дистен, силлиманита и дистена в мелкочешуйчатый мусковит и др.).

К фациально-метаморфическому анализу ультраметаморфогенных рудных формаций (табл. 2) с ясной долей условности пока применима схема фаций для продуктов регионального метаморфизма умеренных давлений [6, 8].

В будущем для рудных формаций, яв-

ляющихся продуктами ультраметаморфизма, гидротермального и контактового метаморфизма с широко и интенсивно проявленными процессами метасоматоза и миграции вещества, настоятельно необходима разработка специальных фациальных схем, отражающих $P-T$ -условия их формирования.

При более детальной классификации этого типа рудных формаций их следует подразделять по вещественному составу проявленного метасоматоза и литолого-петрографическим особенностям преобразуемых толщ, по химическим потенциалам K , Na , SiO_2 , H_2O , CO_2 , Mg и другим, а также по pH и Eh среды минералообразования.

ТИП РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Рудные формации контактового метаморфизма могут определяться как контактово-метаморфогенные. Они возникают в верхних структурных этажах складчатых и платформенных структур, в которых произошло внедрение и становление различного рода (батолиты, лакколиты, силлы, дайки и др.) и состава (кислые, средние, основные, щелочные и др.) интрузивных тел как результат контактового метаморфизма. Генетическая природа вмещающих пород (пород рамы) самая разнообразная: седиментогенная, гипергенная, магматическая, метаморфическая.

Основным фактором метаморфизма и создания контактово-метаморфогенных рудных формаций является значительный перепад температур между внедрившимися расплавами (высокие температуры, до $1200^\circ C$) и вмещающими толщами (низкие температуры, менее $200^\circ C$). Давление при этом обычно низкое, умеренное, иногда достаточно высокое, но важного значения не имеет. Более существенную роль играют μK , Na , CO_2 , S , Mg , Fe и другие, Eh , pH и другие физико-химические параметры.

За счет теплового потока от магматических тел во вмещающую среду с постепенным спадом температуры разогрева вмещающих пород в сторону от интрузива, а также воздействия гидротерм, пневматолитов, эманаций и т. п. в породах рамы вокруг интрузивных тел формируются зональные ореолы контактового метаморфизма различных конфигураций и мощностей (от 1 см до нескольких сотен метров) с разнообразными минеральными, химическими и

агрегатными преобразованиями, выражающиеся в ороговикании, перекристаллизации, метасоматозе, диффузии вещества и др. Значение и разнообразие метасоматических преобразований с участием жидких и газообразных компонентов возрастает в направлении от высокотемпературных к низкотемпературным образованиям, поэтому контактовые преобразования и размещение соответствующих рудных формаций носят в общих чертах зональный характер.

Легкоподвижные компоненты (вода, углекислота, хлор, фтор, сера и др.), составляющие гидротермы и пневматолиты, частично происходят из магматического очага, частично проникают по зонам повышенной проницаемости из глубин литосферы или генерируются из разогреваемых вмещающих пород.

Для контактово-метаморфогенных рудных формаций обязательно происхождение их рудного вещества из метаморфизируемых вмещающих пород. Если явно усматривается, что рудное вещество привносится из магматического тела, а вмещающие породы — лишь благоприятная рудолокализирующая среда, такие формации в зонах контактового метаморфизма по природе уже магматические (рудноносные скарны, грейзены, роговики, метасоматические жилы и т. п.).

Основной типоморфной чертой контактово-метаморфогенных рудных формаций можно считать роговики в широком понимании, нередко осложненные всевозможными шлирами, жилами, зонами и другими морфологическими разновидностями метасоматических тел, залегаю-

Таблица 3. Классификация контактово-метаморфогенных рудных формаций (месторождений)

Фация, T, °C	Контактово-метаморфизованные	Контактово-метаморфические
Мусковит-роговиковая A ₂ (350—600)	Яшмы, мраморы, родониты, наждаки, тальк, асбест Марганцевые руды, андалузитовые, флогопитовые породы, волластонит, корунд-хлоритовидные породы, магнетитовые руды, колчеданные залежи	Бруситы, магнетиты, бораты, полиметаллические руды, рудоносные альбититы, альбитизированные редкометалльные пегматиты, кордиерит-аптофилит-полиметаллические руды
Амфибол-роговиковая A ₂ (600—800)	Жедрит, шпинель, волластонит, гранатиты, шпрофиллитовые породы, корунд-андалузит-силлиманитовые роговики, графит, флогопит, яшмы, мраморы, наждаки, родониты, периклаз доломиты, апатитовые руды, марганцевые руды	Бруситы, магнетиты, бораты, полиметаллические руды, керамические хрусталеносные пегматиты
Пироксен-роговиковая A ₁ (800—900)	Монтichelитовые мраморы, корунд-силлиманитовые роговики, периклаз, волластонит, гранаты, корунд, шпинель, графит, рутил, родонит	Чароит
Спурит-мервинитовая (900—1200)	Монтichelитовые мраморы, волластонит, гранаты, шпинель, корунд, бухиты	—

щих в ореолах контактово-метаморфического воздействия интрузивных тел на породы рамы.

Контактово-метаморфогенные рудные формации по природе рудного вещества делятся на подтипы: контактово-метаморфизованный и контактово-метаморфический (табл. 3). В первых рудные тела создаются, как правило, в процессе термического и некоторого изохимического преобразования вмещающих пород соответствующего состава. В основном это перекристаллизация вещества породы с укрупнением или изменением его минерального состава. Примером могут служить формации мраморов, возникших в результате контактового метаморфизма известняков, родонита — за счет кремнисто-марганцевых пород, яшм — за счет кремнистых пород, наждаков — за счет высокоглиноземистых образований и т. п.

Наряду с перекристаллизацией и изменением минерального состава вмещающих пород происходит некоторая мобилизация вещества пород рамы, его миграция и локализация в пределах контактово-метаморфического ореола, что обусловило проявление щелочного, кремнистого, карбонатного, сернистого и другого метасоматоза. При этом рудное вещество мобилизуется, мигрирует и концентрируется в благоприятных локализующих условиях, создавая промышленные залежи. Иногда рудное вещество рамы включает в себя соответ-

ствующую примесь, происходящую из магматического расплава. Это рудоносные скарны, грейзены, различного рода метасоматиты, жилы альпийского типа с драгоценными и полудрагоценными камнями, сульфидные тела, залежи чароита на контакте карбонатных пород и ультрабазитов (Восточное Забайкалье) и т. п.

Особое положение среди контактово-метаморфогенных рудных формаций занимают рудоносные скарны и грейзены, сформировавшиеся при существенном участии гидротерм и пневматолитов и развитие в сфере явного влияния магматических образований [51, 126 и др.]. Эта проблема требует дальнейшего изучения, так как такие образования традиционно считаются магматогенными.

Исходя из ранее приведенных положений о том, что метаморфогенные формации — производные метаморфизма, что мобилизация, миграция и локализация рудного вещества также обусловлены метаморфизмом, можно считать логично обоснованным следующее.

Скарны и грейзены, несущие рудные нагрузки, которые не связаны с магматическим телом, а происходят или из метаморфизируемых пород рамы или из глубин литосферы, — относятся к подтипу контактово-метаморфизованных месторождений. Скарны и грейзены, рудоносность которых связана с магматическим телом, входят в класс магматогенных месторождений. Происхождение

гидротерм и пневматолитов, по существу, не является определяющим.

Таким образом, в генетическом (а не петрологическом) отношении часть рудоносных скарнов и грейзенов относится к метаморфогенному классу формаций, другие — к магматогенному, а некоторые имеют смешанную природу. Отметим, что скарны и грейзены определенного характера и геологического положения — результат ультраметаморфизма или гидротермального метаморфизма. Контактный метаморфизм, протекающий при относительно низких температурах (100—400 °С) ниже предела мусковит-роговиковой фации с активным и обильным участием гидротер-

мальных растворов, носит уже черты гидротермального метаморфизма. Здесь также формируются вторичные кварциты, процилиты, березиты, аргиллизиты, цеолитизированные породы и т. п. Характеристики фаций контактового метаморфизма даны по Н. Л. Добрецову и другим [41] и В. В. Ревердатто [121] (см. табл. 3).

Для всех фаций контактового метаморфизма характерны «сквозные» формации мраморов, магнетитовых роговиков, наждаков, родонита, графита и других, которые при этом в каждой температурной зоне несут лишь им свойственные текстурно-структурно-минералогические типоморфные черты.

ТИП РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Гидротермальный метаморфизм представляет собой преобразование метаморфических, магматических, седиментогенных и гипергенных пород под воздействием проникающих (циркулирующих, проходящих) высокоактивных в химическом отношении гидротермальных растворов в зонах повышенной проницаемости или в экзоконтактовых ореолах вокруг магматических тел, находящихся в стадии становления. Решающими факторами гидротермального метаморфизма являются температура, химические и физико-химические характеристики гидротермальных растворов (рН, Eh — химические потенциалы K, Na, S, CO₂, SiO₂, Mg, Ca, Fe и др.), степень проницаемости (дробленность, трещиноватость, пористость и т. п.), текстура, структура и вещественный состав преобразуемых пород. Гидротермальный метаморфизм протекает при температурах 100—400 °С в зонах низкого и умеренного давления (малые и умеренные глубины). Он сопровождается (или ему предшествуют) жесткими деформациями преобразуемых пород (дробление, милонитизация, катаклаз и т. п.).

Наиболее интенсивно и широко гидротермальный метаморфизм проявляется в зонах разломов областей тектономагматической активизации, в зонах сочленения крупных геотектонических структур и геоблоков (например, Алданского щита и Становой складчатой области), в зонах смятия и линейных сложноплюквативных дислокаций, в зонах активного вулканизма и вулкано-

плутонизма (вулканогенные пояса, вулканотектонические структуры и т. п.), в экзоконтактовых ореолах вокруг граптоидных интрузий.

Гидротермальный метаморфизм весьма разнообразен по своим характеристикам химико-минералогических преобразований, привносу и выносу вещества в изменяемых породах. Характерны значительные перепады в степени проявленности и гидротермального метаморфизма, в его химических и физико-химических параметрах, фиксируемых нередко на относительно малых расстояниях. Образования гидротермального метаморфизма являются, как правило, продуктом последовательного наложения нескольких его этапов, обусловленных обычно постепенным падением температуры, сопровождаемого также постепенным изменением химических и физико-химических характеристик гидротермальных растворов. Отмечаются и скачкообразные перепады, и реверсные изменения. Отличительной чертой проявления гидротермального метаморфизма является невыдержанность степени и характера минералообразования в пространстве, что выражается в его пестроте, мозаичности, сложной зональности и т. д. По отношению к минеральным ассоциациям изменяемых пород гидротермальный метаморфизм регрессивный, если преобразуются метаморфические и магматические комплексы, и прогрессивный, что бывает реже, если он накладывается на седиментогенные или гипергенные

Таблица 4. Классификация гидротермально-метаморфических рудных формаций (месторождений) мира

Фация, T , °C	Автохтонные			Аллохтонные		
	Карбонатные	Кремнистые	Алюмосиликатные	Карбонатные	Кремнистые	Алюмосиликатные
Цеолитовая B_5 (100—350)	Исландского шпата, брусита	Горного хрустала, кварца, аметиста	Цеолитов, алуни-тов, асбеста, пирофиллита, корунда, диаспора, талька	Сульфидов цветных металлов, золота	Редких металлов, золота	Сульфидов цветных металлов, золота, серебра, редких металлов, асбеста
Зеленых сланцев B_4 (350—500)	То же	Горного хрустала, кварца	Алуни-та, пирофиллита, корунда, диаспора, талька, асбеста	То же	То же	То же
Эпидот-амфиболитовая B_3 (500—650)	Брусита	Кварца	Корунда, талька, асбеста	» »	» »	» »

породы. Особенности гидротермального метаморфизма обусловили то, что он в определенных $P-T$ -условиях и геологических ситуациях сочетается с контактовым, дислокационным и региональным метаморфизмами, с которыми имеет как бы переходные зоны и переходные образования.

Все это создает благоприятные среды, условия и обстановки для накоплений промышленно ценных компонентов — гидротермально-метаморфических рудных формаций.

Для продуктов гидротермального метаморфизма актуально определить границы между классами метаморфогенных и магматогенных рудных формаций, учитывая природу рудного вещества и гидротермальных растворов. В принципе рудные формации, локализованные в зонах гидротермального метаморфизма и сформировавшиеся в результате этого процесса, — гидротермально-метаморфические. На данном этапе изучения этого подтипа рудных формаций к собственно гидротермально-метаморфическим следует относить те формации, рудное вещество которых заведомо происходит из преобразуемых толщ или его источник не может быть определен однозначно.

Источник гидротермальных растворов в зонах разломов и сочленений крупных геоблоков — глубинный или метеорный, в областях активного вулканизма и вулканоплутонизма — смешанный: глубинный, магматогенный и метеорный, в ореолах контактового метаморфизма — это магматогенные гид-

ротермы и растворы, мобилизованные из преобразуемых пород рамы.

Практически все виды гидротермального метаморфизма создают концентрации полезных ископаемых (цветных и редких металлов, золота, серебра, пьезокварца, исландского шпата, драгоценных и полудрагоценных камней, цеолитов, глинозема и др.), залегающих в рудоносных низкотемпературных грейзенах и скарнах, вторичных кварцитах, альбититах, адуляритах, пропититах, березитах, листвинитах, аргиллизитах, эпидотизированных, хлоритизированных, цеолитизированных, окварцованных, алунитизированных, пирофиллитизированных, карбонатизированных и других гидротермально-измененных породах.

Как и рудные формации любого генетического типа, гидротермально-метаморфизованные месторождения — результат конкретного локального сочетания благоприятных рудообразующих факторов: характера и степени гидротермального метаморфизма, состава и структурной подготовки вмещающих пород, химического состава и физико-химических параметров гидротермальных растворов.

Одной из основных типоморфных черт гидротермально-метаморфических рудных формаций является то, что они развиты в гидротермально-измененных рудоносных (минерализованных) зонах простой или сложной морфологии, размеров, ориентировки и сочетаний, а также в ореолах вокруг магматических

тел различной морфологии, мощности и состава.

Примером гидротермально-метаморфических рудных формаций служат залежи пьезокварца на Мадагаскаре, талька в Казахстане, медноцеолитовых руд Урала и США, вторичных кварцитов Казахстана и Средней Азии, алуитовых пород Приамурья, марганцевых метасоматитов (гидротермалитов) со свинцовой, серебряной, золотой и другой минерализацией, развитой на срединных массивах разных континентов и т. п.

Схема метаморфических фаций для образований гидротермального метаморфизма должным образом не разработана и на данном этапе условно для них можно использовать схему фаций регионального метаморфизма умеренного давления: цеолитовую, зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации, учитывая диапазон температур гидротермального метаморфизма [43]. Схема классификации гидротермально-метаморфических рудных формаций должна быть расширена за счет подразделений генетической природы и литолого-петрологических (вещественных) характеристик преобразуемых пород, а также рудной специализации гидротермальных растворов (табл. 4).

Предложенные схемы классификаций метаморфогенных рудных месторождений по типам рудоформирующего метаморфизма значительно генерализованы и, несомненно, должны быть детализированы в соответствии с изложенными выше принципами и особенностями мат-

рицы иерархии критериев метаморфогенного рудообразования. Приведенные схемы классификации метаморфогенных рудных формаций должны совершенствоваться во многих направлениях, первоочередными из них являются следующие: изучение термодинамических характеристик и типоморфных особенностей естественных и синтетических ассоциаций рудных минералов для определения их фациально-метаморфической принадлежности и соответствия их минеральным парагенезисам вмещающих пород конкретных метаморфических фаций (субфаций); детализация расчленения метаморфогенных рудных формаций на подразделения различного иерархического уровня по тем или иным критериям; совершенствование и более углубленное познание генетических критериев метаморфогенного рудообразования, выяснение их роли, взаимосвязи и соподчиненности друг с другом; познание геоструктурного и металлогенического положения, закономерностей пространственного размещения ассоциаций, рядов, серий метаморфогенных рудных формаций в зависимости от их геологических и вещественных особенностей; разработка критериев установления природы рудного вещества и рудоносных растворов для конкретных вещественных и геологических разностей метаморфогенных рудных формаций; исследование особенностей металлогенической (минерагенической) специализации продуктивных на метаморфогенное оруденение ведущих рудоносных метаморфических формаций.

Глава 5

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА

Рудные формации многих железорудных месторождений генетически и пространственно связаны с геологическими железисто-кремнистыми формациями докембрия. Наиболее значительные из этих концентраций железа приурочены к осадочным или вулканогенно-осадочным породам нижнего протерозоя. В вулканогенных толщах архея обычно нет больших скоплений железных руд. Метаморфизм играет огромную роль в формировании месторождений железных руд. Богатые железные руды находятся преимущественно в железистых породах, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев. Крупнейшие месторождения рядовых руд образовались в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Образование различных типов железорудных формаций зависит от многих причин: времени концентрации железа, типа железисто-кремнистых геологических формаций, условий метаморфизма и состава горных пород, первичного содержания железа и форм его накопления, газо- и водопроницаемости пород и др.

В зависимости от сочетания этих факторов метаморфогенные железные руды мы подразделяем на метаморфизованные и метаморфические подтипы, среди которых выделяются рудные формации, отличающиеся друг от друга по минеральному составу и характеру вмещающих пород, морфологии рудных тел и условиям их залегания, масштабам месторождений [9, 10, 50].

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА

Метаморфические месторождения образуются при перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород вследствие метаморфической дифференциации — перемещения рудных компонентов в метаморфизируемой свите пород и обособления рудного материала в благоприятных рудовмещающих структурах.

В результате сравнительного изучения железорудных месторождений Украинского щита, Кольского п-ова, КМА, Аньшани (КНР) и Сингхума (Индии), установлено, что, эти месторождения близки по составу, минеральным ассоциациям и условиям залегания. Выявлены следующие особенности.

1. Минеральный состав железных руд аналогичен составу вмещающих пород. Залежи магнетитовых или гематит-магнетитовых руд находятся среди магнетитовых кварцитов и джеспилитов. Изучение контактов рудных залежей с вме-

щающими породами показало, что рудные и нерудные кристаллы не меняют форму и размеры при переходе из руды в породу. Они относятся к одному этапу образования и характеризуются одинаковыми парагенетическими ассоциациями.

2. Комплекс химических элементов одинаков в породах и рудах. По многочисленным анализам сплошных лент, отобранных на переходе от руды к вмещающей породе, видно, что новых элементов в руду по сравнению с боковыми породами при рудообразовании не внесено.

3. Структуры перекристаллизации и частичного замещения свидетельствуют о развитии метасоматических процессов при рудообразовании. Залежи богатых железных руд метаморфического происхождения в одних случаях образовались в результате замещения вмещающих пород при железном или железно-

магнезиальном метасоматозе; в других — метасоматические процессы не наблюдаются, а преобладает общая с вмещающими породами перекристаллизация и вынос кремнезема. Структуры выполнения открытых полостей или отсутствуют, или встречаются крайне редко (жилы, прожилки, гнезда).

4. Размещение рудных залежей и месторождений определяется складчато-трещинными структурами. Наблюдается совпадение контуров рудных залежей с зонами складчатых структур или отдельными складками. В Криворожском бассейне залежи богатых железных руд приурочены к поперечным изгибам различной формы. Крупные разрывы и трещины отдельностей обычно пострудные. Сами руды обладают плейчатой текстурой тектонического происхождения. Контакты их являются секущими к слоистости пород. Складчатые структуры залежей и плейчатые текстуры руд характерны не только для месторождений Криворожского бассейна, но и для КМА, Китая, Бразилии и других районов.

5. Рудные месторождения и залежи размещены полосами и узлами, которые отчетливо контролируются горизонтами или свитами пластов метаморфических железистых пород и складчатыми структурами. Расположение рудных тел не зависит от наличия или отсутствия в районе интрузивов. Как правило, интрузивные тела в рудных районах имеют пострудный возраст, а в отдельных местах интрузивы обогащаются рудными компонентами метаморфических пород.

6. Выклинивание кварцевых прослоев железистых кварцитов на контакте

с железными рудами вызвано выносом кремнезема, частичным замещением его магнетитом в условиях тектонического сжатия рудных прослоев. Это, по существу, и есть процесс рудообразования, совершающийся синхронно с метаморфизмом и складкообразованием. Эти характерные явления процессобразования богатых железных руд хорошо изучены в Кривом Роге и КМА и описаны в литературе по материалам бразильских, канадских, китайских и индийских месторождений.

Особенности метаморфических месторождений дают основание выделить их в самостоятельную группу среди многих генетических типов руд. Эти месторождения возникают в разных метаморфических фациях. Так, фации зеленых сланцев отвечают месторождения магнетитовых и гематитовых руд: амфиболитовой — месторождения магнетитовых, а гранулитовой — магнетит-пироксеновых руд.

Одним из главных условий возникновения метаморфических месторождений является достаточное количество растворов, способных транспортировать рудный материал. По этой причине при метаморфизме можно проследить перемещение небольшой части содержащихся в породе рудных компонентов, которая составляет несколько процентов их общего количества. Наши подсчеты миграции железа в саксаганской железорудной свите при метаморфическом образовании залежей богатых руд Центрального района Криворожского бассейна показали перемещение всего лишь около 3 % железа от общего его количества в свите.

Украинская железорудная провинция

Рудная формация мартитовых железных руд саксаганского типа включает в себя метаморфические богатые железные руды, интенсивно измененные (окисленные и выщелоченные) в условиях глубоких зон окисления. Они представлены несколькими разновидностями: мартитовыми, магнетит-мартитовыми, гематит-гематит-мартитовыми и др. Руды этого типа составляют основные промышленные запасы богатых железных руд Криворожского бассейна и Белозерского железорудного района [10].

Богатые железные руды саксаганского типа встречаются среди литологически наиболее благоприятных для ору-

денения железистых пород. Это тонкополосчатые богатые железом джеспилиты и железистые кварциты, в которых нет силикатов или они содержатся в незначительном количестве. Самая высокая интенсивность оруденения в Криворожском бассейне характерна для пятого железистого горизонта, состоящего почти целиком из тонкополосчатых бессиликатных джеспилитов. В этом горизонте сосредоточены все наиболее крупные рудные тела.

Богатые железные руды генетически тесно связаны со складчато-трещиноватыми участками синклинальных структур. По структурным признакам выде-

ляется два вида месторождений: пластовые и пластообразные залежи шарнирного типа (в замке Саксаганской синклинали) и залежи столбо- и гнездообразной, реже пластообразной формы, тяготеющие к главным поперечным изгибам крутопадающих пластов железистых пород. Эти изгибы проявляются в виде флексур, пологих антиклиналей или пережимов пластов типа будинажа и др.

Месторождения богатых железных руд приурочены только к породам зеленосланцевой фации метаморфизма. Согласно нашим исследованиям [6], процесс метаморфогенного рудообразования существенно различается в зависимости от степени метаморфизма железистых пород. В породах зеленосланцевой фации метаморфизма широко развиты метаморфические богатые железные руды, в породах амфиболитовой фации масштабы оруденения железистых пород значительно меньше, еще реже встречаются богатые руды в породах, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

Пространственная и морфологическая связь месторождений богатых железных руд со складчатостью осадочно-метаморфических пород дает основание считать процесс образования руд синхронным динамотермальному метаморфизму осадков.

На месторождения руд саксаганского типа наложены глубинные зоны окисления. В последних устанавливаются интенсивные вторичные преобразования, затрагивающие залежи богатых железных руд и вмещающие их породы. Они заключаются в мартитизации магнетита, дезинтеграции и выщелачивания кварца, разложении железистых силикатов, карбонатов, частичном или полном их замещении дисперсным гематитом, гетитом. Происходит значительное обогащение первичных руд железом за счет разложения, удаления или замещения нерудных компонентов.

В глубинных зонах окисления магнетитовые руды превращаются в очень богатые (до 69 % железа) мартитовые руды; силикатно-магнетитовые руды переходят в богатые гетит-гематит-мартитовые (краско-мартитовые) руды, а железисто-силикатно-карбонатные сланцы — в гетит-гематитовые (красковые) руды. Аналогично изменяются и вмещающие железистые кварциты, образуя различные по вещественному составу и

текстурно-структурным признакам мартитовые кварциты и джеспилиты. Нижняя граница развития глубинных зон окисления не установлена. По данным глубокого бурения, в Криворожском бассейне процессы вторичного окисления и выщелачивания широко развиты на глубинах более 3,0 км, что позволяет прогнозировать распространение рудных залежей саксаганского типа на большие глубины, отвечающие погружению геологических структур.

Рудная формация магнетитовых железных руд первомайского типа составляет около 9 % запасов богатых руд Украинского щита. Они распространены в Северном районе Криворожского бассейна на Первомайском и Желтолученском месторождениях. Руды этого типа в основном представлены силикатно- и карбонатно-магнетитовыми разновидностями [10]. Руды первомайского типа ассоциируют с железистыми кварцитами и сланцами саксаганской свиты криворожской серии.

Месторождения железных руд приурочены к сложнблоковым участкам складчатых структур с интенсивно развитыми разрывными нарушениями. Например, Первомайское месторождение приурочено к флексуобразной складке. Рудные залежи связаны с участками поперечных синклиналичных структур. Наиболее крупные залежи приурочены к центральной части флексуры, тогда как средние и мелкие находятся на ее крыльях.

Месторождения этого типа развиты среди пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, обычно с проявлениями щелочного и калий-углекислого метасоматоза. Основным рудообразующим процессом были вынос кварца из первичных пород и частичное перемещение железа, выразившееся в виде железного и магнетитно-железного метасоматоза.

Рудная формация карбонат-магнетитовых железных руд побужского типа в ассоциации с кальцифирами или железистыми кварцитами и кальцифирами встречается в западной части Украинского щита в Одесско-Белоцерковской металлогенической зоне (Молдовский и Слюсаревский участки) среди образований бугской серии [162].

По минеральному составу выделяют карбонат- и силикат-магнетитовые руды. Содержание магнетита в рудах составляет 35—50, иногда 85 %. В по-

следнем случае образуются сливные магнетитовые руды. Карбонат-магнетитовые руды состоят в основном из магнетита, доломита, кальцита и оливина. В незначительном количестве встречаются пироксены, амфиболы, серпентин и флогопит. Текстура руд массивная, реже неясно полосчатая, обусловленная неравномерным распределением магнетита [91, 162]. Содержание $Fe_{общ}$ изменяется от 19 до 45, железа магнетитового от 14 до 40 %. Руды этого типа не требуют обогащения, так как являются самофлюсующимися.

Силикат-магнетитовые руды по составу силикатов можно разделить на метасиликатные (с пироксеном, оливином-гранатом) и гидросиликатные руды (с

амфиболом, серпентином, гидрослюдами). Руды образуют стратиформные линзовидные тела протяженностью от первых десятков до первых сотен метров, мощностью 1—15, реже до 30 м. Наиболее крупная залежь карбонат-магнетитовых руд установлена на Молдовском участке: мощность более 100 м, протяженность около 700 м, единичные скважины подсекли рудное тело на глубине более 1200 м. Руды побужского типа и вмещающие их породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации.

Рудная формация побужского типа пространственно и генетически приурочена к вулканогенно-осадочной железисто-кремнистой геологической фации.

Белорусско-Прибалтийская железорудная провинция

Рудная формация магнетитовых руд Гарсенского типа включает в себя богатые кварц-магнетитовые и рядовые кварц-амфибол-магнетитовые руды Гарсенского месторождения (Латвийская ССР), которые образовались, по-видимому, за счет железистых кварцитов при метаморфогенном выщелачивании из них кварцевых прослоев [67]. Основанием для подобного представления является установление в кернах скважин и под микроскопом постепенных переходов полосчатых кварц-магнетитовых руд типа железистых кварцитов в богатые полосчатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды с реликтами кварца, разъедающегося магнетитом.

Месторождение приурочено к Субатской магнитной аномалии, расположенной на границе Латвии и Литвы. Глубина залегания фундамента под осадочным чехлом около 950 м. На Гарсенском месторождении вскрыты преимущественно богатые кварц-магнетитовые, сульфидно-магнетитовые и магнетитовые руды. Они образуют пластообразное рудное тело мощностью 24 м. По геофизическим данным, на месторождении предполагается наличие серии сближенных субпараллельных рудных тел суммарной мощностью около 200 м и протяженностью 8,5 км. Прогнозные ресурсы железных руд Гарсенского месторождения составляют 1,5 млрд. т до глубины 1500 м [67].

Железные руды относятся к осадочно-вулканогенной фации и залегают среди существенно кислых метаморфи-

ческих пород: мигматитов, биотит-кварц-альбитовых blastsмилонитов и биотит-плаггиоклазовых кристаллосланцев. Богатые железные руды слагают центральную часть рудного пласта, а бедные силикатсодержащие (роговая обманка и др.) железные руды приурочены к периферии рудного пласта, что можно объяснить первичной зональностью рудного тела.

Железные руды характеризуются полосчатой, сланцеватой, массивной текстурой, крупнозернистостью, почти биминеральным кварц-магнетитовым составом, повышенным количеством пирита и пирротина в самых богатых магнетитовых рудах. На месторождении развиты преимущественно руды массивной текстуры.

В полосчатых железных рудах чередуются существенно магнетитовые и кварцевые прослои мощностью 3—10 мм. Руды, по-видимому, представляют собой обогащенные магнетитом железистые кварциты. Содержание магнетита составляет 40—80, кварца — 15—60 %. Локально в незначительных количествах в полосчатых железных рудах встречаются моноклинный пироксен, амфиболы (роговая обманка и кумингтонит), апатит, плаггиоклаз, биотит, шпинель, эпидот, карбонат, серицит. Отмечается необычно крупный размер зерен кварца (от 0,3—0,7 до 2—3 мм по длинной оси) и апатита (до 1,5 мм). Специфической текстурной особенностью богатых полосчатых магнетитовых руд следует считать также повсеместное замещение кварца магнетитом в неруд-

ных прослоях. Кварц-амфибол-магнетитовые и кварц-биотит-магнетитовые руды, приуроченные к краевым частям рудного тела, отличаются от описанных полосчатых руд повышенным содержанием зеленой роговой обманки и биотита.

Богатые кварц-магнетитовые и кварц-сульфидно-магнетитовые руды сложены преимущественно магнетитом (80—85 %), кварцем (10—20 %), пиритом и пирротинном (5—15 %). В незначительных количествах отмечаются роговая обманка, моноклинный пироксен, биотит, хлорит, молибденит, кальцит, турмалин, апатит. В богатой руде наблюдаются реликты бедных кварц-магнетитовых руд типа железистых кварцитов. Кварц в этих рудах крупнозернистый (до 2—3 мм) и корродируется магнетитом.

Наиболее богатые массивные железные руды содержат железа около 48 %. В богатых полосчатых кварц-магнетитовых рудах содержание $Fe_{общ}$ составляет 34—46, а в бедных полосчатых силикат-магнетитовых рудах — 20—40 %.

Рудная формация магнетитовых и серпентин-магнетитовых руд варенского типа представлена на Варенском месторождении и рудопроявлениях Стегалес и Шаркинес (Литовская ССР). На последних рудные тела залегают среди амфиболитов вблизи контакта с прорывающими их гранитоидами. На рудопроявлении Стегалес амфиболиты биотитизированы в условиях динамометаморфизма и превращены в амфибол-биотит-плагноклазовые кристаллические сланцы (бластомилониты). На рудопроявлении Шаркинес амфиболиты сильно метасоматически изменены и превращены в серпентиновые, флогопитовые, амфибол-скаполитовые породы, магнетит-амфиболовые и амфибол-магнетитовые породы и руды. На Варенском месторождении висячем боку рудной залежи развиты биотит-амфиболовые гранито-гнейсы, которые относятся к супракрустальным образованиям, сильно измененным окварцеванием, микроклиннизацией, альбитизацией, карбонатизацией. Вмещающие породы тонкозернисты (размер зерен менее 0,3 мм) и имеют сливной облик, что позволяет использовать их в качестве поискового признака на серпентин-магнетитовые руды варенского типа [67]. Внутри рудного пласта развиты скарноподобные породы амфиболового, скаполит-геденбергитового и серпентин-флогопитового со-

става (с тальком и магнетитом). Последняя порода в интервале 4—6 см постепенно переходит в магнетитовую руду.

На рудопроявлении Стегалес магнетитовые руды образуют серию сближенных линзовидных рудных тел суммарной мощностью около 20 м (каждое тело 0,5—7,1 м), падающих под углом 60—70°. На рудопроявлении Шаркинес наблюдается несколько тел магнетитовых руд небольшой и, по-видимому, невыдержанной мощности. Рудные тела падают на юго-восток под углом 81°. На обоих рудопроявлениях, находящихся в зонах разломов, встречаются катаклазированные, трещиноватые и сланцеватые породы.

На Варенском месторождении рудное тело (или несколько сближенных тел) имеет столбообразную форму, диаметр которого, судя по размерам магнитной аномалии, 550—600 м. По геофизическим данным, рудное тело прослеживается на глубину не менее 1200 м и имеет крутое падение. Мощность осадочного чехла на месторождении 350—360 м. Богатые мелко- и среднезернистые руды сложены магнетитом (80—95 %), серпентином (5—20, местами до 60—80 %), флогопитом, тальком, оливином, шпинелью, пиритом, халькопиритом. Как правило, в руде наблюдаются тесные сростания зерен магнетита размером 0,1—3 мм. При повышенном содержании в руде серпентина зерна магнетита выполняют промежутки между ними и имеют ксеноморфные очертания. Текстура руды массивная или полосчатая, структура панидоморфнозернистая или сидеронитовая. В богатой серпентин-магнетитовой руде Варенского месторождения содержится (в %): Fe — 47,25—62,40; MnO — 0,08; V_2O_5 — 0,05; P_2O_5 — 0,44—0,62.

На рудопроявлении Стегалес встречаются массивные, вкрапленные и полосчатые бедные и богатые амфибол-магнетитовые руды, в которых наряду с преобладающим магнетитом в виде примеси находятся обыкновенная роговая обманка, пирит, халькопирит и апатит. В богатой железной руде содержится 59,50 % Fe, 0,54 % MnO, 0,05 % P_2O_5 , 0,07 % V_2O_5 . На рудопроявлении Шаркинес железные руды вкрапленные, силикатно-магнетитовые, бедные и на одном интервале (532—544 м) — богатые.

В рудах преобладает магнетит, из нерудных минералов обычно содержатся амфиболы ряда тремолит—актинолит,

ромбические и моноклинные пироксены, серпентин, апатит, местами кварц (до 40 %). Содержание Fe в бедных амфибол-магнетитовых рудах — 20—34 %, в серпентин-флогопитовых — 33, в амфибол-кварц-магнетитовых — 39—44 %. В богатой амфибол-магнетитовой руде содержание Fe — 50,16 %, MnO — 0,22, P₂O₅ — 0,64 %. Количество V местами достигает 0,16 %.

Магнетитовые железные руды Варенского месторождения и рудопроявлений Стегалес и Шаркинес встречаются совместно с ультраосновными и основными породами и продуктами их изменения.

Курская железорудная провинция (КМА)

Рудная формация магнетитовых железных руд курского типа отмечается на отдельных участках развития железистых кварцитов курской серии как проявления богатых железных руд, приуроченных к зонам интенсивного щелочного и известково-щелочного метасоматоза железистых кварцитов криворожского типа [110].

Железные руды, развитые в зонах интенсивного щелочного метасоматоза, имеют магнетит(мартит)-железнослюжковый и доломит-магнетитовый состав; образуют отдельные крутопадающие субогласные тела мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров, в двух случаях до 10—18 м; содержание Fe_{общ} в богатых рудах составляет 45—65 %; залегают богатые руды среди

Они характеризуются часто большим количеством железа и следующими типоморфными геохимическими признаками: низким содержанием титана (TiO₂ — 0,08—20 %) и марганца (MnO — 0,02—0,54 %), а также относительно повышенным содержанием фосфора (P₂O₅ — 0,11—0,64 %) и ванадия (V₂O₅ — 0,05—0,16 %) [67].

Наши наблюдения позволяют считать обоснованным мнение Н. А. Корнилова [66] о формировании руд варенского типа в результате глубокого метаморфического преобразования руд типа железистых кварцитов.

щелочно- амфиболо - железнослюжково-магнетитовых и щелочно-амфиболо-кумингтонит-магнетитовых кварцитов.

Среди железистых кварцитов Орловского рудного узла установлены мало мощные (0,2—1,0 м) тела богатых магнетитовых руд, пространственно и генетически связанных с зонами проявления известково-щелочного метасоматоза, сопровождающегося формированием андрагита и диоксида. В Орловско-Оскольской зоне среди железистых кварцитов криворожского типа местами встречаются пласты специфических сидерит- и сульфидно-магнетитовых руд, содержащих до 40 % Fe_{общ}. В связи с незначительными масштабами распространения они в настоящее время не представляют промышленного интереса.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Метаморфизованные месторождения образуются на прогрессивной стадии регионального динамотермального метаморфизма из первично-осадочного или вулканогенного материала, обогащенного железом, в условиях ограниченных возможностей выноса рудного материала из исходных эквивалентов метаморфических пород. Сюда относятся железистые кварциты и джеспилиты, развитые на Украинском щите и во многих районах мира. Среди этой группы месторождений в зависимости от состава первичных пород можно выделить две группы месторождений: осадочно-метаморфические, осадочно-вулканогенно-метаморфические.

Минеральный состав руд и вмещающих пород метаморфизованных месторождений зависит от первичного материала и уровня метаморфизма. По ис-

ходному составу выделяются две группы железистых пород: кремнисто-железистая и кремнисто-алюминий-магний-железистая. При наличии незначительных примесей других элементов эти породы при метаморфизме приобретают различный минеральный состав.

С усилением метаморфизма постепенно исчезает резкая полосчатость, так хорошо наблюдающаяся в породах низких ступеней метаморфизма. Пироксен-гранат-магнетитовые породы отличаются более или менее равномерным распределением слагающих их минералов. Обособление магнетитовых или кварцевых прослоев наблюдается довольно редко.

Метаморфизованные месторождения характеризуются особенностями, которые позволяют выделить их среди других групп метаморфогенных месторож-

дэний, а также отличать от постмагматических. Для залежей обычна пластовая форма, хотя встречаются и крупные уплощенные линзы, напоминающие прерывистые пласты. Мощность рудных тел не зависит от трещиноватости или складчатости пород, вмещающих залежь. Залежи или рудные пласты часто приурочены к определенному стратиграфическому горизонту и распространяются на больших пространствах среди пород первично-осадочных фаций. Все это является важной чертой метаморфизованных месторождений.

Минеральный состав руд метаморфизованных месторождений по набору парагенезисов и степени кристаллизации близок вмещающим породам. Во многих случаях утеряна первичная слоистая структура, однако хорошо видно закономерное размещение различных метаморфических пород. Ореолов изменения

боковых пород нет, но хорошо наблюдаются постепенные контакты руды и породы.

Отсутствуют секущие контакты руд, а также жильные образования с тем же набором минеральных ассоциаций, что и в пластовых залежах. Иногда наблюдаются трещинные жилы альпийского типа, в которых развиты минералы, наиболее распространенные в залежах этого типа. Так, среди пластов железистых кварцитов широко развиты кварцево-гематитовые жилы, идущие по поперечным трещинам отрыва, среди кварцитов — жилы кварца, а среди мраморов — жилы кальцита.

Таким образом, в метаморфизованных месторождениях сочетаются признаки первично-осадочного и метаморфогенного происхождения, что дает возможность отличать их от других генетических типов.

Украинская железорудная провинция

Рудная формация силикатно-магнетитовых кварцитов скелеватского типа представлена рядовыми метаморфизованными железными рудами, которые сложены железистыми кварцитами преимущественно магнетитового и мартитового состава [10].

В стратиграфическом отношении основные промышленные и прогнозные запасы руд скелеватского типа приурочены к саксаганской свите криворожской серии (Кременчугский, Правобережный железорудные районы и Криворожский бассейн). Рудные тела имеют пластовую форму залежей мощностью до 200—300 м, вытянутых по простиранию на несколько километров. Глубина распространения руд различна и определяется обычно общей складчатой структурой. Рудные тела часто осложнены интенсивно развитыми и многообразными по форме складчатыми структурами и разрывными нарушениями.

По характеру структурной приуроченности месторождения железистых кварцитов можно разделить на три группы: размещенные в замковых частях складчатых структур (месторождение Скелеватское-Магнетитовое); залегающие в крыльях складчатых структур (месторождение Большая Глееватка); тяготеющие к зонам поперечных деформаций складчатых структур (Первомайское месторождение).

Железистые кварциты развиты в тол-

щах пород низких ступеней метаморфизма (зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой). Вещественный состав железистых кварцитов характеризуется значительной изменчивостью, так как представлен разнообразными по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям породами. Состав и строение руд изменяются не только при переходе от одного стратиграфического горизонта к другому, но и внутри отдельных железистых горизонтов (по простиранию, вкрест простирания и по падению). Железистые кварциты в основном представлены магнетитовыми, гематит-, силикатно- и карбонат-силикат-магнетитовыми разновидностями. Содержание железа растворимого в среднем составляет 34—35 %, железа, связанного с магнетитом, — 27—28, железа карбонатного — 3—5 %.

Все железистые кварциты скелеватского типа по составу можно условно разделить на две большие группы: окисленные кварциты преимущественно мартитового состава и неокисленные кварциты преимущественно магнетитового состава, что в настоящее время и определяет их промышленную ценность.

На руды скелеватского типа перспективны Криворожский бассейн, Орехово-Павлоградский, Кременчугский, Белозерский и Гуляйпольский железорудные районы.

Рудная формация силикатно-магнетитовых кварцитов мариупольского типа охватывает бедные высокометаморфизованные железные руды, представленные преимущественно силикатно-магнетитовыми (пироксен-магнетитовые, куммингтонит-магнетитовые и др.) и реже магнетитовыми легкообогатимыми железистыми кварцитами [10, 53].

Железистые кварциты находятся в парагенетической ассоциации с безрудными кварцитами, кальцифирами, графитовыми и высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами (метаосадочные породы), а также ортосланцами, ортогнейсами, амфиболитами, ультрабазитами, апокератофирами (метавулканитами). Наиболее характерными метавулканитами являются породы основного состава. Железные руды этого типа приурочены к толще пород, метаморфизованных в гранулитовой или верхней части амфиболитовой фации. Содержание $Fe_{\text{общ}}$ в рудах изменяется от 32 до 42, а железа, связанного с магнетитом, — от 22 до 40 %.

Отдельные месторождения и рудные залежи железистых кварцитов образуют разобщенные моноклинальные и брахисинклинальные складки, встречающиеся среди гранитоидов или мигматитов. Железные руды мариупольского типа наиболее широко развиты в Приазовской металлогенической области (Мариупольское рудное поле, месторождение Куксунгур), Одесско-Белоцерковской зоне (Грушковское, Молдовское и другие месторождения), Правобережном железорудном районе (Краснофедоровское, Ореховское месторождения). Эти руды развиты обычно в мелких и средних месторождениях с запасами от 50 до 500 млн. т.

Рудная формация силикат-карбонат-магнетитовых кварцитов верховцевского типа выражена рядовыми железными рудами, состоящими в основном из карбонат- и силикат-карбонат-магнетитовых кварцитов, приуроченных к конкско-верховцевской серии архея и ассоциирующих в разрезе с вулканогенной формацией — метаморфизованными вулканогенными породами основного, реже ультраосновного, среднего и кислого состава.

Железные руды верховцевского типа определяются следующими особенностями: протяженность горизонтов железистых пород изменяется от первых со-

тен метров до 5—8 км, им свойственна фациальная неустойчивость; мощность пластов железистых кварцитов небольшая, она быстро изменяется по простиранию и редко превышает 30—50 м (обычно 3—5 м), падение пластов крутое, согласное с вмещающими породами; строение железистых горизонтов сложное. Они часто переслаиваются с туфогенными и типично осадочными породами, геохимические особенности железистых пород соответствуют геохимическому профилю вулканогенно-осадочных формаций; суммарная мощность непродуктивных пород резко преобладает над мощностью железистых кварцитов; железистые кварциты и вмещающие породы характеризуются низкими ступенями метаморфизма (зеленосланцевая фация). Железные руды верховцевского типа содержат железа магнетитового 10—19, железа карбонатного — 4,5—18,7 %.

Железистые кварциты труднообогатимы, так как высокое содержание железа карбонатного, сложный минеральный состав и мелкие размеры зерен основных рудных компонентов отрицательно сказываются на их технологических свойствах.

Рудная формация богатых силикат-карбонат-магнетитовых руд ингулецкого типа — это силикат-карбонат-магнетитовые и карбонат-гематит-магнетитовые руды. В их формировании принимали участие седиментационные процессы и процессы локального метаморфизма и метасоматоза, проявленные в долгоживущих зонах глубинных разломов. Руды этого типа в той или иной степени изменены процессами выветривания.

Они характеризуются следующими особенностями, определяющими первично-осадочный генезис: продуктивные тела приурочены к контакту пород саксаганской и гданцевской свит криворожской серии или локализируются в нижней части гданцевской свиты; рудные тела имеют пластообразную, прерывистую и линзообразную форму при согласном залегании с вмещающими породами, вместе с которыми они осложнены складчатостью и послерудными смещениями. Глубина распространения рудных залежей соответствует глубине погружения складчатых структур; вещественный состав руд совершенно аналогичен составу вмещающих терригенных пород.

По контакту пород саксаганской и гданцевской свит развиты линейные коры выветривания мезой-кайнозойского возраста, в которых руды ингулецкого типа изменены гипергенными процессами до глубины 500—600 м (Юж-

ный район Криворожского бассейна), а в некоторых случаях и до глубины 1500 м от поверхности (Саксаганский район). Месторождения руд ингулецкого типа сосредоточены в Южном районе Криворожского бассейна.

Белорусско-Прибалтийская железорудная провинция

В Белорусско-Прибалтийском регионе метаморфизованные железные руды довольно хорошо изучены А. С. Махначем, Г. Г. Доминиковским, В. И. Пасюкевичем, А. М. Папом, Н. А. Корниловым, В. В. Ветренниковым, Г. Д. Мотузой [24, 67, 92, 100].

Рудные формации вулканогенно-осадочного ряда характеризуются ассоциацией магнетитовых железистых кварцитов с метавулканитами основного, среднего и кислого состава (Околовское месторождение железистых кварцитов, Белорусская ССР), с метавулканитами преимущественно кислого состава (лептитамы) с подчиненным количеством амфиболитов (Стайцельское месторождение железистых кварцитов, Латвийская ССР); с метавулканитами от кислого (дацитового) до основного (базальтового) состава (Йыхвиское месторождение железистых кварцитов, Эстонская ССР).

Рудная формация силикат-магнетитовых кварцитов околовского типа представлена магнетитовыми железистыми кварцитами в ассоциации с метавулканитами основного, среднего и кислого состава, расположена в рудной зоне протяженностью 13 км и шириной от сотен метров до 2,4 км. На месторождении по геологическим и геофизическим данным выделяются три рудных горизонта с моноклиальным залеганием. Пласты и линзы железистых кварцитов имеют северо-восточное простирание и юго-восточное падение под углами 50—80°. Мощность осадочного чехла от 220 на юго-западе до 360 м на северо-востоке. Мощность первого (западного) рудного горизонта 81—127 м, протяженность 8,5 км; второго — 20—259 м и 10,5 км; третьего — 30—50 м и 7,8 км. Межрудные горизонты имеют такую же мощность, как и рудные. Они сложены плаггиогнейсами с редкими прослоями амфиболитов. Рудовмещающие гнейсы основного (33 % от объема горизонта), среднего (31 %) и

кислого (20 %) состава, а также амфиболиты (16 %) по комплексу признаков относятся к ортопородам. Рудные горизонты характеризуются многопластовым строением. Например, западный горизонт в центре месторождения состоит из семи пластов железистых кварцитов мощностью 0,8—31 м, разделенным такими же по мощности прослоями плаггиогнейсов [66, 67].

Железистые горизонты Околовского месторождения характеризуются изменчивостью по мощности и содержанию железа. Наиболее мощные пласты самых богатых железистых кварцитов выявлены в центре месторождения, в западном и центральном железистых горизонтах. По падению и простиранию количество рудных пластов увеличивается, а их мощность и содержание железа уменьшаются. Резко уменьшается и показатель продуктивности рудных горизонтов (соотношение мощностей рудных и нерудных прослоев) — от 46—68 до 16—20 %.

На месторождении преобладают плосчатые силикат-магнетитовые железистые кварциты. Зона окисления на железистых кварцитах центральной части месторождения не превышает 14 м. На Околовском месторождении развиты амфибол-, пироксен-, амфибол-пироксен-магнетитовые и магнетитовые кварциты. Специфической особенностью железистых кварцитов является чередование магнетитовых, кварцевых и силикатных прослоев. Отмечается частая перемежаемость прослоев, сложенных роговой обманкой, куммингтонитом или моноклинным пироксеном. Местами в незначительных количествах в железистых кварцитах содержатся гранат, кальцит, апатит, пирит, пирротин, эпидот. Размер зерен магнетита — 0,1—0,3, агрегатов зерен — до 6 мм. Размер агрегатов зерен кварца — 0,1—0,3 мм.

Железистые кварциты Околовского месторождения метаморфизованы в ус-

ловиях амфиболитовой фации. Содержание Fe в железистых кварцитах составляет 33,10—37,13, MnO — 0,08—0,20, P₂O₅ — 0,94—1,70 %. Основным концентратом марганца является гранат, а фосфора — апатит, который местами образует пропластки, сопоставимые по мощности с кварцевыми прослоями.

Детальное изучение комплекса горных пород, развитых на Околовском месторождении, позволили Н. А. Корнилову и Л. Л. Шатрубову определить формационный тип железистых кварцитов как железисто-кремнисто-метабазито-лептитовый [68].

Рудная формация силикат-магнетитовых кварцитов стайцельского типа, вскрытая на глубине 688—1115 м, представленная силикат-магнетитовыми кварцитами в ассоциации с метавулканитами преимущественно кислого состава. В разрезе рудной зоны выделяются два горизонта железистых кварцитов, разделенных безрудным горизонтом мощностью 23 м [67].

Верхний рудный горизонт мощностью 41 м имеет зональное строение. Верхняя и нижняя части его малорудные, характеризуются переслаиванием гранат-магнетитовых кварцитов с магнетит-гиперстеповыми гнейсами и лептитами. Центральная часть горизонта сложена диопсид-гранат и гранат-магнетитовыми кварцитами с редкими маломощными прослоями гнейсов и амфиболитов. На породах верхнего рудного горизонта развита зона окисления мощностью 6 м. В нижнем рудном горизонте мощностью около 42 м выделяются два малорудных пласта, характеризующиеся чередованием гранат-магнетитовых кварцитов с гнейсо-лептитам, амфиболитами, и два рудных пласта, сложенные гранат-магнетитовыми кварцитами и джесплитами.

Железные руды Стайцельского месторождения состоят преимущественно из гранат-магнетитовых кварцитов. Менее широко развиты диопсид-гранат и биотит-гранат-магнетитовые кварциты. Гранат альмандин-спессартин-андрадитового ряда развивается по пироксену (диопсид-авгиту) и характеризуется преобладанием спессартиновой и андрадитовой молекул и низким содержанием магния. Размер зерен кварца в нерудных прослоях изменяется от 0,3—0,5 до 0,5—0,6 мм. Железистые кварциты Стайцельского месторождения метаморфизованы в условиях гранулитовой фа-

ции. Содержание Fe в силикатно-магнетитовых кварцитах составляет 24,60—40,32, MnO — 2,01—7,23, P₂O₅ — 0,15—0,53 %. В окисленных железистых кварцитах содержание MnO уменьшается до 0,03 %, что объясняется выносом марганца из граната в процессе его окисления.

Железистые кварциты Стайцельского месторождения, находящиеся в парагенезисе с ортопородами преимущественно кислого состава, относятся к осадочно-вулканогенной формации железисто-кремнисто-лептитового состава [67].

Рудная формация силикатно-магнетитовых кварцитов йыхвиского типа находится в парагенезисе с метавулканитами от кислого (дацитового) до основного (базальтового) состава. Железистые кварциты относятся к образованию вайварасской толщи метавулканитов и метапелитов. Судя по геофизическим и геологическим данным, горизонт железистых кварцитов смят в складки и характеризуется изменчивостью элементов залегания. Например, в восточной магнитной аномалии горизонт общей протяженностью около 8 км имеет северное или восточное простирание и падение от 70—80 на запад до 50—60° на север. Вскрытая мощность железорудного горизонта на западной и восточной аномалиях составляет свыше 80 м, а на северо-восточной — 30, полная мощность, по магнитометрическим данным — 300—400 м. Строение его многопластовое с переслаиванием невыдержанных по простиранию линзовидных пластов силикатно-магнетитовых кварцитов с пластами биотитовых и силлиманит-кордиеритовых и других гнейсов.

Железистые кварциты и вмещающие гнейсы Йыхвиского месторождения повсеместно катаклазированы и милонитизированы. На месторождении развиты преимущественно гранат-магнетитовые, гранат-амфибол-магнетитовые и гранат-пироксен-магнетитовые кварциты, в которых наряду с главными породообразующими минералами отмечаются второстепенные минералы: плагиоклаз, биотит, пирит и пирротин. Содержание сульфидов обычно 1—2, иногда 5—10 %. В амфибол-магнетитовых и амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитах наблюдается основной плагиоклаз (№ 68—86), а в железистых кварцитах с гранатом — более кислый (№ 40—50). Пироксен представлен диопсид-ге-

денбергитом и гиперстеном, амфиболы — зеленой роговой обманкой, местами актинолитом и куммингтонитом. В гранате пироп-альмандинового ряда содержится до 31 % спессартиновой молекулы. Железистые кварциты месторождения метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Содержание железа в силикатно-магнетитовых кварцитах изменяется от 18,02 до 32,60 %, MnO — от 0,34 до 4,94 (более чем в 50 % проанализированных проб в среднем около 3 %), P₂O₅ — 0,06—0,62 %.

Железистые кварциты Йыхвиского месторождения по их парагенезису с метавулканитами от кислого до основного состава и характерным геохимическим особенностям, по-видимому, следует относить не к железисто-кремнисто-метабазитовой [67], а к железисто-кремнисто-метабазит-лептитовой фации.

Из изложенного выше видно, что железистые кварциты Околовского, Стайцельского и Йыхвиского месторождений

имеют отличительные особенности, обусловленные первичным составом железистых осадков и условиями их метаморфизма. Так, для железистых кварцитов Околовского месторождения, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, характерны частое чередование прослоев, сложенных роговой обманкой, куммингтонитом и моноклиновым пироксеном; незначительное развитие граната, который встречается спорадически; повышенное содержание фосфора (P₂O₅ — 0,94—1,70 %) и пониженное марганца (MnO — 0,08—0,44 %).

Железистые кварциты Стайцельского и Йыхвиского месторождений характеризуются метаморфизмом в условиях гранулитовой фации, повышенным содержанием марганца (MnO — 2—3 %) и наличием граната. В железистых кварцитах Стайцельского месторождения отсутствует амфибол, а на Йыхвиском месторождении развит основной плагиоклаз.

Карело-Кольская железорудная провинция

Метаморфизованные железные руды Карело-Кольской железорудной провинции, всесторонне изученные А. А. Полкановым, М. С. Точилиным, П. М. Горяиновым, В. М. Черновым, Ю. И. Лазаревым, В. Я. Горьковцем, М. Б. Раевской и другими можно отнести к рудным формациям железистых кварцитов осадочного и вулканогенно-осадочного ряда [33, 34].

Железорудные формации Кольского п-ова представлены магнетитовыми и силикатно-магнетитовыми кварцитами вулканогенно-осадочного ряда. На одних месторождениях железистые кварциты ассоциируют с преобладающими кислыми лейкократовыми разновидностями гнейсов (лептитам), а на других — с амфиболитами. Образование железистых кварцитов первого типа генетически связывается с кислым и средним вулканизмом, второго — с изливанием основных магм, близких по составу к базальтам. К железисто-кремнисто-лептитовой фации приурочены месторождения железистых кварцитов Приимандровской зоны, в первую очередь Оленегорское месторождение. В железисто-кремнисто-метабазитовой фации наблюдаются мелкие маломощные непротяженные, хотя и многочисленные тела преимущественно низко-

качественных магнетитовых кварцитов, залегающих среди амфиболитов Центрально-Кольской зоны [34].

Рудная формация силикатно-магнетитовых кварцитов оленегорского типа приурочена к железисто-кремнисто-лептитовой геологической фации, развитой на Оленегорском, Комсомольском, Октябрьском и Южно-Кахозерском месторождениях. Ее определяет парагенетическая ассоциация железистых кварцитов с довольно высоким содержанием железа (20—35 %) с кислыми и средними метавулканитами (кварцевыми порфирами, кератофирами, дацитовыми и андезитовыми порфиритами и их пирокластическими аналогами), преобразованными при метаморфизме в кристаллические сланцы, а также вертикальная зональность, выражающаяся в постепенной смене основных вулканитов (близких по составу к базальтам) средними и кислыми вулканитами вверх по разрезу. Железистые кварциты, как правило, залегают в средней части разреза, как бы отделяя нижележащие основные от вышележащих средних и кислых.

Железистые кварциты образуют довольно крупные рудные тела линзовидной формы. Например, на Оленегорском месторождении линза железистых

кварцитов — самая крупная из известных на Кольском п-ове. Протяженность ее около 4 км, мощность — от 20—30 на флангах до 250—300 м в центре. Толща железистых кварцитов в юго-восточном направлении уменьшается постепенно и сопровождается появлением в ее разрезе биотитовых гнейсов или лептитов.

Литологические разновидности железистых кварцитов представлены гематит-магнетитовыми, магнетитовыми кварцитами, содержащими более 27 % железа, и магнетит-силикатными кварцитами с 20—27 % железа. На Оленегорском месторождении преобладают гематит-магнетитовые и магнетитовые кварциты, а на Комсомольском — магнетитовые и магнетит-силикатные.

Рудная формация силикат-магнетитовых кварцитов центрально-кольского типа тяготеет к железисто-кремнисто-метабазитовой геологической формации. Для нее свойственна ассоциация железистых кварцитов с невысоким содержанием железа с амфиболитами. Железистые кварциты этого типа встречаются во многих месторождениях и рудопроявлениях Затуломской, Вороньегундровской, Центрально-Кольской и Южно-Печенгской зон, а также в отдельных месторождениях Приимандровской зоны. Ассоциирующие с ними основные метавулканиды представлены спилитами, диабазами, миндалекаменными основными лавами и их туфами. Вулканиды кислого состава встречаются в незначительном количестве. Редкие линзы кислых метавулканидов отделены от железистых кварцитов основными вулканидами. Рудоносная толща дифференцирована слабо. Железистые кварциты залегают в однородной неконтрастной толще метаморфизованных пород основного состава (амфиболитов или пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев). Железистые породы представлены магнетитовыми кварцитами, образующими маломощные, непротяженные и невыдержанные по простиранию многочисленные линзовидные тела.

Промышленное значение рудных формаций Кольского п-ова неодинаково. К рудной формации оленегорского типа приурочены отдельные крупные промышленные месторождения железистых кварцитов, тогда как с рудной формацией центрально-кольского типа не связаны промышленные концентрации железа.

Рудные формации Карелии представлены метаморфизованными железными рудами вулканогенно-осадочного и осадочного генетических рядов. Силикатно-магнетитовые кварциты вулканогенно-осадочного ряда развиты в разрезах нивеиярвинской и шурловаарской свит. В первой они ассоциируют с основными вулканидами, во второй — с кислыми эффузивами липарит-дацитового состава. Рудная формация осадочного ряда представлена силикатно-магнетитовыми кварцитами, широко развитыми среди метаосадочных пород костомукшской свиты.

Рудная формация силикатно-магнетитовых кварцитов нивеиярвинского типа развита в толще основных эффузивов Карелии. Магнетитсодержащие кварциты образуют редкие линзовидные тела мощностью 1,5—2, местами до 3 м и протяженностью первые сотни метров. Они характеризуются грубой слоистостью, чередованием кварцевых, гранатроговообманко-хлорит-кварцевых и магнетит-роговообманко-хлорит-кварцевых прослоев мощностью 4—25, иногда до 40 см. Редко наблюдаются магнетит-гранат-кварцевые прослои с амфиболом куммингтонит-грюнеритового ряда [33]. Магнетит содержится в количестве от единичных зерен до 5, редко 25 % в прослоях различного состава. Размер его зерен 0,1—0,4, реже до 1 мм в поперечнике. Магнетитсодержащие кварциты, ассоциирующие с основными вулканидами, по содержанию железа и запасам относятся к непромышленным железным рудам.

Рудная формация силикатно-магнетитовых кварцитов шурловаарского типа включает магнетитовые кварциты, ассоциирующие с эффузивами липарит-дацитового состава, которые развиты в разрезе шурловаарской свиты контоксской серии к западу от Костомушского месторождения. По текстурным особенностям среди них различаются разновидности с отчетливой и неотчетливой тонкой слоистостью. Для первых характерны послойная смена минерального состава и наличие кварцевых прослоев мощностью 0,2—1 см. По минеральному составу выделяются биотит-грюнерит-магнетитовые, актинолит-магнетитовые, грионерит-магнетит-биотитовые и магнетит-биотит-грюнеритовые железистые кварциты [33].

Главный рудный минерал в рассматриваемых железистых кварцитах —

магнетит (5—40 %). Он образует пеллечатые и ленточные агрегаты и обособленные зерна часто идиоморфной формы размером 0,02—0,2 мм. В связи с преобладающим размером зерен магнетита 0,03 мм железистые кварциты относятся к дисперсно-вкрапленным рудам. Неотчетливая слоистость магнетитовых кварцитов объясняется чередованием темных прослоев с большим содержанием силикатных минералов мощностью 0,1—0,5 см и несколько более светлых прослоев мощностью 0,2—1 см, сложенных теми же минералами, но с преобладанием кварца. Неотчетливые границы между прослойками обусловлены равномерным распределением в породе магнетита.

По минеральному составу среди магнетитовых кварцитов с неотчетливой слоистостью выделяются роговообманко-биотит-магнетитовые, магнетит-биотитовые и биотит-магнетитовые. Содержание магнетита в них составляет 7—20, редко до 30, а кварца — 35—50 %. В настоящее время железистые кварциты этого типа не представляют промышленного интереса.

Рудная формация силикатно-магнетитовых кварцитов костомукшского типа генетически связана с метаморфизованными осадочными образованиями флишевой железисто-кремнистой геологической формации. Магнетитовые кварциты приурочены к отложениям костомукшской свиты гимольской серии и образуют крупнейшее на Северо-Западе СССР Костомукшское месторождение и рудопроявления на участках Корпанском и Восточных магнитных аномалиях.

Они переслаиваются с углеродсодержащими сланцами, а также с ритмично-слоистыми сланцами и гнейсами, представляющими собой метаморфизованные песчано-глинистые и глинисто-песчаные отложения флишевого типа. Мощность пластов магнетитовых кварцитов изменяется от нескольких до 35, редко 80 м, протяженность — от одного до первых десятков километров. Полосчатость их обусловлена послойной сменой минерального состава. В. Я. Горьковец и

М. Б. Раевская делят эти кварциты на рудные, малорудные и нерудные [33].

На Костомукшском месторождении преобладают рудные биотит-, рибекит-, кроссит-, актинолит- и грюнерит-магнетитовые кварциты. В биотит- и актинолит-магнетитовых кварцитах помимо доминирующего магнетита распространен гематит (1—3 %), а также мушкетовит. В этих кварцитах, слагающих центральную часть разреза, коэффициент окисления (Fe_2O_3/FeO) изменяется от 0,65 до 1,3, а содержание магнетита — от 40 до 55 %. Магнетит слагает почти нацело рудные прослои, широко развит в магнетит-силикатных и в незначительных количествах содержится в кварцевых прослоях. Наряду с магнетитом в этих кварцитах содержится кварц и (до 20 %) биотит, грюнерит, рибекит или биотит совместно со щелочными амфиболом и актинолитом. Количество карбоната, являющегося, как правило, второстепенным минералом, в рассматриваемых кварцитах, иногда в биотит-магнетитовых кварцитах, достигает 20 %. Он представлен анкеритом и доломитом.

На Костомукшском месторождении и на участках Восточных аномалий в меньшей мере развиты малорудные грюнерит-магнетитовые, грюнерит-роговообманко-магнетитовые, биотит-роговообманко-магнетитовые и биотит-магнетитовые кварциты, содержащие 30—40 % магнетита. Главные породообразующие минералы (кварц, магнетит и силикат) содержатся в них примерно в равных количествах. Мощность пластов этих кварцитов составляет несколько — 30, а на Костомукшском месторождении и до 70 м.

Нерудные магнетит-биотит-грюнеритовые и грюнерит-роговообманко-биотитовые кварциты распространены в нижней и верхней частях костомукшской свиты. В первом случае мощность их прослоев 1—10, редко 25, во втором — до 40 м. Главные породообразующие минералы — кварц (20—40 %), грюнерит и сине-зеленая роговая обманка (25—60 %), биотит (10—30 %), магнетит (5—20 %).

Курская железорудная провинция (КМА)

Железные руды КМА наиболее полно охарактеризованы в работах Н. А. Плаксенко [115], Н. И. Голивкина, И. Н. Леоненко, Б. П. Епифано-

ва, И. А. Русиновича, В. И. Белых, Н. А. Жаворонкина, Е. И. Дуная и др. [54], В. П. Орлова, Н. И. Голивкина, В. П. Дмитриева, Н. Д. Кононова,

И. А. Шевырева [110]. Среди рудных формаций метаморфизованных железных руд осадочного ряда выделяются две группы — хемогенно-осадочных и хемогенно-кластогенно-осадочных руд. К первой относятся рудные формации железистых кварцитов береговского, бесединского, криворожского и обоянского типов, ко второй — рудные формации железных руд белгородского и яковлевского типов.

Рудная формация силикат-магнетитовых кварцитов береговского типа приурочена к михайловской серии верхнего архея. Она развита в Михайловско-Береговской (Береговское и Жидеевское рудопроявления), Орловско-Оскольской (Южно-Коробковское и Малохуторское рудопроявления), Тарасовско-Ракитянской и Стоковской рудоносных зонах. Железистые породы образуют линейно вытянутые пласты и линзы протяженностью от первых десятков метров до первых километров, мощностью 0,2—3, реже до 16 м. Пласты и линзы железистых пород переслаиваются с амфиболовыми сланцами, хлорит-серицит- и хлорит-амфибол-плагноклазовыми, гранат-амфибол-биотитовыми сланцами, кварц-биотит-хлоритовыми сланцами, кератофирами, амфиболитами и метаультрабазами [54].

По В. П. Орлову и др. [110], железистые породы представлены магнетит-силикатными, силикат-карбонат-магнетитовыми и карбонат-магнетитовыми разновидностями разнополосчатых железистых кварцитов, содержащих 16,7—23,3 % $Fe_{общ}$, 6,7—16,8 % железа магнетитового. В составе железистых кварцитов постоянно встречаются карбонаты железа. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Железистые породы залегают непосредственно среди вулканогенных пород основного, среднего и кислого состава, что позволяет считать рудную формацию береговского типа как часть железисто-кремнисто-лептит-метабазитовой геологической формации. В качестве ближайшего ее аналога может рассматриваться рудная формация верховцевского типа. Небольшие размеры и разобщенность рудных залежей, плохая обогатимость железистых кварцитов свидетельствуют о том, что рудная формация береговского типа в настоящее время промышленного значения не имеет.

Рудная формация силикат-магнетитовых кварцитов бесединского типа распространена в михайловской серии верхнего архея в Курско-Бесединской и Знаменско-Малоархангельской рудоносных зонах.

Железные руды представлены железистыми кварцитами, которые образуют пластовые, линзовидные, извилистые тела протяженностью 0,5—5, редко 10—15 км, мощностью 1—140 м и более. Железистые кварциты переслаиваются с высокоглиноземистыми полевошпатизированными слюдяными сланцами, амфиболитами, гнейсами, лептитами, гранито-гнейсами, что позволяет определять рудную формацию бесединского типа как составную часть железисто-кремнисто-лептит-метабазитовой геологической формации. Железистые кварциты — это нечеткополосчатые магнетитовые, гранат-магнетит-пироксеновые, роговообманко-магнетитовые кварциты, содержащие 20—45 % $Fe_{общ}$, 10—35 % железа магнетитового. Примесь железа сульфидного невысокая. Карбонатов железа нет. Породы месторождения метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Железистые кварциты хорошо обогатимы. Они образуют по запасам — мелкие и средние месторождения, в единичных случаях крупные. В качестве аналога железисто-кварцевитовой рудной формации бесединского типа может быть принята железисто-кварцевитовая рудная формация мариупольского типа. В настоящее время промышленное значение рассматриваемой рудной формации незначительно [54, 110].

Рудная формация силикат-магнетитовых кварцитов криворожского типа отмечается в курской серии нижнего протерозоя. Она развита в Орловско-Оскольской, Михайловско-Белгородской, Комаричско-Почепнянской, Крупецкой, Короганско-Большетроицкой, Истобнянско-Новооскольской, Жидковско-Шаталовской, Валуйской рудоносных зонах, наиболее полно изучена на разведанных и эксплуатируемых месторождениях Михайловском, Коробковском, Стойленском, Лебединском, а также на разведываемых Стойло-Лебединском, Приоскольском, Чернянском.

Железные руды представлены железистыми кварцитами, которые образуют пластовые, реже линзообразные и изометричные залежи длиной 3—100 км, мощностью 20—500 м, иногда больше.

Железистые кварциты залегают среди сланцев. От вулканогенных пород Михайловской и оскольской серий продуктивная толща курской серии отделена мощными толщами терригенно-осадочных пород [110].

Рудная формация криворожского типа — составная часть железисто-кремнисто-сланцевой формации. Тела железистых кварцитов образуют линейно вытянутые крутопадающие (65—90°) синклиналильные структуры, глубина погружения которых, по геофизическим данным, составляет 2,5—3,5 км. Они распространены на крыльях и замковых частях крупных синклиналильных структур. Рудоносность продуктивной толщи курской серии достигает 30—55, иногда 75 %. Породы, слагающие рудную формацию, метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Михайловско-Белгородская зона) и эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Орловско-Оскольская зона).

Железистые кварциты залегают согласно с вмещающими породами. Рудные залежи характеризуются зональным строением: периферийные части рудных тел сложены безрудными и малорудными кварцитами; центральные — магнетитовыми, гематито-магнетитовыми, магнетит-гематитовыми кварцитами. Железистые кварциты представлены тонко-, средне- и разнополосчатыми силикат-магнетитовыми, магнетитовыми, карбонат-силикат-магнетитовыми, гематит-магнетитовыми разновидностями, характеризующимися фациальными взаимопереходами и изменениями содержания $Fe_{общ}$ от 15 до 45 %, магнетитового железа 10—36, железа карбонатного 0—5 %. Кварциты мелко-, средне- и редко крупнозернистые, преимущественно средне- и легкообогащаемы. Главные минералы — кварц, магнетит, гематит, зеленая слюдка, карбонаты, амфиболы, пирит; второстепенные — хлорит, апатит, пирротин, тальк, биотит, гриналит. Рудная формация криворожского типа слагает преимущественно крупные и весьма крупные месторождения, разработка которых возможна карьерным способом. Эти месторождения имеют большое промышленное значение.

Рудная формация хемогенно-кластогенных железных руд яковлевского типа выделена в нижней части разреза оскольской серии нижнего протерозоя в

Белгородской синклиналильной структуре. В толще переслаивающихся конгломератов, конгломерато-брекчий железистых кварцитов, железистых песчаников, алевролитов, алеврофиллитов и сланцев встречаются прослои хлорит-магнетитовых, хлорит-гематитовых железных руд и железистых кварцитов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. В конгломерато-брекчиях содержание $Fe_{общ}$ достигает 32, железа магнетитового — примерно 1 %. В железистых кварцитах содержание $Fe_{общ}$ — 16,6 — 27,8, железа магнетитового — 0,3—18,9 %.

Рудная формация яковлевского типа — составная часть железисто-кремнисто-сланцево-карбонатной (кластогенно-хемогенной) геологической формации. В связи с незначительной мощностью рудных тел, частым их выклиниванием, низкой продуктивностью железорудной толщи (5—10 %) и плохим качеством железистых пород рудная формация самостоятельного промышленного значения не имеет.

Рудная формация магнетитовых кварцитов белгородского типа представлена терригенно-хемогенными образованиями, которые приурочены к белгородской свите оскольской серии нижнего протерозоя. Они сформулировались на завершающем этапе развития курской протгеосинклинали в ее раннеорогенных прогибах миогеосинклиналильного типа.

Железистые терригенно-хемогенные образования этого типа выполняют мульдообразные прогибы с пологим (10—50°) падением крыльев [54, 110] в Белгородской синклиналильной структуре.

Железистые породы образуют рудные тела линзо- и пластообразной формы длиной 0,1—14,0 км, мощностью 0,2—150 м. Глубина залегания рудных тел 400 м и более.

В разрезе рудных залежей железистые породы переслаиваются с углеродистыми и карбонат-слюдными сланцами и алевролитами. Наблюдаются слои песчаников, кристаллических известняков и доломитов. Породы формации метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Железистые кварциты представлены магнетитовыми, гематит-магнетитовыми, карбонат-магнетитовыми и силикат-карбонат-магнетитовыми разновидностями. В железистых кварцитах содержится 22—32 % $Fe_{общ}$ и 9—29 % железа магнетитового.

Они труднообогатимы. Железистые кварциты белгородского типа самостоятельного промышленного значения в настоящее время не имеют. Однако по мере промышленного освоения месторождений богатых железных руд в Белгородском районе возможна и их попутная добыча.

Железородные формации Восточно-Европейской платформы характеризуются следующими чертами.

1. С вулканогенной и осадочно-вулканогенной железисто-кремнистыми геологическими формациями Украинского и Балтийского щитов, Воронежского кристаллического массива и Белорусско-Литовского выступа связаны многочисленные рудные формации преимущественно метаморфизованных железных руд (железистых кварцитов). Руды этого типа метаморфизованы в основном в амфиболитовой или гранулитовой фациях, изредка зеленосланцевой (верховцевский тип). В геолого-структурном отношении рудные формации приурочены к архейским кратонам (архейские ядра щитов) с изотопным возрастом 3,5—2,7 млрд. лет. Промышленные запасы рядовых руд на эксплуатируемых месторождениях незначительны. Железистые кварциты Оленегорского и Куксунгурского месторождений пригодны для производства суперконцентрата высшего класса.

2. Значительно меньшие площади на докембрийских щитах и массивах заняты осадочными (терригенно-хемогенными) геологическими формациями, от-

носящимися к протогеосинклинальным структурам нижнего протерозоя с изотопным возрастом 2,6—1,8 млрд. лет. От вулканогенных и осадочно-вулканогенных геологических формаций осадочные отличаются составом, условиями залегания и мощностью продуктивных свит, составляющей сотни метров (до 1700 м в Криворожско-Курском регионе) в нормальном геологическом разрезе. С осадочными железисто-кремнистыми формациями Украинского щита и Воронежского кристаллического массива связаны рудные формации метаморфических и метаморфизованных богатых и рядовых железных руд, которые представляют существенную часть в балансе запасов и добычи СССР.

3. Промышленное значение рудных формаций определяется типом геологических железисто-кремнистых формаций, условиями их метаморфизма и развитием глубинных зон окисления. Например, богатые железные руды саксаганского типа (мартитовые) все без исключения находятся в железистых породах осадочной формации, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, размещаясь преимущественно в глубинных зонах окисления. Рядовые железные руды наиболее ценных и широко распространенных скелеватского и криворожского типов рудных формаций образовались также в условиях зеленосланцевой, реже амфиболитовой фаций метаморфизма среди железисто-кремнистой осадочной формации.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ, СВИНЦА, ЦИНКА, НИКЕЛЯ, ВОЛЬФРАМА И ДР.

Формации метаморфизованных месторождений, очевидно, должны выделяться по тем же критериям, что и формации других рудных образований. Однако для метаморфизованных месторождений вопрос осложняется тем, что метаморфизму подвергаются рудные образования, уже относящиеся к той или иной рудной формации, т. е. обладающие конкретными геологическими особенностями, отличающими их от образований других формаций и определяющими закономерности размещения. Эти характерные первичные особенности сохраняются при метаморфизме, постепенно стираясь по мере возрастания интенсивности последнего или при его повторении.

Степень преобразования метаморфизованного месторождения зависит не только от условий, в которых происходило это изменение, но и от особенностей самого объекта. Метаморфогенные процессы отмечаются в месторождениях различного генетического типа. Так, существенное влияние наложенных процессов установлено в магматических месторождениях сульфидных медно-никелевых руд в основных и ультраосновных породах, в колчеданных залежах, генетически связанных с вулканизмом, и в других эндогенных рудных образованиях. Наряду с этим мало известно о метаморфизме хромитовых залежей в гипербазитах, в меднопорфириновых месторождениях, в железорудных месторождениях ангаро-илимского типа и т. д. Особо стоит вопрос о метаморфизме гидротермальных (в прежнем понимании этого термина) месторождений. Многие жильные, штокверковые и тому подобные месторождения представляют собой метаморфогенные образования, но данные для различения их со сходными магматогенными образованиями еще недостаточно. Поэтому судить об их «метаморфизме» затруднительно. Возмож-

но, что стадийность минералообразования в таких месторождениях в известной мере отражает последовательные стадии метаморфизма. Таково, например, месторождение Тары-Экан, в котором наряду с вкрапленностью сульфидов в эффузивах наблюдаются жильно-образные концентрации их в протяженных трещинах, и некоторые другие месторождения Карамазара (Таджикистан).

Наиболее ярко метаморфизм проявляется в осадочных (инфильтрационных) месторождениях, особенно в «стратифицированных» месторождениях меди, свинца и цинка. Изучение метаморфизма осадочных месторождений цветных металлов способствовало привлечению внимания многих геологов к стратифицированным проявлениям ртути, вольфрама, олова, золота, сурьмы, никеля и других металлов, которые долгое время относились к эндогенным образованиям. Обнаружены и новые стратифицированные залежи, причем многие из них приурочены к докембрийским метаосадочным толщам.

Большое количество стратифицированных месторождений вольфрама, представленного главным образом шеелитом и сопровождаемого оловом, молибденом, сурьмой, ртутью и другими металлами, известно в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах различного состава, возраста и степени метаморфизма. Стратиграфический контроль проявляется в ртутно-сурьяно-вольфрамовых месторождениях Забайкалья. Шеелитоносные кварциты и наличие шеелита и антимонита в зонах брекчий в графитовых сланцах отмечены в Енисейском крае и на восточном склоне Кузнецкого Алатау [112], мелкие рудопроявления вольфрама и молибдена обнаружены в черных сланцах Швеции [177]. Сурьяно-вольфрамовые месторождения Каринтии и Восточного Ти-

роля в палеозойских толщах (ордовик — девон) описаны Л. Лахузенем [178]. Возраст месторождения шеелита, иногда с золотом в горизонтах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, и скарнированных сланцев в Родезии 2000 млн. лет [169]. В Северном Трансваале известны стратифицированные месторождения сурьмы с шеелитом и киноварью в метаморфизованных, иногда до степени биотитовых сланцев и гнейсов, глинистых и песчаных слоях с подчиненным количеством основных лав [171]. Шеелитовая и молибденовая минерализация, сопровождаемая сульфидами, установлена в докембрийских скарнированных и превращенных в тактиты известняках Северо-Восточной Бразилии [179]. Проявления шеелита, сопровождаемого большей частью молибденитом, есть в докембрийских известково-кремнисто-силикатных гнейсах и амфиболитах в Колорадо и Вайоминге [187]. В Восточных Альпах распространены сурьма-вольфрам-ртутные месторождения в карбонатной и вулканогенно-осадочной толщах раннего палеозоя (главным образом силура) [175]. В девонских породах шеелит сопровождается сульфидами кобальта.

Месторождение Питкьярнта и другие оловянно-вольфрамовые месторождения с минералами свинца, цинка, железа, рудопоявления Северного Приладожья также обнаруживают стратиграфическую приуроченность [117]. Наличие оловянного оруденения в верхнепротерозойских сланцах Приполярного Урала отметил Д. П. Сердюченко [129]. Стратифицированные месторождения олова в светлых метасоматических кварцитах нижнего ордовика описаны в районе Бокау в Рудных горах [176]. В нижнепалеозойских известковистых сланцах и известняках размещено и оловянное оруденение в Тасмании [168].

К стратифицированным месторождениям золота относятся месторождения, залегающие в углистых сланцах и кварцитах протерозоя [15]. Месторождение золота Пассагем де Мариана (Бразилия) залегает в горизонте графитовых филлитов, доломитов и кремнистых пород докембрия. В рудах содержится турмалин [173].

Приведенные примеры по стратифицированным месторождениям различных металлов иллюстрируют различную степень метаморфизма вмещающих их

толщ — от слабо измененных карбонатных и терригенных пород до мраморов и гнейсов. Метаморфизм сказался и на минералогическом составе руд, и на морфологии рудных залежей, во многих месторождениях, частично имеющих жильную форму.

Следовательно, необходимо пересмотреть генезис так называемых гидротермальных месторождений, обычно связываемый с магматизмом, в то время как временные, пространственные и геохимические соотношения их с интрузивами и вулканическими породами обуславливаются лишь общностью причин проявления на конкретном участке земной коры в данный интервал времени определенных тектоно-магматических и геохимических событий. Многие месторождения, относимые к магматогенным, в действительности метаморфогенные. Признание этого факта позволило внести новые элементы в представления об их металлотектах и закономерностях проявления в данном регионе. К таким месторождениям можно отнести, в частности, грейзеновые образования, связь которых с гранитоидами определяется геохимическим соответствием, т. е. вещество грейзеновых рудных залежей может происходить из гранитов и сходных с ними по составу других пород, а не из гранитной магмы или ювенильных растворов. В некоторых случаях рудный материал жил можно обнаружить непосредственно во вмещающих толщах.

Все изменения месторождений различных генетических типов лишь иллюстрируют сделанный вывод о том, что подвергшиеся метаморфизму объекты сохраняют основные металлотекты и, следовательно, закономерности проявления, за исключением тех случаев, когда рудные концентрации полностью рассеиваются. Вместе с тем очевидно, что в условиях различных фаций метаморфизма возникают некоторые особенности, влияющие на практическую ценность и методику исследования рудного объекта. Во многих типах месторождений можно наметить различно метаморфизованные объекты. Так, месторождения медистых песчаников известны в неметаморфизованных породах (третичные песчаники Науката или пермские песчаники Приуралья), в толщах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой (месторождения Олекмо-Витимской

горной страны и медного пояса Шабы—Замбии) и амфиболитовой фаций (фальбанды Норвегии). В условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций месторождения полностью сохраняют первичные особенности, и закономерности их размещения не меняются. При амфиболитовой фации существенную роль начинают играть метаморфические образования (жилы Консберга), в размещении которых возрастает значение структурных элементов. В процессе гранитизации, если судить по вкрапленности медных минералов в породах серии люфубу (Замбия), первичные осадочные концентрации медных минералов рассеиваются.

Сохранность эндогенных месторождений при метаморфических процессах может быть проиллюстрирована пространенностью рудных залежей колчеданной формации. Возникая в ранние этапы развития подвижных зон, толщи, вмещающие колчеданные залежи, испытывают метаморфизм, соответствующий условиям зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации. Таковы толщи, вмещающие колчеданные месторождения Урала, Рудного Алтая и других регионов. Попадая в условия высокотемпературных фаций метаморфизма, рудовмещающие породы изменяются сильнее, как, например, в месторождениях Карелии, а также в некоторых залежах Канадского щита. В гранитизированных и мигматизированных толщах колчеданных залежей не установлено, что, однако, не может служить доказательством их отсутствия. Метаморфизм колчеданных месторождений, помимо преобразования вмещающих толщ и их рассланцевания, проявляется в изменении минералогического состава, структуры и текстуры руд, а также в распределении металлов в рудных залежах. Эти процессы не влияют на общие закономерности размещения месторождений, и при металлогенических построениях необходимо учитывать прежде всего условия их первичного образования.

При метаморфизме сохраняются и основные закономерности размещения месторождений магматической группы. Поэтому особых формаций метаморфизованных месторождений выделять не следует, поскольку они по металлотектам и закономерностям проявления ма-

ло отличаются от соответствующих неметаморфизованных образований. Для обозначения метаморфизованных объектов к названию формации первичных образований можно добавлять слово «метаморфизованная».

Концентрации меди, свинца и цинка возникают при различных геологических процессах, начиная от собственно магматических и кончая процессами выветривания. Однако при этом количество ведущих рудных формаций, содержащих значительные запасы металлов, относительно невелико. Главнейшие медные месторождения относятся к одной из следующих формаций: сульфидных медно-никелевых руд в основных и ультраосновных породах; медно-порфировых руд; контактовых скарновых залежей; месторождений вкрапленных руд самородной меди и медных сульфидов в базальтоидах; жильных месторождений, колчеданных залежей, медистых песчаников. Помимо этого, известны некоторые уникальные образования, такие, как карбонатитовое месторождение Палабара или вкрапленность медных сульфидов (преимущественно борнита) в габбро (Волковское месторождение). Кроме собственно медных, медные минералы находятся в месторождениях других металлов в качестве второстепенных компонентов.

Формации свинцово-цинковых (полиметаллических) месторождений менее разнообразны. Основными рудными формациями, включающими крупные промышленные объекты свинца и цинка, являются колчеданно-полиметаллические залежи, жильные, скарновые контактовые, стратиформные (осадочные) в карбонатных толщах. Как и медные, минералы свинца и цинка содержатся в качестве сопутствующих компонентов во многих месторождениях других металлов.

Медные месторождения перечисленных выше формаций образовывались во все периоды существования земной коры — от раннего докембрия до кайнозоя. Во многих случаях они находятся в областях, переживших несколько периодов тектогенеза. Поэтому большинство из них и, вероятно, все докембрийские, претерпело метаморфизм той или иной степени. Однако метаморфические изменения в месторождениях изучены мало.

ФОРМАЦИИ СТРАТИФОРМНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Среди стратиформных месторождений меди, свинца и цинка в осадочных толщах в основном можно выделить две основные рудные формации: медистых песчаников и полиметаллических месторождений в карбонатных породах. Медистые песчаники развиты главным образом в терригенных пестроцветных толщах и значительно реже — в сероцветных черносланцево-карбонатных формациях, обычно обогащенных углеродистым материалом, а также иногда содержащих вулканогенные породы. В пестроцветных толщах рудная минерализация может приурочиваться к литологически различным слоям: алевролитам, мелко- и крупнозернистым песчаникам, гравелитам, конгломератам, известнякам (редко), сланцам, но это существенно не меняет общих закономерностей проявления месторождений. В черносланцево-карбонатных формациях рудная минерализация концентрируется в богатых органическим углеродом черных сланцах, доломитах, туфогенных алевролитах. В полиметаллических месторождениях в карбонатных толщах оруденелыми могут быть известняки, доломитизированные известняки, доломиты. Как их подформацию можно рассматривать оруденение в терригенных, иногда пестроцветных толщах.

Генезис месторождений обеих формаций остается дискуссионным, но имеющиеся фактические данные свидетельствуют о первично-осадочном, а в некоторых случаях — и о гидрогенном накоплении рудного материала. При глубоком погребении первично-эндогенный материал попадает в условия, совершенно отличные от первичных и месторождения претерпевают значительно большие изменения, чем первично-эндогенные образования. В осадочных месторождениях эти изменения происходят уже в стадию диагенеза при невысоких давлениях и температурах и продолжают до глубокого метаморфизма. Этим изменениям подвергаются руды и безрудные слои рудоносных толщ. В зависимости от геологического развития соответствующего региона руды месторождений могут быть представлены как слабосцементированными осадочными породами, так и высоко метаморфизованными кристаллическими сланцами и гнейсами, что характерно для докем-

брийских образований. Красноцветные слои песчанико-сланцевых пестроцветных толщ при метаморфизме меняют окраску на серо-зеленую. Вследствие развития аутигенных минералов (хлорита, актинолита) происходит перекристаллизация обломочных зерен, карбонатизация и окремнение цемента и другие характерные для метаморфизма осадочных пород явления. В рудоносных карбонатных толщах полиметаллических месторождений обычно проявляются доломитизация, окремнение, аргиллизация; при метаморфизме в условиях более высокотемпературных фаций, чем зеленокаменная, они часто мраморизованы, местами в них возникают скарновые и другие аутигенные минералы. Измененные рудоносные породы песчано-сланцевых и карбонатных толщ в каждом регионе и даже в каждом месторождении имеют те или иные отличия вследствие особенностей первоначального состава и интенсивности метаморфизма. Минерализованные карбонатные известняки позднепротерозойского Горевского полиметаллического месторождения местами сидеритизированы, иногда несколько скарнированы; в околорудных карбонатных породах архейского полиметаллического месторождения Завар (Индия) содержатся калиевые полевые шпаты, биотит, хлорит, альбит, турмалин; в породах месторождения Салливан (Канада) — хлорит, мусковит, тремолит, цоизит, турмалин, гранат, биотит, альбит. В месторождении Брокен Хилл (Австралия), метаморфизованном в условиях альмандин-амфиболитовой фации, рудоносные породы песчанико-сланцевой толщи преобразованы в гнейсы и кристаллические сланцы, вследствие чего месторождение длительное время относилось к высокотемпературным гидротермальным образованиям.

Медная минерализация в протерозойском Удоканском месторождении медистых песчаников приурочена в основном к горизонту песчаников и алевролитов, представленных кварцитовидными и известковистыми разностями. Породы некоторых слоев имеют буроватую окраску, переходящую в серо-зеленую, позволяющую предположить, что первоначально эти слои имели красный цвет и вся толща являлась пестроцветной.

Из новообразований в породах помимо карбонатов и кварца в различных количествах наблюдаются хлорит, серицит, эпидот, амфибол и биотит. Распределение новообразований, главным образом эпидота, иногда придает породе полосчатую текстуру. Тонкие слои песчаников нередко обогащены кластическими зернами магнетита, а также циркона, ильменита, монацита, турмалина и др.

Метаморфизм меденосных толщ Замбии, по описанию Ф. Мендельсона [182], относится к зеленосланцевой фации и лишь местами обнаруживаются следы более интенсивных динамических и высокотемпературных воздействий. В южной части Медного пояса метаморфизм пород рудоносной системы Катанга несколько выше и достигает эпидот-амфиболитовой фации. Метаморфизм зеленосланцевой фации обусловил перекристаллизацию глинистых пород и цемента песчаников, изменение красной окраски (сохранившейся местами в некоторых слоях) пластов на серую и зеленовато-серую и образование многочисленных секреционных жил. На участках проявления метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации богатые карбонатами кварциты содержат эпидот и актинолит; в доломитах встречаются тремолит, биотит, нистацит, в аргиллизитах — скаполит и клиноциозит. Образуются относительно крупнозернистые актинолитовые сланцы.

Значительно интенсивнее метаморфизованы породы серии Люфубу, подстилающей описанную выше рудоносную систему Катанга. Редкая вкрапленность халькопирита, приуроченная к гнейсам серии Люфубу, является реликтом рассеянного сингенетического медного оруденения.

Меденосная толща Удоканского месторождения прорвана интрузиями габбро-анортозитов и гранитов, дайками основного и кислого составов, оказывающими на вмещающие породы контактное воздействие. Однако изменения охватывают лишь ограниченные контактовые зоны.

Значительно интенсивнее, чем породы Удокана и Замбии, метаморфизованы породы норвежских «фальбандов», хотя они намного моложе Удокана. В округе Консберг оруденение приурочено к биотитовым, биотит-гранатовым и другим кристаллическим сланцам, гнейсам и кварцитам. Сульфиды концентри-

руются в мелких линзах протяженностью до двух метров, но залегающих в определенных слоях, в которых они прослеживаются в некоторых зонах фальбандов на расстоянии до 15 км при ширине зон, редко превышающей 300 м. С фальбандами пространственно связаны кварцевые и кальцитовые жилы, несущие рудную вкрапленность, представленную в кальцитовых жилах, в частности, минералами серебра, арсенидами кобальта и никеля, самородным серебром, халькопиритом и галенитом. Серебросодержащие жилы имеют оруденение только там, где секут фальбанды.

Сильный метаморфизм фальбандов не позволяет уверенно относить их рудоносные породы к первично пестроцветным толщам. Я. К. Гаммон [170] сопоставляет их с докембрийскими сланцами Финляндии и отчасти с австралийским месторождением Маунт Айза.

Стратиграфический и литологический контроль оруденения, пластовая и линзовидная формы залежей, вкрапленный тип руд сохраняются при достаточно высоких степенях метаморфизма, но при метаморфизме происходит более интенсивное образование несогласных с напластованием минеральных скоплений, характерными из которых являются конкреционные жилы. Характер распределения рудных концентраций в фальбандах свидетельствует о том, что при высоких степенях метаморфизма рудная минерализация может рассеиваться.

Метаморфизм рудных залежей проявляется в изменении их состава, морфологии, размеров, а также текстур и структур руд.

Минералогические изменения рудных компонентов медистых песчаников происходят достаточно интенсивно, хотя форма первичного осаждения меди в терригенных осадках достоверно не установлена. Некоторые авторы склонны отводить значительную роль карбонатам, но в природе более распространены сернистые соединения меди, обязанные в значительной степени деятельности сероводородных и сульфатовосстанавливающих бактерий. При небольшой глубине рудообразования распространенным первичным медным минералом оказывается халькозин, который в более восстановительной обстановке сменяется борнитом, затем халькопиритом и далее пиритом. Такая зональность обыч-

на в медистых песчаниках, не подвергнувшись метаморфизму высоких степеней. В некоторых месторождениях помимо халькозина первичным минералом является самородная медь. При метаморфизме минералогия руд существенно усложняется в результате перемещения и активности как главных, так и сопровождающих и аксессуарных элементов. Возникают блеклые руды и различные сульфосоли, во многих месторождениях появляются кобальтовые минералы, иногда никелевые, висмутовые и др. К таким метаморфогенным образованиям в некоторых случаях относятся уранинит и другие урановые минералы, которые, однако, могут быть и дометаморфическими, а также магнетит.

Одним из минералогических изменений, связанных с метаморфизмом, является смена халькозина халькопиритом при перемещении и переотложении рудных компонентов руд.

Минералогические преобразования проявляются неодинаково даже в месторождениях одного и того же региона, метаморфизованных в условиях близких фаций, что зависит, очевидно, от геохимических особенностей соответствующих участков земной коры.

Минералогические изменения полиметаллических руд также могут быть весьма значительными, но метаморфогенное происхождение отдельных минералов не всегда может быть достаточно обосновано. Главными извлекаемыми компонентами этих месторождений являются свинец и цинк, проявляющиеся в первичных рудах в форме галенита и сфалерита. Эти минералы находятся почти во всех залежах независимо от возраста и степени метаморфизма, но количественные соотношения их и содержание свинца и цинка в рудах различных месторождений подвержены значительным колебаниям, не завися, однако, от степени метаморфизма. В неметаморфизованных и слабометаморфизованных месторождениях из цинк-содержащих минералов кроме сфалерита иногда встречается вюртцит, а в высокометаморфизованных рудах месторождения Франклин — франклинит.

Количественные соотношения свинца и цинка в отдельных месторождениях весьма различны. Во многих месторождениях различного возраста и в различной степени метаморфизованных может содержаться лишь один из этих главных

металлов, второй является лишь попутным компонентом или отсутствует.

Наиболее распространенные сопутствующие металлические компоненты руд рассматриваемой формации — серебро и кадмий, наблюдающиеся в различных количествах в месторождениях, метаморфизованных по-разному. Эти металлы извлекаются и из руд слабо метаморфизованных месторождений юго-восточной части штата Миссури, и из руд относительно сильно метаморфизованных протерозойских месторождений Африки, причем месторождение Кипуши — главный источник серебра на Африканском континенте [171]. В некоторых, главным образом метаморфизованных месторождениях, установлен минерал кадмия — гринокит (месторождения Верхней Силезии, Три Стейтс), минералы серебра — иорданит, аргентит, пираргирит и другие — в Верхней Силезии и иных районах.

Характерный аксессуарный элемент этих руд — германий, но собственные минералы его хорошо известны лишь в двух метаморфизованных месторождениях Африки: в Кипуши (рениерит, галлит) и особенно в Тсумебе (германит, галлит, рениерит), где они местами образуют штучные скопления [171].

В стратиграфических разрезах многих регионов содержащие свинец и цинк карбонатные толщи близки карбонатным меденосным толщам. В составе руд полиметаллических месторождений минералы меди встречаются достаточно часто. Однако практически интересные содержания меди в свинцово-цинковых рудах отмечаются лишь в отдельных случаях. Наиболее богато медью сильно метаморфизованное месторождение Тсумеб (Намибия), где медь — один из основных компонентов руд. Медь извлекается в месторождении Кипуши. Богатые медью руды наблюдаются в месторождениях долины Миссисипи [145]. Подчиненные количества меди отмечаются и в других месторождениях.

В рудах некоторых месторождений в качестве второстепенных компонентов обнаружена киповарь (месторождение Кугитанга, центральная равнина Эйре и др.).

Из других компонентов руд метаморфизованных в различной степени месторождений рассматриваемых формаций обычны флюорит и барит, распространенные в самых различных количествах вплоть до образования промышленных

концентраций, как, например, в флюорит-полиметаллических месторождениях штатов Иллинойс и Кентукки [35], в баритовых месторождениях Новой Шотландии [165 и др.].

Показателем степени метаморфизма или возраста месторождения не могут служить химический состав руд, количественные соотношения свинца и цинка в рудах, а также наличие сопутствующих компонентов. Такого рода различия связаны с провинциальными и локальными особенностями рудообразования.

Если состав и содержание главных рудных компонентов не могут служить показателем степени метаморфизма месторождений, то минералогия руд в этом отношении весьма зависима. Основные сульфиды свинца и цинка при метаморфизме испытывают лишь перекристаллизацию, переотложение, но минеральная форма их не изменяется, хотя сфалерит может возникнуть и из вюртцита. Частые спутники сульфидов свинца и цинка — дисульфиды железа (пирит и марказит), причем количества их и временные отношения между ними могут быть разными. Их наличие в рудах отдельных месторождений связано с особенностями рудоносных толщ, в которых пирит нередко проявляется вне связи с другими сульфидами.

Среди минералов железа показателями метаморфизма являются магнетит и пирротин, редко встречающиеся в метаморфизованных или слабометаморфизованных объектах, но обычные в таких сильно измененных месторождениях, как Горевское Енисейского края, Сулливан в Канаде, Завар в Индии. Возможно, что к свидетельствам относительно повышенной степени метаморфизма относится также арсенопирит, известный в рудах месторождений Кипуши, Завар, Сулливан, Горевского, Восточных Альпах и в других метаморфизованных объектах. Показателем метаморфизма может являться и количество акцессорных минералов в рудах многих месторождений. Имеются в виду лишь «первичные» минералы, не относящиеся к образованию «вторичных» зон окисления и цементации.

В настоящее время достоверно установлено, что при метаморфизме любого рудного месторождения появляются метаморфогенные минералы, что усложняет минеральный состав соответствующих руд. Поскольку более древние месторождения претерпевают метамор-

физм чаще и нередко в большей степени по сравнению с молодыми, хотя те и другие возникли в сходных геотектонических условиях, то руды первых характеризуются более сложной минералогией. Состав и количество метаморфогенных минералов помимо степени метаморфизма зависят еще от состава и геохимических особенностей пород конкретных месторождений. Этим объясняется наличие касситерита в месторождении Сулливан, молибденита в месторождениях Кипуши, Восточных Альп, мышьяк- или сурьмусодержащих блеклых руд в отдельных месторождениях и т. д.

Данные об акцессорных минералах в месторождениях рассматриваемой формации показывают, что наиболее богаты ими метаморфизованные месторождения Горевское, Сулливан, Завар, Кипуши. Количество сульфидов в них достигает десяти. В рудах месторождения Брокен Хилл установлено 32 рудных минерала. По девять-десять сульфидов известно в рудах месторождений Верхней Силезии. Весьма вероятно, что небольшое количество акцессорных минералов многих других месторождений в той или иной мере обусловлено недостаточной их изученностью. Тем не менее сложность и многообразие сульфидов, некоторые из которых могут относиться уже не к редким, а к второстепенным для данного месторождения, возможно, являются показателем метаморфизованности месторождений. Постседиментационная и особенно метаморфогенная миграция и переотложение рудных компонентов месторождений цветных металлов проявлены почти в каждом месторождении.

Эпигенетические рудные образования в медистых песчаниках возникают уже в стадию диагенеза при невысоких температурах. Миграция меди в рудных пластах проявляется в обогащении определенных участков медными сульфидами, концентрирующимися в цементе пород. Крупных залежей массивных сульфидных руд при такой миграции, как правило, не образуется, но мелкие гнезда и прожилки встречаются часто. Колчеданные залежи в осадочных толщах типа месторождений Раммельсберг и Мегген обязаны своим возникновением сегрегации материала с большого объема осадочных пород. Относительно значительные по размерам жильные и жиллообразные тела произошли при мигра-

ции по тектоническим трещинам и крупным разрывным нарушениям метаморфогенных растворов, обогащенных минеральными компонентами не только рудоносных минерализованных пластов, но и всей рудоносной толщи. Нерудными компонентами жил являются преимущественно кварц и карбонаты, реже хлорит, альбит, барит и другие минералы. Рудная минерализация в основном представлена сульфидами, причем помимо обычных в пластах медистых песчаников распространены сульфосолы и другие эпигенетические минералы. Размеры рудоносных жил различны, иногда они могут рассматриваться как самостоятельные рудные тела. Концентрация эпигенетических минералов может контролироваться не только трещинами и различного рода разрывными нарушениями, но и приурочиваться к сводам крупных складок и мелким изгибам пластов. В месторождениях Замбии, например, рудными минералами обогащаются мелкие складки волочения, возникающие на крыльях крупных складок, а также мелкие изгибы пластов.

В Удоканском месторождении крупных эпигенетических рудных залежей не установлено, но в нем достаточно широко распространены мелкие секущие жилки, линзы и гнездообразные скопления, состоящие из кварца с подчиненным количеством кальцита, эпидота, хлорита, гематита, мусковита, сфена, турмалина, сульфидов и других минералов. Состав сульфидов кварцевых жилок обычно соответствует составу сульфидов пересекаемых жилками рудных тел. Так, жилки, секущие пирит-халькопиритовые руды, содержат вкрапленность и гнезда этих минералов. Для жилок, пересекающих борнит-халькозиновые рудные тела, характерны борнитовые и борнит-халькозиновые гнездообразные скопления, реже в них встречаются пирит и халькопирит. Жилки обычно секут косую слоистость под прямыми или крутыми углами и обогащены сульфидами в местах пересечения рудных слоев.

В более интенсивно метаморфизованных медистых песчаниках Замбии секреторные жилы встречаются во всех месторождениях, причем их состав и количество зависят от вмещающих пород и степени дислоцированности того или иного участка. В этих жилах наиболее распространены кварц, доломит,

кальцит, полевые шпаты (альбит и калиевый полевой шпат типа адуляра), сленкуларит, ангидрит, халькопирит, борнит, халькозин, хлорит, редко встречаются турмалин, рутил, карролит, мусковит, пирротин. Помимо секреторных жил в рудах месторождений Замбии отмечаются богатые сульфидами эпигенетические скопления в мелких изгибах рудных слоев. В жилах северо-западного продолжения меденосной зоны Замбии на территории Шабы, кроме обычных кварца, хлорита, талька и карбонатов в отдельных случаях обнаружены мелкие кристаллы монацита, апатит и кианит. Уникальным образованием меднорудной зоны Шабы является урановое месторождение Шинколовбе (ныне выработанное), которое по приуроченности к тем же горизонтальным осадочной толщи, что и медное оруденение, и общему характеру минерализации соответствует другим месторождениям Шабы, хотя медных сульфидов в нем относительно немного. Месторождение Шинколовбе отличается оригинальной минералогией руд, богатых селенидами и содержащих впервые установленные здесь ваэсит и каттиерит, а также наличием секреторных, частично жилообразных скоплений настурана, составлявших главную массу урановых руд.

В общем эпигенетические жилы медных месторождений пояса Шабы — Замбии по форме большей частью линзообразны, прерывисты и имеют небольшую длину. Около них в боковых породах иногда наблюдается зона выщелачивания шириною 1—5 см. Морфологически выделяются следующие типы жил: рубцовые, располагающиеся в трещинах, перпендикулярных осям складок в кварцитах, аркозах и других породах. Мощность их измеряется первыми сантиметрами, а длина — десятками сантиметров. Обычно они оканчиваются по достижении менее компетентных пород. Седловидные, располагающиеся вдоль плоскостей напластования. Линзообразные вдоль зон скальвания, располагающиеся кулисообразно. Линейные размеры жил второго и третьего типов могут быть относительно большими. Пластовые прожилки, образующиеся преимущественно в открытых полостях расслоения сланцев. Выдержанные кварцевые жилы в открытых трещинах скола, возникающие позже жил других типов, могут иметь значи-

тельную протяженность с мощностью менее 20 см. В их состав кроме кварца входят только небольшие количества доломита или кальцита. Жилы первых четырех типов могут содержать сульфиды меди, встречающиеся, однако, только в тех участках, которые заключены в рудных горизонтах или приурочены к их контактам.

Эпигенетические минеральные скопления в полиметаллических месторождениях проявлены не менее интенсивно, чем в медистых песчаниках. Переотложение рудных компонентов сказывается как на текстурных особенностях руд, так и на составе и морфологии рудных залежей, которые могут иметь форму штоков, штокверков, труб, жил и т. д., иногда удаленных от исходных рудоносных пластов и представляющих самостоятельные месторождения. Рудные жилы возникают в толщах, метаморфизованных в различной степени. Относительно крупные жильные образования неоднократно разведывались на территории Нагольного кряжа в Донбасе, где встречаются также проявления вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения в известняках карбона. Длина этих жил достигает сотен метров при мощности, не превышающей первых десятков сантиметров, но в Центрально-Нагольненском месторождении мощность жил изменяется от 5 см до 1 м, а в Есауловском — мощность некоторых жил в раздувах достигает 2 м [89]. По составу выделяются почти чисто сульфидные, существенно кварцевые и кварц-анкеритовые жилы. Из рудных минералов помимо обычных сульфидов (галенита, сфалерита, реже пирита) развиты различные сульфосоли — блеклые руды, бурнонит, буланжерит, джемсонит, весьма распространенные, например, в Есауловском месторождении. В стратиформных залежах наряду с вкрапленными зернами встречаются мелкие прожилки сульфидов, не выходящие за рудный пласт.

Промышленными параметрами обладают секущие залежи переотложенных сульфидов в Ачисайском месторождении в Каратау, где они приурочены к верхним горизонтам рудника и имеют неправильную форму с раздувами и пережимами. Главная жилообразная залежь этого месторождения подверглась интенсивному поверхностному окислению, что обусловило разделение свинцовых и цинковых руд.

Жилообразные залежи обнаружены и в месторождениях долины Миссисипи в США, Восточного Забайкалья и многих других районов, причем трещинные жилы в карбонатных породах образуются как метасоматически, так и путем выполнения пустот. В Восточном Забайкалье жилообразные рудные залежи по количеству превосходят пластовые, но по количеству рудной массы (по запасам руды) имеют подчиненное значение.

Обычны в месторождениях рассматриваемой формации брекчиевые руды, в которых сульфиды выполняют промежутки между обломками вмещающих пород. Происхождение таких брекчий различно, но широко развиты выполнения карстовых пустот, заполненных обломками обрушившейся кровли. Сульфидная минерализация брекчиевых руд всегда эпигенетична, так как сульфиды проявляются в цементе брекчий или метасоматически, или путем выполнения пустот.

Брекчиевые руды проявлены в месторождениях очень многих (если не всех) регионов, в частности, в триасовых отложениях Краково-Силезского района более 60 % промышленных руд приурочено к пологозалегающим зонам брекчий, которые интерпретируются как проявления гидротермальных карстовых процессов [172]. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом и сульфидами железа, распространенными почти по всему горизонту рудоносных доломитов, в которых они образуются путем выполнения пустот и метасоматически.

Среди рудных брекчий различают четыре типа: седиментационные, диагенетические, тектонические и карстовые. Наиболее многочисленны карстовые брекчии, с которыми генетически связана минерализация. Они развиты по всему рудоносному горизонту доломитов и имеют неправильную таблитчатую и часто ветвящуюся форму. Горизонтальная протяженность таблитчатых тел составляет несколько сотен метров, мощность может достигать нескольких десятков метров. Сульфиды приурочиваются к промежуткам между обломками доломита. Процессы брекчирования и минерализации проявляются чetyрехжды. Сульфиды различных стадий различаются по структуре и количественному отношению. Часть рудных тел выходит за пределы основного рудонос-

ного горизонта доломитов, выполняя крупные карстовые полости в подстилающих известняках.

В месторождениях района обнаружены также многочисленные секущие жилы, приуроченные как к согласным рудным залежам, так и к перекрывающим их породам.

Наложённые изменения месторождений рассматриваемой формации и перетложение рудных минералов их руд наиболее интенсивно происходят в регионах со сложной геологической историей. В этом случае существенное значение в перетложении и переконцентрации сульфидов могут иметь интрузии гранитоидов, обуславливающие образование рудных тел скарнового типа, подобных телам Алтынтюпкана и других месторождений Западного Кармазара. В этом регионе в карбонатной толще верхнего девона — нижнего карбона, несущей стратиформное полиметаллическое оруденение на огромной площади Казахстана и Средней Азии, возникают крутопадающие, иногда приконтактовые трубообразные залежи весьма богатых сульфидных руд. На месторождении Алтынтюпкан в скарноворудных телах заключены основные запасы свинца и цинка, причем наиболее интересны в экономическом отношении тела, находящиеся на контактах секущих даек.

В некоторых более метаморфизованных докембрийских месторождениях крупных жильнообразных залежей не установлено. Таково, например, протерозойское Горевское месторождение, в котором перетложение сульфидов в рудном горизонте проявлено достаточно интенсивно, а также крупнейшее месторождение Брокен-Хилл (Австралия), где оруденение приурочено к толще

гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов, представляющих собой метаморфизованные песчано-глинистые отложения.

Приведенные данные указывают на то, что в результате постседиментационных изменений месторождения медистых песчаников и полиметаллических стратиформных месторождений в карбонатных толщах приобретают черты, не свойственные осадочным образованиям и характеризующие в основном эпигенетические явления. Это относится и к минералогическому облику руд, часто свидетельствующему о повышенных и высоких температурах минералообразования, и к распределению рудных концентраций в рудоносных пластах, нередко отличающемуся большой неравномерностью с возникновением богатых участков различного размера и наличием разнообразных секретационных образований типа секущих жил, штоков и неправильных залежей, приуроченных к тектоническим трещинам и другим проницаемым зонам.

При всем разнообразии эпигенетических изменений и новообразований месторождения сохраняют главные первичные металлотекты — приуроченность к определенным формациям осадочных пород, строгая стратиграфическая позиция, связь с осадками конкретных фаций, — контролирующими их размещение. Вследствие этого медистые песчаники и полиметаллические залежи в карбонатных породах независимо от некоторых различий первичного образования и степени метаморфического изменения с достаточным основанием могут рассматриваться как определенные рудные формации в большинстве случаев метаморфизованных месторождений.

ФОРМАЦИИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Колчеданные месторождения представляют собой широко распространенную во времени и пространстве группу рудных образований, характеризующихся наличием залежей сплошных сульфидов, сопровождаемых зонами вкрапленников [55, 131].

Рудные залежи колчеданных месторождений состоят из массивных агрегатов мелкозернистых сульфидов железа (пирита, пирротина, марказита и др.), переменных содержаний сульфи-

дов цветных металлов (преимущественно меди и цинка) и нерудных металлов. Месторождения получили название по составу руд, но по геологическим условиям проявления и характеру оруденения к ним весьма близки залежи, в основном состоящие из сульфидов свинца и цинка с подчиненным, часто незначительным количеством колчеданов и других рудных и нерудных металлов. Это обусловило появление другого названия: колчеданно-полиметалличе-

ские месторождения, относящиеся к той же рудной формации, что и колчеданные. По изменяющемуся составу извлекаемых из руд компонентов иногда выделяют и некоторые другие разновидности колчеданных месторождений.

Существенна приуроченность их к вулканогенным или вулканогенно-осадочным толщам, с которыми они связаны парагенетически. По мере открытия новых объектов и изучения известных колчеданных залежей выявляется все большее число месторождений, приуроченных к осадочным толщам на площадях с отсутствующим или мало проявленным вулканизмом. Это месторождения типа Раммельсберга в ФРГ или Холоднинского в Якутии составляют как бы переходную разновидность рудных образований между вулканогенно-осадочными и собственно осадочными месторождениями, в которых массивные рудные тела, зоны вкрапленности и мелких прожилков сульфидов приурочены к пластам осадочных пород. Генезис и формационная принадлежность колчеданных залежей в осадочных толщах недостаточно ясны. По крайней мере, некоторые из них представляют собой метаморфические образования.

Колчеданные месторождения возникают в основном в ранние этапы развития геосинклиналей в связи с базальтоидным или кислым вулканизмом, располагаясь во многих случаях в вулканических постройках. По распространенным в настоящее время представлениям рудоотложение происходит в различных условиях из поднимающихся снизу растворов, отлагающих свой груз частично в пересекаемых растворами породах, частично вынося его в воды бассейна, из которых компоненты руд выпадали в осадок. Эти представления хорошо обоснованы В. И. Смирновым [132] по данным декрепитации и вариациям изотопов серы сульфидов некоторых колчеданных месторождений Кавказа, Рудного Алтая и Урала. Такой путь рудоотложения объясняет отмечаемое многими авторами расположение в месторождениях различных районов зон околорудных изменений вмещающих пород в лежачем боку рудных залежей и трубообразную форму их, уходящую вниз от рудных тел.

Рудные залежи и вмещающие их толщи подвергаются метаморфизму как под воздействием более поздних про-

цессов (в том числе и регрессивных) того цикла тектогенеза, в ранние стадии которого образовались месторождения, так и при возможных наложенных процессах более молодых циклов. Вполне естественно, что при всех проявлениях метаморфизма может происходить преобразование ранее существовавших агрегатов рудных минералов, а также возникновение новых, что приводит к весьма сложным сочетаниям первичного оруденения с метаморфизмом вмещающих толщ.

Как показали работы В. М. Сергиевского [127], В. М. Нечеухина и Л. Н. Гуревич [106] и других авторов, вопросы временных и генетических связей первичных руд и метаморфизма рудоносных толщ еще далеки от решения. Как известно, приуроченность ряда колчеданных залежей Среднего Урала, Салаира и некоторых других регионов к зонам рассланцованных пород можно объяснить двояко. По одному, в настоящее время уже мало распространенному мнению, полосы рассланцованных пород Среднего Урала представляют собой проницаемые тектонические зоны, по которым из глубинных очагов поднимались восходящие рудообразующие растворы, отлагавшие свой груз в рассланцованных породах, главным образом путем метасоматического замещения их. По другому мнению, рассланцевание пород происходило при динамических напряжениях уже после рудообразования и охватывало не только рудовмещающие толщи, но и рудные залежи. На дорудное появление сланцеватости может указывать, в частности, наличие рудных прожилков и небольших жил, приуроченных к плоскостям сланцеватости и иногда залегающих несогласно с простиранием залежей массивных сульфидов, а также наличие в сланцах вкрапленности рудных минералов, преимущественно пирита. Однако подобные минеральные проявления — это обычные новообразования типа альпийских жил, возникающих при метаморфизме. Свидетельства более раннего по сравнению с рассланцеванием происхождения оруденения детально рассмотрены А. Н. Заварицким [55] и В. М. Сергиевским [127] для колчеданных месторождений Среднего Урала, М. А. Усовым [144], а затем В. С. Домаревым [45] — для колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира. На более позднее

по отношению к оруденению рассланцевание рудовмещающих пород и рудных залежей указывает тот факт, что рассланцеванию подверглись породы околорудного ореола гидротермального изменения — хлоритовых, хлорито-серицитовых, серицитовых и тому подобных сланцев, возникших в результате изменения первоначально массивных гидротермально измененных вулканитов. На это обратил внимание А. Н. Заварицкий, сопоставляя неметаморфизованное месторождение Бляву с метаморфизованными залежами Среднего Урала. Показательна распространенность месторождений колчеданной формации в массивных нерассланцованных породах во многих районах их развития, в частности на Южном Урале, причем в Биймакском районе известны месторождения как в рассланцованных, так и в массивных породах. Частичное рассланцевание рудовмещающих пород и руд отмечается в некоторых месторождениях Канады, где, например, в районе Флив-Флон рассланцевание проявляется на контактах с силлами и дайками диоритов и габбро, в докембрийских месторождениях Индии и месторождениях других провинций.

Сложность соотношений первичного оруденения с изменениями рудоносных толщ и рудовмещающих пород затрудняет разделение колчеданных месторождений по условиям их метаморфизма. Изменение их начинается уже в результате автометаморфизма, т. е. при процессах того этапа вулканизма, при котором и возникло первичное оруденение. В дальнейшем образовавшееся месторождение могло подвергнуться изменениям, связанным с воздействием интрузий и неоднократным проявлением регионального метаморфизма, прошедшего в условиях различных фаций. Выяснить роль этих процессов в создании современного облика того или иного месторождения можно при детальном изучении геологической истории соответствующей провинции и зоны и характера преобразования вмещающих их пород. С этой точки зрения выделяются молодые (третичные) месторождения типа Куроко, распространенные главным образом в Японии. Эти месторождения, связанные с кислым эффузивным магматизмом, претерпели, по-видимому, воздействие только автометаморфических процессов, и вмещающие их толщи метаморфизованы в ус-

ловиях цеолитовой фации, причем в некоторых месторождениях изменения незначительны. Околорудные преобразования пород в бассейне «зеленых туфов» в Японии характеризуются обилием глинистых минералов; в зоне штокерковых руд, занимающей нижнее положение в вертикальной зональности оруденения, развивается окварцевание, сопровождаемое небольшим количеством серицита и хлорита, а в зоне стратиформных руд — серицит и монтмориллонит, наряду с которыми в более высокой зоне появляются альбит, калиевый полевопшпат и кварц. Самая верхняя зона околорудных преобразований переходит в зону регионального изменения в условиях цеолитовой фации, где преобладает монтмориллонит с некоторым количеством цеолитов [179]. Зоны рассеяния вокруг рудных залежей невелики. Изменения пород и руд японских месторождений относятся к проявлениям автометаморфизма.

Древнейшие месторождения Канады и Индии залегают среди высокометаморфизованных амфиболитов, кристаллических сланцев и кварцитов (кордиеритсодержащие гнейсы, кордиерит-антофиллитовые биотитовые сланцы, биотит-куммингтонит-гранатовые и амфибол-куммингтонит-гранатовые кварциты, гранат- и олигоклаз-андезитовые амфиболиты), но породы, непосредственно вмещающие рудные залежи, большей частью серицитизированы и хлоритизированы, что, может быть, является проявлением диафтореза. Серицитизация, хлоритизация и окварцевание вообще характерны для вмещающих пород колчеданных залежей не только при первичном рудообразовании, но и при наложенных процессах.

В архейском месторождении Майленбач в Квебеке устанавливаются по крайней мере два периода метаморфизма. В первый период породы и руды метаморфизованы в условиях фации роговообманковых роговиков с образованием во вмещающих породах кордиерита, антофиллита, биотита, андалузита, ганита, роговой обманки и плагиоклаза. Второй период рассматривается как ретроградный метаморфизм, происшедший в условиях зеленосланцевой фации и коррелирующийся с региональным метаморфизмом всего региона. В этот период образовались хлорит, серицит, альбит, эпидот и карбонаты. Многие из перечисленных минералов

соответствуют образующимся при гидротермальном изменении боковых пород рудных линз, но изучение структурных особенностей показывает, что в данном случае они возникли в результате контактового и регионального метаморфизма.

Воздействие процессов ретроградного метаморфизма на облик рудовмещающих толщ и возможная многократность проявлений метаморфизма затрудняют классификацию колчеданных месторождений по фаціальным условиям их изменения. Соглашаясь с представлениями о принадлежности к колчеданной формации оруденения месторождений типа Куроко, можно признать, что современный облик рудоносных толщ и вмещающих пород обязан в основном наложенным процессам метаморфизма.

Характерные черты месторождений Куроко связаны с провинциальными особенностями их проявления, но тем не менее они могут служить примером неметаморфизованных колчеданных месторождений. Что касается метаморфизованных объектов, то, по-видимому, их можно различать по степени метаморфизма рудовмещающих толщ, поскольку в условиях соответствующих фаций изменены и рудные тела. По мнению А. И. Кривцова и Г. В. Ручкина [61], можно выделить месторождения, метаморфизованные в цеолитовой фации, к которым относятся рудные залежи Куроко, и в условиях пумпеллитовой фации, в которых преобразовано большинство месторождений Южного Урала. Указанные авторы полагают, что вулканогенные вмещающие породы этих месторождений в процессе аутометаморфизма подверглись зеленокаменному изменению, а пренит и пумпеллит — продукт более поздних наложенных процессов. Пумпеллитовая фация метаморфизма по ее производным близка зеленосланцевой, в условиях которой метаморфизованы месторождения Среднего Урала, многие колчеданные месторождения Канадского щита (возможно, минеральные образования этого региона, соответствующие производным зеленосланцевой фации, — результат регрессивной стадии метаморфизма) и других регионов.

Ряд месторождений различных провинций залегает в породах, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций ме-

таморфизма, и в непосредственной близости от рудных тел вмещающие породы содержат андалузит, дистен, основные плагиоклазы, фенгит, кварц, а также ганит. Весьма вероятно, что некоторые колчеданные месторождения претерпевали метаморфизм и в условиях более высокотемпературных фаций, но выделить их по имеющимся в настоящее время данным затруднительно. Не исключена также возможность рассеяния сульфидной минерализации в высокотемпературных условиях при высоком давлении или столь сильное изменение месторождений, что их нельзя уверенно отнести к колчеданной формации.

Метаморфизм колчеданных месторождений, естественно, сказывается не только на рудовмещающих толщах, но в первую очередь и на самих рудных залежах, в которых, как и в рудных телах других формаций, он может проявляться в изменении минералогического состава руд, их текстурных и структурных особенностей, перераспределении компонентов руд с изменением или возникновением зональности, появлением и (или) уничтожении участков, обогащенных каким-либо компонентом или компонентами первичных руд, образованием метаморфических тел типа альпийских жил, изменении морфологии рудных залежей и соотношения рудных тел с вмещающими породами.

Метаморфические изменения колчеданных руд и залежей описаны А. Н. Заварицким [55], Т. Н. Шадлун [153], П. Я. Ярош [161], Ф. М. Вокес [188], Дж. А. Макдональд [181] и др.

Главными по распространенности рудными минералами колчеданных месторождений рассматриваемой группы являются сульфиды железа, к которым в варьирующих и подчиненных количествах присоединяются сульфиды меди (преимущественно халькопирит) и цинка. Из нерудных минералов распространены барит и кварц. Во многих месторождениях отмечается галенит, содержание которого изменяется от практически неизвлекаемой аксессуарной примеси до образования свинцово-цинковых руд с незначительной примесью сульфидов меди и железа. К месторождениям с залежами такого состава относятся Лениногорское, Зыряновское и другие месторождения Рудного Алтая, многие месторождения разных регионов.

В некоторых месторождениях района Шеллефтео в Швеции и прежде всего в хорошо известном, но теперь уже выработанном месторождении Болиден содержится существенное количество мышьяка, сконцентрированного в отдельных линзах в основном в форме арсенопирита. В месторождениях других регионов мышьяк обнаружен в форме арсенопирита и различных сульфосолей в качестве сопровождающего или аксессуарного компонента.

Неодинаковая миграционная способность рудных элементов при метаморфизме в условиях различных фаций может привести к изменению содержания металлов и обогащению (или обеднению) каким-либо из них руд месторождений, измененных в тех или иных условиях. Однако вариации в количествах не столь значительны и закономерны, чтобы при современном состоянии знаний характеризовать по ним условия метаморфизма месторождения и прежде всего потому, что дометаморфический первичный состав руд различен в залежах одного региона и даже в одном рудном поле. Так, среди японских месторождений Куроко есть существенно пиритовые залежи с незначительными примесями цветных металлов, а также тела с варьирующими содержаниями меди, цинка и свинца. Среди относительно высокометаморфизованных докембрийских месторождений Канады также известны как чисто пиритовые, так и медно-цинковые залежи. То же отмечается и в других районах. На некоторых уральских месторождениях, в частности на месторождении им. III Интернационала, чисто пиритовые и медно-цинковые залежи находятся на расстоянии сотен метров друг от друга.

Эти и другие данные показывают, что количественные соотношения меди, цинка и железа — главных металлических компонентов руд рассматриваемых месторождений — не могут служить критерием для разделения последних по степени метаморфизма. Аналогичным образом о степени метаморфизма не свидетельствует и наличие в медно-цинковых рудах свинца, содержащегося в различных количествах вплоть до образования полиметаллических залежей алтайского типа. В существенных количествах свинец находится в неметаморфизованных месторождениях Куроко, которые в основном

медно-свинцово-цинковые. (В 1972 г. месторождения Куроко дали 45 % медной, 33 % свинцовой и 26 % цинковой продукции Японии.) Медь в форме халькопирита — главный компонент так называемых желтых руд Куроко, а цинк и свинец в форме сфалерита и галенита с некоторым количеством меди — «черных» руд этих месторождений, причем желтые руды занимают более низкое положение по сравнению с черными в вертикальной зональности рудных тел [179].

Руды месторождений Южного Урала богаче свинцом, чем месторождения Среднего Урала. Поскольку месторождения Южного Урала менее метаморфизованы, чем месторождения Среднего Урала, может сложиться представление, что метаморфические изменения руд ведут к некоторому выносу свинца. В докембрийских месторождениях Канады, среди которых некоторые метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, содержание свинца по сравнению с медью большей частью невелико и уступает содержанию этого металла в рудах фанерозойских залежей. Интересно отметить, что относительно богатые свинцом руды в вертикальной зональности оруденения, как и в месторождениях Куроко, находятся выше медных.

В докембрийских относительно сильно метаморфизованных месторождениях содержание свинца постоянно и в общем невелико, составляя в залежах района Болиден всего 0,2 %, хотя в залежах Боргслагена достигает 2,5 % при 4,5 % цинка и 0,5 % меди. Очевидно, наличие или отсутствие свинца, а также его количество в рудах месторождений различных районов объясняются провинциальными, а иногда и локальными особенностями последних, частично, возможно, и возрастом минерализации, поскольку известные колчеданно-полиметаллические месторождения древнее, чем протерозойские (например, Центральный Юкон в Канаде), невелики по размерам, в то время как возраст древнейших из известных более или менее значительных колчеданных залежей с медно-цинковым оруденением, содержащих свинец, — около 3500 млн. лет.

Многие другие металлы (Ag, Au, Cd, Bi, Se, Hg) находятся в колчеданных рудах в рассеянном состоянии или в форме соответствующих минералов в незначительном количестве.

Таким образом, металлический состав руд колчеданных месторождений не является показателем степени их метаморфизма. Более показательным в этом отношении является минеральный состав руд, поскольку изменение минералов является характерным проявлением метаморфизма уже при низкотемпературных фациях.

Колчеданные залежи, претерпевшие воздействие многочисленных и разнообразных процессов, характеризуются сложной историей формирования современного облика рудных агрегатов, соотношением различных минералов и их сложным внутренним строением.

Наиболее наглядно проявляются изменения железорудных минералов, которые по возрастающей степени метаморфизма можно расположить в следующий ряд: марказит — пирит — пирротин — магнетит. Эта простая схема в природе значительно усложняется повторным проявлением того или иного процесса и различными регрессивными изменениями, в результате чего, например, марказит замещает пирит и пирротин, пирит — пирротин, сульфиды железа — магнетит и т. д.

Раскристаллизация первичной тонкодисперсной массы сульфидов, колломорфных образований пирита, а также сульфидов цинка и меди и тому подобные изменения первичного осадка происходят уже при его диагенезе [161] и не являются показателем степени метаморфизма.

Более показательны проявления пирротина, образующегося при метаморфизме пирита. Этот минерал широко распространен в месторождениях некоторых районов и иногда является дометаморфическим («первичным») компонентом руд. В. П. Логинов [93] по времени появления пирротина в общей схеме рудообразования выделяет четыре группы месторождений «пирит-пирротиновых минеральных типов» и отличает от них месторождения, в которых пирротин мог возникнуть при метаморфизме. П. Я. Ярош [161] на основании большого фактического материала пришел к выводу, что «пирротин в рудах уральских колчеданных месторождений возник при метаморфизме последних». Однако несомненным признаком проявления метаморфизма пирротин не является, поскольку его образование обусловлено лишь теми физико-химическими

параметрами (температурой, количественными соотношениями железа и серы и т. д.), которые возникают при метаморфизме, но могут создаться и при других рудообразующих процессах. В месторождениях рассматриваемой формации этот минерал содержится в нематоморфизованных рудах Куроко (хотя здесь он редкий компонент), в залежах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Магнетит в колчеданных рудах распространен меньше пирротина, но встречается во многих месторождениях, метаморфизованных в условиях различных фаций. На Среднем Урале мелкозернистые агрегаты его отмечаются в Белореченском месторождении, особенностью руд которого является асбестовидный волокнистый амфибол, располагающийся в виде прожилков по трещинам. В рудах, метаморфизованных в условиях более высокотемпературных фаций, он проявлен в месторождениях Канады, Индии, Скандинавии. В месторождении района Нотр-Дам на Ньюфаундленде пиритовые руды, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, содержат пирротин, а при возрастании степени метаморфизма до фации роговообманковых роговиков изменяются в магнетитсодержащие руды [163]. В месторождении Гримсдален в Норвегии среди пяти минералогических типов руд выделяют пирротин-пиритовые, магнетит-пирротин-пиритовые и магнетит-пиритовые. Последние — кластогенные, магнетит в них в виде округлых зерен диаметром примерно 0,1 мм концентрируется в полосах шириною 1 см в линзах пирита.

Магнетит встречается в различной степени метаморфизованных месторождениях. Он так же, как и пирротин, возникает в результате контактового воздействия на пиритовые залежи пересекающих их магматических пород. Такое явление наблюдается, например, на уральском месторождении им. III Интернационала, где в контакте с дайкой пирит переходит в пирротин и магнетит [153].

По описанию М. И. Вахрушева [23], в месторождениях Северных Мугоджар преобразование рудных залежей в контакте с интрузиями выражается, в частности, в формировании минеральных агрегатов пирит-пирротин-магне-

титового состава, что наблюдается также в архейском месторождении Матагами-Лейк в Канаде.

Из других рудных минералов, которые могут указывать на более или менее значительные изменения колчеданных залежей при метаморфизме, широко распространены, но встречаются обычно в небольшом количестве различные сульфосоли — блеклые руды — тектонит и тетраэдрит. Эти минералы находятся в рудах в различной степени метаморфизованных месторождений — в залежах Куроко, в месторождениях, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и более высоких фаций.

В рудах уральских месторождений и месторождений иных провинций блеклые руды обычно проявляются в сростаниях с халькопиритом и сфалеритом. В рудах докембрийских месторождений Канады тетраэдрит и теннантит входят в состав руд района Флие-Флон и других залежей.

Блеклые руды частично, по-видимому, «дометаморфические» и образовались совместно с различными сульфидами цветных металлов, но на их энергичное переотложение и, вероятно, частичное образование при метаморфизме указывает значительно большая, чем в массивных рудах, концентрация в метаморфических сегрегационных образованиях типа альпийских жил, например, в уральских месторождениях [153], в месторождениях Северной Норвегии и иных провинций. Помимо блеклых руд в составе колчеданных залежей различных месторождений имеются и другие весьма разнообразные сульфосоли (прустит, пираргирит, буланжерит и др.), а также различные «экзотические» минералы — арсенопирит, касситерит, молибденит и т. п.

В большинстве случаев все эти минералы содержатся как в массивных колчеданных рудах, так и во вкрапленниках и в метаморфических сегрегациях, но всегда в незначительных количествах, за исключением арсенопирита, содержащегося иногда в крупных скоплениях.

Возникновение различных сульфосолей и некоторых «экзотических» минералов в какой-то степени связано с преобразованием дометаморфических минералов, при котором некоторые элементы, находившиеся в рассеянном состоянии в различных сульфидах,

концентрируются в составе новых метаморфогенных минералов. Такую природу имеют зерна самородного золота многих месторождений. Подобное изменение формы нахождения золота, естественно, отражается и на технологических свойствах руды.

Набор аксессуарных рудных минералов и их количества в различных месторождениях и провинциях весьма изменчивы. Подробные списки их (включающие главные рудные и нерудные минералы) приведены в коллективной работе [61]. Аксессуарные минералы, подобно тетраэдриту и теннантиту, «дометаморфические», т. е. образованы из первично отложенного материала, без его существенного переноса. Наряду с этим они могут концентрироваться и в переотложенных минеральных образованиях.

Различие металлов аксессуарных минералов месторождений отдельных регионов свидетельствует о том, что их появление связано с геохимическими особенностями пород и руд соответствующих провинций и не имеет прямой зависимости от степени метаморфизации руд.

Параллельно с минералогическим составом изменяются также структурно-текстурные особенности руд. Механические воздействия наиболее наглядно проявляются на твердых минералах — пирите и арсенопирите, которые могут оказаться в различной степени раздробленными, в то время как более мягкие, ковкие минералы, такие, как халькопирит, блеклые руды, сфалерит, испытывают лишь пластичные деформации иногда с перемещением (выдавливанием) в трещины, в полости теней давления, в межбудинные и другие свободные пространства. При перемещениях «мягких» минералов иногда происходит видимая «коррозия» зерен пирита. А. Н. Заварицкий обратил внимание на изменение кристаллической формы зерен пирита в месторождениях Среднего Урала, в рудах которых октаэдры и пентагональные додекаэдры пирита при метаморфизме сменяются зернами кубической формы. Такие процессы наблюдались в различных месторождениях и другими авторами. Метаморфическим образованием являются и метакристаллы пирита в халькопирито-пиритовой массе и в пирротине, а также отмеченные Т. Н. Шадлуном метакристаллы арсенопи-

рита в мелкозернистой колчеданной руде. Такие проявления, как распад твердых растворов, двойникование и т. п., обычны для руд всех колчеданных месторождений. Весьма характерный результат метаморфизма в колчеданных рудах — укрупнение зерен слагающих их минералов, наиболее распространенное в переотложенных минеральных агрегатах. В массивных рудах укрупнены обычно зерна пирита, иногда концентрирующиеся в обособленных участках.

По мнению многих авторов, результат метаморфизма и возникновение полосчатости в массивных рудах обусловлены распределением минералов (например, чередованием руд, обогащенных сфалеритом и халькопиритом) или чередованием полос, сложенных зернами пирита различного размера. Однако происхождение полосчатости, возможно, различно, — она может быть также унаследованной от первичной текстуры, свойственной осадочным образованиям. По описанию Т. Н. Шадлун, в рудах уральских месторождений Блява и Сибай при их метаморфизме полосчатость не возникает, а уничтожается. Тем не менее следы переотложения минералов при метаморфизме устанавливаются достаточно отчетливо. По мнению А. Н. Заварицкого, в некоторых залежах Среднего Урала количество халькопирита и сфалерита в рудах возрастает к краям залежей или в местах их пережимов. Вертикальная зональность в размещении минералов, хорошо проявленная в месторождениях Куроко, во многих метаморфизованных залежах менее ясна. В некоторых случаях установлено уменьшение внизу в массивных рудах количества халькопирита и сфалерита.

Свидетельством переотложения вещества руд и вмещающих пород является образование секреторных минеральных скоплений типа альпийских жил, выполненных пустот, линзовидных и других форм метаморфических тел. Размер и минералогический состав последних весьма разнообразен и зависит как от провинциальных и локальных условий, так и от степени метаморфизма рудных залежей. В японских месторождениях Куроко эпигенетические образования типа брекчированных руд, цементом в которых служат рудные минералы, возможно, связаны с воздействием поздних стадий родоначального

вулканического процесса и являются, таким образом, производными автотаморфизма.

В уральских колчеданных месторождениях, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, широко распространенные переотложенные образования описаны А. Н. Заварицким, Т. Н. Шадлун, С. Н. Ивановым, П. Я. Ярош, М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцовым и др. Они представлены мелкими сульфидными прожилками, секущими массивные и вкрапленные руды, зонами брекчированных руд, содержащих обломки «первичных» руд и вмещающих пород, сцементированные сульфидами, секущими жилами и жилкообразными рудными телами, как, например, на месторождении Гай и Каргинском на Южном Урале. Нерудные минералы в секреторных образованиях уральских месторождений чаще всего представлены кварцем и баритом.

Среди каледонид Норвегии выделяют два типа колчеданных залежей: пиритовый (с халькопиритом и сфалеритом) и пирротиновый, из которых второй тип представлен брекчиевыми рудами. Возрастные соотношения пиритовых и пирротиновых залежей дискуссионны, но богатые пирротином брекчиевые руды обычно образуют подосы вдоль нижней границы пиритовых залежей или слагают секущие линзообразные тела в их центре, и, следовательно, пирротиновые залежи являются более молодыми. В месторождении Ор-Ноб (США), метаморфизованном в условиях эпидот-амфиболитовой фации, в гнейсах лежащего бока рудной залежи наряду с вкрапленностью распространены согласные прожилки пирита и халькопирита.

Изменения колчеданных месторождений при метаморфизме свидетельствуют о том, что среди объектов этой формации различать метаморфогенные разности, т. е. месторождения, претерпевшие существенные изменения, и неметаморфизованные, затруднительно, поскольку критерии для установления границ между ними еще не выработаны. Если согласиться с широко распространенными и достаточно обоснованными представлениями об эксгаляционно-осадочном образовании колчеданных залежей, то первичными условиями их залегания следует признать горизонтальное или близкое к нему положение и

передкую приуроченность к вулканическим постройкам, как в месторождениях Куроко Японии, месторождениях Южного Урала и многих других регионов. В этом случае крутое падение залежей месторождений Среднего Урала, приуроченных к рассланцованным породам, можно рассматривать как проявление метаморфизма. Правомерность такого понимания происхождения крутого падения залежей подкрепляется и соотношением времени рассланцевания и минерализации. Однако нельзя исключать возможность того, что в период деятельности вулканов рудоносные эманации могли подниматься по трещинам и по сланцеватости вмещающих пород, оставляя в них свой груз. Не исключена также возможность выделения рудообразующих эманаций наземными вулканами. Тем не менее крутопадающее положение рудных залежей в рассланцеванных вулканитах, проявляющихся в соответствующей геологической обстановке, может служить характерным признаком метаморфизма месторождений.

Разнообразные минералогические изменения руд при метаморфизме могут оказать существенное влияние на качество руды и ценность всего месторождения, но наиболее показателен, по-видимому, переход пирита в пирротин, меняющий физические свойства руды (что можно использовать при поисках) и ее ценность как металлургического и химического сырья. Колчеданные залежи со значительным содержанием пирротина следует выделять в особую подформацию (минералогический тип), учитывая, что пирротин не всегда является продуктом метаморфических изменений пирита. Преобразование пирита в пирротин при метаморфизме происходит с различной интенсивностью, а поэтому высказывающиеся предположения о прямой зависимости степени пирротинизации от интенсивности метаморфизма требуют еще дополнительного изучения. Однако можно согласиться с мнением П. Я. Ярош [161] и других о том, что с возрастанием степени метаморфизма колчеданных залежей количество пирротина в них возрастает. Поэтому обилие замещающего пирит пирротина (и магнетита) с учетом всех факторов можно считать одним из критериев при выяснении степени метаморфизма месторождения.

Для выделения метаморфических колчеданных залежей существенным критерием могут явиться данные о происхождении рудообразующих растворов и источнике металлических компонентов руды. Многие авторы высказывают мнение о том, что материал руд в той или иной степени заимствован из пород, вмещающих сульфидные залежи. Участие материала вмещающих пород в составе рудных тел не вызывает сомнений, но количественную роль его установить с достаточной уверенностью затруднительно.

Поэтому представления об источнике рудообразующего вещества в настоящее время не могут служить основанием для выделения метаморфических колчеданных месторождений.

Одним из наиболее заметных проявлений метаморфизма колчеданных залежей, как и других рудных месторождений, является образование сегрегационных минеральных скоплений различного состава, формы и размеров. Такие скопления широко развиты во многих месторождениях, а иногда образуют и отдельные рудные тела. Количество их возрастает с увеличением степени метаморфизма.

Таким образом, каких-либо существенных различий в залежах, метаморфизованных в условиях различных фаций, не устанавливается и даже рудные тела, подвергшиеся лишь автосметаморфическим изменениям, во многих отношениях близки высокотемпературно метаморфизованным. В этом смысле следует различать месторождения по степени метаморфизма вмещающих пород, поскольку последние изменяются синхронно с изменением рудных залежей.

К изменениям, существенно отражающимся на характере месторождений, можно отнести следующие: развитие в рудах значительного (от нескольких до 100 %) количества пирротина, замещающего пирит и другие сульфиды; появление магнетита; наличие в рудах большого количества аксессуарных минералов, в частности различных сульфосолей; укрупнение зерен минералов по сравнению с неметаморфизованными (автосметаморфизованными) рудами; рассланцевание вмещающих пород, включая гидротермальное изменение пород околорудных ореолов и руд; крутое падение рудных залежей и их уплотненную форму.

МАРГАНЦЕВОРУДНЫЕ МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Метаморфогенные марганценовые и марганцеворудные формации, разнообразные по возрасту, геологическому положению, природе дометаморфических концентраций рудного вещества, породному, минеральному, химическому составу, характеру и степени проявленного метаморфизма, т. е. полигенные во всех отношениях образования, довольно широко распространены в метаморфических, преимущественно докембрийских комплексах Дальнего Востока, Сибири, Украины и других регионов СССР, а также Индии, Китая, Кореи, Африки, Западной Европы, Австралии, Южной и Северной Америки и др.

Метаморфогенные месторождения марганца в докембрии составляют значительную долю в мировом минерально-сырьевом потенциале этого металла. В них содержится около 13 % его мировых запасов и добывается свыше 30 %, что обусловлено благоприятными условиями добычи и высокими качествами руд [120]. В настоящее время из докембрийских метаморфогенных месторождений извлекают только окисные марганцевые и железо-марганцевые руды, в меньшей мере — карбонатные (родохрозитовые). Перспективные запасы метаморфогенных месторождений марганца в докембрии весьма значительны.

Кроме разработки непосредственно этих месторождений (окисные и карбонатные руды марганца и марганцево-железные руды) более существенное значение имеют остаточные (гипергенные) месторождения богатых гидроксидных марганцевых руд (марганцеворудные шпалы, коры выветривания и т. п.), формирующиеся при латеритовом выветривании относительно бедных силикатных (гондитов, кодуритов, чарнокитов, эвлизитов и др.) и карбонатных руд (пород) марганца в тропи-

ческом и субтропическом поясах Земли (Индия, Африка, Южная Америка). Такие марганценовые образования являются не метаморфогенными рудными (в полном значении этого понятия), а рудоносными материнскими формациями для гипергенных концентраций марганца.

Марганцево-силикатные породы, состоящие из родонита, а также голубые яшмы, содержащие тонкоиглольчатые включения щелочных марганцевых амфиболов, представляют собой замечательные поделочные камни. Залежи родонита в большей мере распространены в метаморфических толщах нижнего палеозоя (Урал и др.), чем в комплексах докембрия (Малый Хинган, Австралия и др.).

В последнее время возросла значимость марганценовых метасоматитов и гидротермалитов, несущих в себе существенные концентрации золота, серебра, вольфрама и других металлов.

Несмотря на роль и разнообразие метаморфогенных месторождений марганца, они по сравнению с неметаморфизованными изучены намного слабее. Это работы Л. И. и Е. А. Кулиш [87], Е. А. Кулиша, Л. И. Кулиш, К. М. Меркурьева, Е. А. Панского [87], В. П. Рахманова, В. К. Чайковского [120], И. М. Варенцова [22], С. Роя [184] и др., в которых установлены особенности генезиса первичных концентраций марганца, их пространственного размещения и эволюции, химического, минерального и структурного преобразования марганцевых накоплений при различных типах рудоформирующего метаморфизма.

Такая же ситуация отмечается и в отношении формационного анализа марганцесодержащих образований. Если исследованию марганценовых неметаморфизованных формаций фанерозоя посвящены фундаментальные работы

И. М. Варенцова, Е. Е. Захарова, В. П. Рахманова, Е. А. Соколовой, Н. М. Страхова, Н. С. Шатского, В. К. Чайковского и других [111], то марганцеворудным осадочным формациям уделено крайне мало внимания [82, 149 и др.].

Формационный анализ метаморфогенных рудных образований марганца почти не проводился. Лишь в некоторых классификациях рудных формаций в классе метаморфогенных упомянуты марганцевая гондитовая, кодуритовая, спандит-полевошпатовая (кодуритовая), спессартин-кварцевая (гондитовая), марганцевая браунит-гаусманитовая кремнисто-карбонатная, железомарганцево-колчеданная, родонитовая (силикатно-марганцевая), сидерит-родохрозитовая, гаусманит-браунитовая и т. п. Некоторые из марганценосных метаморфизованных формаций, такие, как гондитовая, железисто-кремнистая (джеспилитовая) и другие [22], по существу являются и марганцеворудными формациями.

Марганценосная формация — это парагенетически связанная в возрастном и пространственном отношении ассоциация горных пород, непременным членом которой являются пласты марганцевых или близких к ним накоплений [119].

Марганцево- и железомарганцеворудная формации представляют собой естественное сообщество марганцево- и железомарганцево-рудных минеральных ассоциаций и сингенетичных им вмещающих пород — продуктов конкретного сочетания седиментационных, петрологических и тектоно-магматических процессов [86]. Наименование конкретной марганцеворудной и железомарганцеворудной формации определяют главные марганцевые и ассоциирующие с ними железорудные минералы, слагающие основу рудных концентраций, а также непосредственно вмещающие их породы. Марганцево- и железомарганцеворудные формации — составная часть геологических (рудноносных) формаций, каждая из которых может включать в себя одну или несколько разновидностей марганцеворудных и других рудных формаций.

Исходя из принципов и критериев формационного анализа метаморфогенных рудных образований и применяя их к реально существующим породным и рудным ассоциациям, генетические и классификационные особенности мета-

морфогенных марганцеворудных формаций докембрия в общем имеют такие черты.

I. Класс метаморфогенных марганцеворудных формаций в зависимости от характера и степени проявленного рудоформирующего метаморфизма подразделяется на соответствующие типы: регионально-метаморфизованный, ультраметаморфический, контактово-метаморфизованный и гидротермально-метаморфизованный.

В процессе развития и становления докембрийских структур первичные концентрации марганца претерпели обычно региональный (ареальный или зональный) метаморфизм, подчас неоднократный, различных степеней и характера с условиями от катагенеза, цеолитовой и жадеит-лавсонит-глаукофановой до гранулитовой и эклогитовой фаций. Отметим, что по теперешнему состоянию изученности регионально метаморфизованных марганцеворудных образований нет необходимости подразделять их на продукты умеренных и высоких давлений.

Менее распространено, преимущественно в верхнепротерозойских комплексах, воздействие контактового метаморфизма, связанного с кислыми и основными докембрийскими или фанерозойскими интрузивными телами. Он, как правило, зональный с $P-T$ -условиями от мусковит-роговиковой до спуррит-марвинитовой фаций. Нередко этот метаморфизм сопровождается гидротермальными и метасоматическими преобразованиями марганцевых пород и руд с привнесом натрия, калия, кремнезема, серы, бора, цветных, благородных металлов и т. п.

В сфере влияния плутонических образований и в областях тектоно-магматической активизации встречаются гидротермально-метаморфизованные марганценосные породные ассоциации (формации), для которых отсутствует прямая генетическая связь в отношении источника марганца с магматическими комплексами. Это марганцево-кварцевые, марганцево-силикатные, марганцево-карбонатные и другие образования метасоматического характера в зонах гидротермально-преобразованных пород жестких структур. Зачастую марганценосные породы и руды претерпели неоднократные метаморфизующие воздействия и являются поэтому полиметаморфическими.

Анализ миграционных способностей марганца в процессе различного по степени и характеру метаморфизма показывает, что при региональном и контактовом метаморфизме низких ступеней марганец практически инертен, с возрастанием давления и температуры подвижность его увеличивается, но в крайне ограниченных пространствах. При гранитизации и гидротермальных преобразованиях толщ марганец в определенных физико-химических условиях приобретает достаточную подвижность, мигрирует на различные расстояния, в одних случаях рассеивается, в других, в благоприятных рудолокализирующих условиях, образует концентрации в различных минеральных формах. Относительно более подвижен Mn^{2+} , менее мобилен — Mn^{3+} ; на миграцию марганца существенным образом влияют окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные условия среды, количество и реакционные способности растворов и флюидов.

Различие геологических обстановок, природы и состава исходных марганцевых накоплений, степени и характера их метаморфических превращений обусловило чрезвычайно сложный и многообразный вещественный состав и строение метаморфогенных марганцеворудных формаций. Это в основном оксидные, кремнистые, глиноземистые, силикатные и карбонатные образования и их промежуточные разности с варьирующим содержанием марганца, железа, кремния, алюминия, кальция, магния, серы и других компонентов. Интересны повышенные концентрации меди, никеля, кобальта, вольфрама, золота, серебра в метаморфических марганцевых и марганцево-железистых рудах, в марганцево-силикатных и марганцево-полиметаллических метасоматитах и др. Концентрации этих металлов обусловлены частично их дометаморфическим накоплением, частично привнесением извне в процессе метаморфической миграции вещества.

Минеральный состав пород и руд метаморфогенных марганцеворудных формаций чрезвычайно разнообразен. В их состав входят марганцевые минералы: браунит, гаусманит, яacobсит, алабандин, родохрозит, манганокальцит, виридин, тефроит, кнебелит, спессартин, родонит, бустамит, пироксмангит, бландофрит, даннеморит, манганактинолит, манганрихтерит, манган-

глаукофан, бементит, пьомонит, манганофиллит, манганохлорит, манганстильпомелан и др. Минералы немарганцевого состава, развитые в рудах и вмещающих породах, также очень многочисленны. Распределение Mn^{2+} , Fe^{2+} и Mg в парагенетических марганецосодержащих минералах объясняется их кристаллохимическими особенностями и $P-T$ метаморфизма, а ряды манганофильности силикатов близки к рядам их феррофильности [87].

Характер и состав минеральных парагенезисов метаморфогенных марганцевых руд и вмещающих их пород зависят от условий метаморфизма и прежде всего от T (μH_2O), P (ΔV_s), μCO_2 , $\mu (Na, K)_2O$, μSiO_2 , pH , Eh и других факторов. Вхождение в минерал марганца, как правило, расширяет поле его устойчивости в системе физико-химических условий метаморфизма. Исходные осадочные, вулканогенно-осадочные и гипергенные гидроксидные, оксидные, оксидно-карбонатные и карбонатные концентрации марганца при метаморфизме преобразуются в оксидные, оксидно-силикатные, карбонатные, карбонатно-силикатные и силикатные породы и руды.

Улучшение технологических характеристик руд при метаморфизме обусловлено укрупнением минеральных индивидуальных оксидов и карбонатов марганца, а также формированием более компактных, с большим содержанием марганца рудных залежей. Далее, при метаморфизме марганцево-силикатных и марганцево-силикатно-карбонатных толщ образуются месторождения родонита (орлеца).

Ухудшение промышленного качества метаморфогенных марганцевых руд происходит тогда, когда марганец разубоживается или его оксидные и карбонатные соединения, реагируя с кварцем, входят в состав марганцевых силикатов, не имеющих промышленной ценности, за исключением формирования крупных залежей родонита.

Определить фациально-метаморфическую принадлежность конкретных марганцеворудных образований можно двумя способами: установлением фации метаморфизма по минеральным парагенезисам пород, вмещающих марганцевые образования, — метапелитов, карбонатных, кремнистых, зеленосланцевых, амфибол-пироксеновых, базитовых, ультрабазитовых и других [41,

96 и др.]; парагенетическим анализом минеральных ассоциаций непосредственно марганценосных пород и руд, отвечающих определенным значениям давления и температуры (фациям метаморфизма). В результате этих исследований [82] установлены, в частности, следующие особенности метаморфизма рассматриваемых образований.

В марганцево-силикатно-карбонатных породах и рудах увеличение степени метаморфизма приводит к такой последовательной смене минеральных фаций. Кварц-родохрозитовая фация — наиболее низкотемпературная и малоглубинная. С повышением температуры и давления ассоциация кварц + родохрозит переходит в родонит и даннеморит. Родохрозит-даннеморит-родонитовая фация — среднетемпературная и по значениям давления (глубинности) делится на родохрозит-даннеморитовую (менее глубинную), даннеморит-родонитовую и родохрозит-родонитовую (наиболее глубинную). Тефроитовая фация (наиболее высокотемпературная) по параметрам глубинности (давления) расчленяется на даннеморит-тефроитовую и более глубинную — родонит-тефроитовую.

В зависимости от давления и температуры в марганцево-силикатных рудах и породах выделяются минеральные фации: хлоритовая (низкотемпературная, малоглубинная), кварц-браунитовая, даннеморит-браунитовая, тефроит-даннеморитовая (средние значения температуры и малые давления), родонит-даннеморитовая, тефроит-кварцевая (высокотемпературная и малоглубинная) и родонит-кварцевая (наиболее высокие температура и давление).

Марганцево-силикатно-кальциевые карбонатные руды и породы по мере увеличения степени метаморфизма характеризуются следующим рядом минеральных фаций: родохрозит-кварцевой (низкотемпературная), родохрозит-даннеморитовой, даннеморит-родонитовой, родонит-кварцевой и тефроитовой (высокотемпературная).

В марганцево-силикатно-глиноземистых рудах и породах при возрастании степени метаморфизма последовательно формируются пиррофиллитовая, хлорит-андалузитовая, виридин-оттрелит-гаусманитовая, спессартин-оттрелитовая, андалузит-кварц-гаусманитовая, виридин-кварц-гаусманитовая, спессартин-кварц-виридиновая, спессартин-

виридин-андалузитовая и спессартин-андалузит-гаусманитовая минеральные фации.

С. Рой [184] приводит следующие фации метаморфизма гондитов. Наиболее низкотемпературная (низкие ступени зеленосланцевой фации): спессартин — родонит — тиродит — браунит, в более высоких ступенях зеленосланцевой и в эпидот-амфиболитовой фациях появляются яacobсит и вреденбургит. Амфиболитовой фации соответствует ассоциация винчит (тиродит) — яacobсит — браунит, а при более высоких $P - T$ этой фации — и гаусманит. Гранулитовую фацию определяет бланфордит — джуддит — голландит — вреденбургит — силлиманит.

П. К. Бхатачария, С. Десгапта, С. Рой и др. [21] указывают, что минеральные ассоциации метаморфизованных оксидных руд (I) и оксидно-силикатных пород — гондитов (II) группы Саусар в Индии имеют следующие соотношения с фациями метаморфизма силикатных пород: биотитовая фация: браунит + голландит + биксбит + гематит, кварц + манганофиллит + пьмонтит + гематит + браунит + спессартин; альмандиновая фация: браунит + голландит + биксбит + гематит + яacobсит, кварц + спессартин + родонит + гематит + калишпат ± яacobсит ± манганофиллит ± тиродит; ставролитовая фация: браунит + голландит + биксбит + гематит + яacobсит + вреденбургит, и то же, что и для альмандиновой фации; силлиманитовая фация: то же, что и для ставролитовой фации, но с гаусманитом; то же, что и для последних двух фаций, но без манганофиллита.

Л. И. и Е. А. Кулиш [87] показали, что устойчивость ассоциаций с оксидными минералами марганца и железа (браунит, гаусманит, магнетит, гематит и др.) в основном зависит от значений E_h при метаморфизме.

Вместе с тем для выделения конкретных марганцеворудных формаций фациально-метаморфические особенности этих образований не являются решающими, так как главные рудные минералы марганца (браунит, гаусманит, родонит, спессартин, виридин, родохрозит, сульфиды марганца и т. п.), возникая на низких ступенях метаморфизма и даже в зонах диагенеза и катагенеза, остаются устойчивыми в большинстве случаев и при высоких давле-

ниях и температурах, испытывая некоторые изменения $Mn^{2+} : Fe^{2+} : Mg$, степени окисленности Fe и Mn, а также перекристаллизацию и другие морфологические преобразования, т. е. эти минералы в отношении фаций метаморфизма носят как бы «сквозной» характер.

Фашиально метаморфические характеристики марганцевых образований более значимы при их расчленении на подформационном уровне (субформационном), их петрологическом или металлогеническом анализе.

II. По природе рудных концентраций среди рассматриваемых образований выделяются соответственно метаморфизованные и метаморфические подтипы марганцеворудных формаций.

Большинство марганцеворудных формаций, испытавших контактовый метаморфизм, и все регионально-метаморфизованные образования метаморфизованы, т. е. их концентрации марганца были, по существу, дометаморфическими. Метаморфизованными месторождениями являются также важные в практическом отношении толщи гондитов, железисто-марганцевых кварцитов (джеспилитов), марганцево-карбонатных пород, окисно-марганцевых руд, родонитов и др. Некоторые разновидности корунитов (спессартин-полевошпатовых пород) в регионально-метаморфизованных гондит-кодуритовых толщах по природе метаморфические, так как они возникли в результате битетасоматических взаимодействий между пластами марганцево-силикатно-кремнистых и марганцево-карбонатных пород.

Часть контактово-метаморфических, все ультраметаморфические и гидротермально-метаморфические марганцеворудные образования определяются как метаморфические, так как сосредоточенный в них марганец мобилизовался из толщи преобразуемых пород, перемещался на некоторое расстояние и локализовался в благоприятных вещественно-структурных или физико-химических ситуациях (марганцеворудные метасоматиты, скарны, гидротермалиты, часть кодуритов и т. п.). В кодуритах этого типа существенно проявлялся привнос калия (калиевый метасоматоз).

Приведенные выше черты первичной природы рудного вещества обусловили и морфологические особенности залежей метаморфогенных марганцеворуд-

ных формаций. Породно-рудные ассоциации ряда метаморфизованных формаций стратиформны — это согласные пачки, горизонты, пласты, линзы и т. д. Образования метаморфического ряда создают, наряду с согласными вмещающими толщами, пласты и пропластки различной формы зоны, жилы, неправильные тела, зачастую сложного внутреннего строения (контактовые роговики, метасоматиты, скарны, гидротермалиты и др.).

III. Генетическая природа концентраций марганца весьма разнообразна в геотектоническом и литологическом отношениях. Марганценакопление в докембрии происходило преимущественно в первичных областях: эв- и миогеосинклиналях, перикратонных впадинах, зеленокаменных поясах (трогах) и т. д., редко в условиях стабильных структур.

Значимые концентрации марганца в докембрии по своей первично-литологической природе — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, в той или иной мере связанные с основным вулканизмом (спилит-кератофировые, зеленокаменные и другие формации), реже — со средним и кислым (лептитовая и другие формации). Крупные накопления марганца имеют типичную осадочную природу, для которых источником рудного вещества являются или весьма отдаленные области активного вулканизма или регионы с широко распространенными корами выветривания на комплексах преимущественно сидерофильного профиля. Они осаждались в конкретных участках морских бассейнов различных геотектонических зон геосинклинальных областей, троговых и орогенных структур и т. п., обычно в терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных и глинистых толщах.

При формационном анализе особенностей дометаморфических марганцеворудных образований вполне применимы их подразделения на марганценозные формации, которые выделены для метаморфизованных комплексов фанерозоя [22, 119, 137 и др.].

По геотектоническим и литологическим особенностям первичных концентраций марганца метаморфогенные марганцеворудные формации можно подразделить на соответствующие группы с той или иной детальностью. Дифференциация марганцевых образований по этим критериям имеет особое

значение при металлогенетическом, палеотектоническом или палеолитологическом анализе крупных метаморфических комплексов, структур и регионов.

IV. Литолого-петрологическая характеристика марганценосных толщ, комплексов — марганценосных формаций — важнейшее звено в познании марганцеворудного процесса, так как породы, вмещающие (несущие) марганцеворудные образования, отражают непосредственно конкретные геотектонические и литологические условия марганценакопления и последующее их метаморфическое преобразование.

Вещественные и генетические стороны марганцевоносных формаций являются довольно разработанной частью учения о литологии марганца. Для объектов фанерозоя они достаточно детально дифференцированы и подробно описаны [111].

Докембрийские марганценосные метаморфогенные формации на данном этапе целесообразно подразделить на подгруппы: зеленокаменную (ортопороды); амфибол-пироксеновых основных ортогнейсов, ортосланцев, ортоамфиболитов и т. п.; лептитовую; зеленосланцевую (парапороды); амфибол-пироксеновых парагнейсов, парасланцев, парамфиболитов; кварц-алюмосиликатных гнейсов и сланцев; высокоглиноземистых гнейсов, сланцев, кварцитов; кремнистую; кварцитовую; железо-кремнистую (кварцитовую); карбонатно-сланцевую; карбонатную; углеродистую гнейсо-сланцевую; углеродистую карбонатную; сульфидсодержащую гнейсосланцевую; сульфидсодержащую карбонатную; сульфидсодержащую колчеданную (сульфидную); метасоматических роговиков; скарповую; мигматитовую; гидротермальных метасоматитов и др. Кроме того, в метаморфогенных марганценосных формациях докембрия по повышенным содержаниям железа, бария, вольфрама, золота и других ценных компонентов они расчленяются на соответствующие подгруппы.

В. П. Рахманов, В. К. Чайковский [120] докембрийские марганценосные формации делят на терригенную (гондитовую), терригенно-карбонатную, карбонатную и железо-кремнистую (джеспилитовую), а в каждой из них по литолого-геотектоническим критериям выделяют типы месторождений мар-

ганца, обозначая их по территориальному признаку (тип Нсута, тип Мадхья Прадеш и т. п.).

V. Вещественный состав рудных тел метаморфогенных марганцеворудных весьма разнообразен и в химическом отношении почти полностью унаследован от дометаморфических толщ. Они являлись оксидными, карбонатными, силикатными и сульфидными образованиями с переходными разностями между ними. Среди них отмечаются существенно марганцевые, марганцево-кремнистые, марганцево-железистые, марганцево-калиевые, марганцево-глиноземистые накопления, содержащие повышение количества бора, цветных и благородных металлов, органогенного вещества, бария, стронция и др.

Каждая из выделенных разновидностей марганцевых накоплений характеризуется геологическими и вещественными особенностями. Так, марганцевые карбонатные накопления образуются в различных геотектонических обстановках и залегают обычно в толщах пестрых по составу кремнистых, глинистых, углистых и карбонатных пород, среди которых наблюдаются красноцветные и эвапоритовые образования, оксидные марганцевые и железные руды при малой роли или полном отсутствии вулканогенных пород или их компонентов (пирокластов). В них содержится повышенное количество бария (до 6 %), свинца и цинка (до 6 %), меди, иногда хрома, кобальта, ванадия, стронция и др.

Процессы разнородного метаморфизма первичных концентраций марганца и сопровождающих их пород в широком диапазоне P , T , pH , Eh и химической активности ряда подвижных компонентов обусловили значительное разнообразие метаморфогенных марганцеворудных формаций в минералогическом и петрологическом отношении.

Исходя из определения метаморфогенной рудной формации, принятого в данной работе, а также марганцеворудной формации [86] и учитывая реально существующие разрабатываемые или относительно хорошо изученные метаморфогенные рудные концентрации марганца, — в настоящее время можно выделить конкретные метаморфогенные марганцеворудные формации докембрия по особенностям вещественного (химического, минерального, породного) состава рудных тел и характеристике непо-

средственно вмещающей их среды (вмещающим породам).

По существу, большая часть метаморфогенных марганцеворудных формаций представляет двух-, реже трехчленное сочетание ассоциации главных рудных компонентов (породных, минеральных или химических) с вмещающими породами. Между обозначенными видами формаций есть промежуточные (переходные) разности, которые при необходимости можно выделить как самостоятельные формационные объекты.

Приводимый перечень метаморфогенных марганцеворудных формаций далеко не определяет всего многообразия докембрийских метаморфогенных марганцевых руд и пород. Дальнейшие исследования в этом направлении позволят выделить новые реально существующие и теоретически предполагаемые марганцеворудные объекты рассматриваемого генезиса и возраста. Кроме того, будут конкретизированы, уточнены или подразделены на более детальные объекты и выделенные здесь формации.

Тип регионально-метаморфизованных рудных формаций

Окисно-марганцеворудные формации: браунит-гаусманитовая в зеленокаменных толщах; то же в лептитах; то же в кремнистых толщах; то же в гнейсо-сланцевых толщах; то же в карбонатных толщах; браунитовая метаморфизованных кор выветривания; железо-марганцевая окисная в кремнисто-сланцевых толщах.

Марганцево-кремнистые тонкополосчатые (джеспилитовые) формации: окисномарганцевистых тонкополосчатых кварцитов в зеленокаменных толщах; то же в лептитах; то же в кремнисто-сланцевых толщах; то же в карбонатно-сланцевых толщах; родохрозит-браунит-гематит-магнетитовая в кремнисто-карбонатно-сланцевых тонкослоистых толщах.

Окисно-карбонатные марганцеворудные формации: гаусманит-браунит-родохрозитовая в кремнистых и кремнисто-сланцевых толщах.

Карбонатные марганцеворудные формации: родохрозит-манганокальцитовая в вулканогенных толщах; то же в кремнисто-сланцевых толщах; то же в карбонатно-сланцевых толщах; то же в карбонатных толщах; манганокальцитовая в карбонатных толщах.

Силикатно-карбонатные марганцеворудные формации: силикатно-карбонатная в сланцевых толщах; то

же в кремнисто-карбонатно-сланцевых толщах.

Силикатные марганцеворудные и марганценозные формации: а) гондитовые формации: гондит-кодуритовая в зеленокаменных толщах; то же в амфибол-пироксеновых гнейсах и сланцах; то же в карбонатно-гнейсо-сланцевых толщах;

б) родонитовые формации: родонитовая в кремнисто-гнейсо-сланцевых толщах;

в) марганценозные чарнокитовые и эвлезитовые (железо-магнезиально-силикатные) формации: марганценозных эвлезитов; то же чарнокитов;

г) марганцево-высокоглиноземистые формации: виридин-спессартиновая в высокоглиноземистых гнейсах и сланцах; то же в кварцитах;

д) марганцеворудные формации специфического состава: марганцеворудные в углеродистых толщах; то же в сульфидсодержащих породах и рудах; бариево-марганцевая в кремнисто-силикатных толщах; то же в карбонатно-кремнисто-силикатных толщах.

Фосфатно-марганцевые формации в карбонатных, силикатных и углеродистых толщах; *сульфидно-марганцевые формации* в углеродистых и карбонатных толщах; *вольфрам-марганцевая (гюбнеритовая) формация* в гнейсах, сланцах и кварцитах.

Тип контактово-метаморфизованных рудных формаций:

родонитовая в кремнисто-силикатных роговиках; в карбонатно-кремнисто-

силикатных роговиках и в мраморах.

Типы контактово-метасоматических и ультраметаморфических формаций:

гаусманит-браунитовая скарновая; новая и вольфрам-марганцевая (гюбнеритовая) скарновая;
спессартин-оливин-родонитовая скар-

Тип гидротермально-метаморфических формаций:

родонит-бустамитовых; родонит-родохрозитовых и родохрозит-манганокальцитовых гидротермалитов; родонит-

браунит (пиролозит)-родохрозитовых гидротермалитов.

К наиболее распространенным относятся следующие формации.

Браунит-гаусманитовая формация в лептитах, в общих чертах выделенная Н. С. Шатским [155], относится к архейским вулканогенно-кремнистым образованиям свионийской группы Швеции и несет в себе месторождения оксидных марганцевых и марганцево-железных руд (Колонингберг, Кланбергет, Лангбан и др.), среди которых отмечаются и джеспилитоподобные образования (Вермланд, Далекарлия и др.). Рудовмещающая лаптитовая формация вулканитов среднего и кислого состава содержит также прослойки кремнистых, карбонатных и других пород.

Браунит-гаусманитовая формация в гнейсо-сланцевых толщах распространена достаточно широко на многих щитах. Ее особенности хорошо демонстрируют подобные образования Индостанского щита [184 и др.]. Здесь она наиболее развита среди толщ нижнепротерозойской чампанерской серии (месторождения Сингхума, Раджастана и др.) и менее — в комплексах архейской саусарской серии (месторождение Бхарвелли в штате Мадхья Прадеш и др.). Браунитовые с примесью голландита и более редкими наложенными биксбиитом и манганитом практически без марганцевых силикатов, содержащие марганца до 55 %, железа 2—8, фосфора 0,07—0,35 %, слагают пласти и линзы мощностью до 18 м и протяженностью до 4 км. Залежи согласны с вмещающими филлитами, гранатсодержащими хлоритовыми и слюдястыми сланцами, кварцитами и т. п. В штате Орисса (районы Кеонджар, Сингхум и др.) браунитовые руды залегают среди архейских пород железорудной серии, сопоставимой по возрасту с саусарской серией: метаморфизованные основные вулканиты, кварциты, кремнистые, слюдястые, амфиболовые сланцы, железистые кварциты и др.

Браунитовая формация метаморфизованных кор выветривания отмечается весьма редко. Характерный ее представитель — образования месторождения Постмасбург (ЮАР) на верхнепротерозойской доломитовой серии системы Трансвааль, которую слагают внизу красноцветные магнезиальные мраморизованные известняки с подчиненными слоями кремнистых сланцев и метапесчаников, выше — переслаивающиеся гематитсодержащие метапесчаники, сланцы, яшмы и кварциты.

Рудный горизонт залегает между толщ магнезиальных мраморизованных известняков (метадоломитов) и несогласно перекрывающих их толщ свит Грикватаун или Гамагара, содержащих железистые кварциты [49]. Он образует две рудные полосы, протягивающиеся на 61 км.

По генезису месторождение является метаморфизованными остаточными марганцевыми образованиями, рудное вещество которых происходит из слабомарганценосных пород подошвы. Остаточные марганцеворудные образования вверх по разрезу перекрываются железистой зоной. Морфология рудных тел и структурно-текстурные особенности руд обусловлены природой первичного вещества (марганцевые шляпы). Мощность рудных тел не выдержана, обычно 1—6, местами до 35 м. Руды плотные, массивные, невыдержанного состава, преимущественно браунитовые, содержащие пиролозит, манганит, в небольших количествах биксбиит, родонит, барит, гематит, диаспор (в том числе марганцевистый), маргарит, марганецсодержащие слюды и др. Пиролозит, вад, манганит и другие — явно вторичны, развиваются по другим более «высокотемпературным» минералам. Содержание марганца обычно 42—58, железа — 3—10 %, фосфора нет.

Метаморфизм пород слабый (катагенез — цеолитовая фация — самые низкие ступени зеленосланцевой фа-

ции), В. П. Рахманов и В. К. Чайковский [120] относят эти образования к терригенно-карбонатной марганценовой формации.

Марганцево-кремнистые тонкополосчатые (джеспилитовые) формации генетически и пространственно сопряжены с железо-кремнистыми джеспилитовыми формациями. Литологически они приурочены к краевым частям бассейна накопления железо-кремнистых образований там, где они сменяются известково-доломитовыми толщами, содержащими оксидные и карбонатные отложения марганца. Марганцевое вещество ассоциирует и с кремнистыми, и с железо-кремнистыми породами. Отмечается парагенезис оксидных железных руд (гематит-магнетитовых) с оксидными (браунит-гаусманитовыми) марганцевыми рудами, а карбонатные образования марганца пространственно сближены с первыми. Развитые здесь силикатные руды марганца — продукт взаимодействия оксидных, а чаще всего карбонатных соединений марганца с кремнистым и в меньшей мере с алюмосиликатным веществом этих толщ.

И. М. Варенцов [22] подразделяет эти марганценовые джеспилитовые формации по геотектоническим, структурным, вещественным и генетическим особенностям на три подгруппы: эвгеосинклинальные (месторождения в Эспенесу, Минас-Жерайс, Байя в Бразилии; Пост-масбург, Калахари в ЮАР и др.); миогеосинклинальные (М. Хинган и др.); платформенные (Моро до Уркум в штате Мату-Гросу в Бразилии и др.).

В. П. Рахманов и В. К. Чайковский [120] считают, что джеспилитовые марганцеворудные формации — составная часть железисто-кремнистых формаций. В них они выделяют два типа марганцеворудных месторождений: Минас-Жерайс и Серра-ду-Навиу.

Формация окисномарганцевистых тонкополосчатых кварцитов в кремнисто-сланцевых толщах считается распространенной, а ее первичные образования считаются миогеосинклинальными, реже эвгеосинклинальными. К более редким относится разновидность формации, представленная образованиями месторождения Уркум (штат Мату-Гросу, Бразилия), которое залегает в терригенных и кремнисто-железистых породах рифейской серии Джакадиго. В основании продуктивного горизонта лежат аркозовые по-

роды, выше — массивные железные яшмы (100 м), еще выше — толща полосчатых гематитовых яшм (350 м) с линзами и пластами песчаников, конгломератов и оксидных марганцевых руд мощностью до 6 м и протяженностью до 7 км. Метаморфизм достигал низких ступеней зеленосланцевой фации. И. М. Варенцов [22] относит его к образованиям подгруппы платформенных марганценовых джеспилитовых формаций, а В. П. Рахманов и В. К. Чайковский [120] — к железо-кремнистым формациям, образовавшимся в континентальных или прибрежных условиях платформ.

Формация окисномарганцевистых темнополосчатых кварцитов в карбонатно-сланцевых толщах прослеживается во многих местах. Она обычно содержит браунитовые кварциты и руды. Несколько необычного (якобитового) состава кварциты и руды описаны среди образований железо-марганцевых месторождений Уранди в штате Байя (Бразилия). Они залегают в верхнепротерозойской толще филлитов, серицитовых сланцев, зеленокаменных пород, марганценовых метадоломитов и др. Марганценовые породы и руды слагают пласты и линзы, переслаивающиеся с другими породами. Здесь развиты три типа руд: карбонатный (мангано-доломит с примесью силикатов марганца и др.), силикатный (спессартин, родонит, голландит и др.) и оксидный (якобит, манганомангнетит, биксбит, гаусманит, вреденбургит, магнетит и др.). В. П. Рахманов и В. К. Чайковский [120] относят эти образования к железисто-кремнистой формации.

Родохрозит-браунит-гематит-магнетитовая формация в кремнисто-карбонатно-сланцевых тонкослоистых толщах образует обычно единые рудные тела, сложенные железистыми, марганцево-железистыми и марганцевыми тонкополосчатыми кварцитами, окисно, окисно-кремнистыми и карбонатными рудами. Типичный пример — верхнепротерозойские образования Малохинганского и Уссурийского рудных районов Дальнего Востока. Формация представлена пластовыми и линзовидно-пластовыми залежами железных, марганцево-железных, железо-марганцевых и марганцевых руд типа полосчатых железистых кварцитов, залегающих в карбонат-терригенных комплек-

сах многоосинклинальных прогибов в одном рудном горизонте.

Характерная черта строения рудных горизонтов — частичное замещение рудных фаций безрудными алевропелитовыми, псаммитовыми и псефитовыми литофациями. Наиболее мощные, хотя и не всегда выдержанные рудные накопления железа и марганца локализованы в зонах выклинивания безрудных терригенных фаций. Максимумы рудных концентраций железа и марганца пространственно разбросаны. На Малом Хингане рудные накопления марганца развиты по периферии области распространения железисто-кремнистых литофаций. В пространственном распределении минеральных фаций железистых кварцитов проявляются элементы зональности вследствие чередования силикатно-магнетитовых и магнетитовых разностей с гематит-гематитовыми и гематитовыми.

Пласты руд образуют железо-кремнистые и марганцево-железкремнистые горизонты, распространяющиеся во всей структуре или в ее крупных фрагментах. В основании рудного горизонта развита пачка марганцевых пород, преимущественно тонкополосчатых рудных кварцитов и руд мощностью 3—20 м, постепенно сменяющихся вверх по разрезу вначале железо-марганцевыми, затем марганцево-железистыми разностями и далее толщей железистых кварцитов мощностью 10—220 м. Последние представлены тонкополосчатыми гематитовыми, магнетит-гематитовыми, гематит-магнетитовыми и магнетитовыми разностями, резко подчиненные значения среди них имеют пропластки карбонатно-силикатных и силикатных кварцитов. Преобладают магнетит-гематитовые и гематитовые разности руд.

Железо-марганцевые и марганцевые руды распространены локально на сравнительно небольших участках площадью 10—40 км² (Теплоозерское, Биджанское, Южно-Хинганское месторождения). Марганцеворудные залежи мощностью 0,5—10 м протягиваются на расстоянии от нескольких сотен метров до первых километров. Руды по простиранию и вкост его обычно переходят в марганецсодержащие сланцы. Последние сменяются безрудными силикатно-кварцевыми (глинисто-кремнистыми) сланцами. Марганецсодержащие сланцы имеют более широ-

кое площадное распространение (до 30 × 65 км) по сравнению с рудами, иногда они содержат линзы и прослои карбонатных (родохрозит-манганкальцитовых), карбонатно-силикатных и силикатных марганцевых руд. Марганцевые обычно полосчатые, чаще тонкополосчатые руды по содержанию в них основных рудных минералов делятся на гематит-браунитовые, браунитовые, браунит-гематитовые, гаусманит-браунитовые, гаусманит-родохрозитовые, родохрозитовые, родохрозит-спессартиновые, наиболее распространены браунитовые и гаусманит-родохрозитовые руды. Среднее содержание марганца в рудах по различным рудным телам составляет 17—22 %, железа — 8—12, кремнезема — 26—39, фосфора — 0,05—0,11 %.

По петрохимическим, структурным особенностям и содержанию элементов-примесей железистые кварциты этой формации сходны с образованиями железисто-кремнисто-сланцевой формации криворожского типа. В марганцевых породах и рудах, кроме железа, содержатся в количестве выше кларковых барий, никель, кобальт и стронций.

Образования формации испытали региональный и контактовый метаморфизм различной интенсивности вокруг палеозойских гранитоидных интрузивов. Литологические, петрологические и минералогические особенности этой формации детально изучены [85, 87 и др.].

Низкотемпературный региональный метаморфизм (цеолитовая — низкие ступени зеленосланцевой фаций) характеризуется началом широкой перекристаллизации первично-осадочных минералов. При этом образуются устойчивые минеральные ассоциации с кварцем, браунитом, гематитом, реже магнетитом и гаусманитом. В карбонатных породах встречаются родохрозит и карбонаты сложного состава. В силикатных и алюмосиликатных породах широко распространены мanganохлориты, стильномелан, серицит, мусковит, оттрелит, пьмонтит, рихтерит, спессартин и др.

В структурно-текстурном отношении метаморфизм выразился главным образом в образовании жилок альпийского типа, в перекристаллизации и переотложении вещества в пропластках. При метаморфизме межпоровые растворы приобретают подвижность. Во время

орогенных движений, синхронных с метаморфизмом, они формировали трещинные мелкие жилы из растворенных в них марганца, кремнезема, карбонатов, щелочей и других второстепенных компонентов, характерных для окружающих пород. Минеральный состав жилок обычно не отличается от вмещающих пород, из которых указанные вещества извлекались межпоровыми растворами. В некоторых из них содержатся минералы, характерные для более высоких ступеней метаморфизма (родонит, антофиллит, куммингтонит и др.), что объясняется более высокой химической активностью компонентов и более высокой скоростью реакций минералообразования в микрожилах, чем во вмещающих породах.

Обращают на себя внимание прожилки (мощностью до 1 мм) микроптитового типа, располагающиеся вкрест сланцеватости породы. Их образование, по-видимому, связано с процессами сжатия пород, происходившими параллельно простиранию жилок при большой пластичности пород или при медленном действии напряжений. Микроптитовые кварцевые, кварц-карбонатные и карбонатные жилы образовались в разное время. В более или менее пластичных породах вначале формировались кварцевые микрожилки, рассекающие пропластки вкрест простирания, затем при медленном воздействии нагрузки вышележащих слоев произошло сжатие их вдоль простирания, в результате чего они приобрели птитовый облик. Последние в дальнейшем были рассечены обыкновенными кварцевыми жилками большей мощности (до 5 мм). Позже в результате тектонических напряжений формировались небольшие трещины и микродвиги, по которым отлагались карбонаты.

Низкотемпературный региональный метаморфизм при посредстве межпоровых растворов приводил также к перекристаллизации минеральных агрегатов пород и руд, которая наиболее активно проявляется на контактах различных по составу пропластков, так как плоскости наложения наиболее доступны для циркуляции растворов. Обычно на контакте рудных и безрудных пропластков образуются наиболее крупнозернистые агрегаты минералов как следствие значительной химической контрастности сред. Процессы пе-

рекристаллизации довольно широко проявились как в рудных, так и безрудных прослойках полосчатых марганцевых руд. Перекристаллизованные участки имеют вид пятен, состоящих из более крупнозернистых минеральных агрегатов. Собирательная перекристаллизация осуществлялась активнее в безрудных прослойках, менее насыщенных дисперсными рудными зернами, так как последние более пассивны к перекристаллизации, что затрудняло перекристаллизацию других нерудных компонентов таких, как кварц, карбонат.

Гаусманит-браунит-родохрозитовая формация в кремнистых и кремнисто-сланцевых толщах накапливается среди раннегеосинклинальных терригенно-кремнисто-вулканогенных отложений, часто содержащих прослои и линзы карбонатных пород. Она представлена кремнистыми браунитовыми, браунит-гаусманитовыми, гаусманит-родохрозит-родонитовыми, гаусманитовыми, родонит-родохрозитовыми и родохрозитовыми рудами.

Рудными минералами являются браунит, гаусманит, родохрозит, родонит, встречаются манганит, манганокальцит, олигонит, манганосидерит, гематит, магнетит, алабадин, спессартин, пьмонтит. В рудах иногда отмечаются реликты пеплового материала, изредка — обломков эффузивов, замещенных марганцевыми карбонатами. Рудные минералы в рудах образуют сплошные массы или линзовидные, жилообразные, пятнистые обособления во вмещающих их породах. Текстура руд массивная, линзовидно-слоистая, линзовидно-прожилковая, пятнистая, шпировая.

Рудные тела мощностью от нескольких десятков сантиметров до 10 м и протяженностью до первых сотен метров имеют линзовидную или неправильную форму. Ряды высококремнистые, содержание марганца изменяется от нескольких до 56 % в массивных оксидных рудах. Количество железа не высокое, хотя иногда отмечаются железо-марганцевые разности руд. Для некоторых марганцевых руд характерны высокие содержания бария (до 10 % BaO), что в этом случае позволяет рассматривать их как представителей собственно бариево-марганцеворудной формации. В целом в рудах отмечаются вышекларковые количества меди,

бора, стронция, никеля, кобальта и цинка.

Образования описываемой формации метаморфизованы в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации, в них часто наблюдаются локальные метасоматические (кремнистый, щелочной, серный метасоматоз), а также контакто-метаморфические преобразования в зонах воздействия кислых и средних по составу интрузивных тел фанерозойского возраста. Марганецсодержащие породы и руды более чувствительны к метаморфизму по сравнению с вмещающими их кремнистыми и силикатными породами.

Первичные рудные концентрации марганца этой формации парагенетически связаны с кремнистыми хемогенными осадками и локализуются в яшмах, кремнистых сланцах, реже в кремнистых туфосланцах, кремнисто-глинистых сланцах, редко в эффузивных толщах. Тела массивных руд имеют четкие контакты с вмещающими породами или постепенно переходят в них через посредство линзовидно-слоистых разностей руд. В кремнистых породах иногда отмечается примесь пеллового и терригенного материала. Кремнистые толщи, вмещающие рудные образования, обычно содержат повышенное количество марганца, в них наблюдаются прослои марганцевистых пород. Рудные тела находятся в различных кремнистых толщах в виде прерывистых цепочек, образуя рудные горизонты, в которых трудно установить частоту встречаемости рудных тел. В одних и тех же горизонтах могут локализоваться руды различных минеральных типов, обычно формирующих изолированные рудные тела с различным валовым содержанием марганца.

Формация наиболее распространена на Востоке СССР и характерна в целом для Тихоокеанского рудного пояса, встречается в его верхнепротерозойских, особенно нижнепалеозойских комплексах [82, 137 и др.].

Родохрозит-манганокальцитовая формация в вулканогенных толщах распространена на месторождениях Усой-Талойского района в Прибайкалье, где марганцевые и железные руды залегают среди слабометаморфизованных вулканитов кислого, реже среднего и основного состава, кремнистых и других пород. Эти месторождения близки к известному нижнекембрийскому

Усинскому месторождению. В. П. Рахманов и В. К. Чайковский [120] полагают, что источником рудного вещества являются газо-водные составляющие вулканической деятельности.

Родохрозит-манганокальцитовая формация в кремнисто-сланцевых толщах представлена породами и рудами некоторых месторождений Прибайкалья, в том числе месторождениями и проявлениями Икат-Чаргинского района, развитыми в верхнедокембрийских толщах, не содержащих вулканогенных компонентов (пирокластик, лав, туфов и т. п.). Толща слабо метаморфизована.

Манганокальцитовая формация в карбонатных толщах развита на месторождении Саган-Забя. Оно залегает в мраморах озерской свиты ольхогонской серии верхнего архея Прибайкалья, в которых есть пласты, прослои и линзы кварцитов, биотитовых, амфиболовых, пироксеновых и иных гнейсов, амфиболитов и т. п. Среди них установлены три пласта согласных марганценосных мраморов мощностью до 30 м, локализованных в пачке (100 м), протягивающейся на 700 м. Пласты марганценосных мраморов представляют переслаивание рудных и безрудных слоев. Среднее содержание марганца в пластах 3,9—6,7, в рудных пластах и слоях 7—22,5 %. Основной минерал — карбонат ряда марганцовистый кальцит — манганокальцит, второстепенные — кварц, гранат, биотит, мусковит, роговая обманка, сфен, сульфиды железа и др. В рудоносных мраморах наблюдаются также прослои пород, состоящих из марганцевых разностей граната, амфиболов и пироксенов с содержанием марганца до 10 %. Первичные толщи месторождения являлись образованиями морской геосинклинальной карбонатной марганценосной формации.

Силикатно-карбонатная марганцеворудная формация в сланцевых толщах представляет ассоциации пород и руд месторождений в штате Минас-Жераис (Бразилия). Они залегают в нижнепротерозойской толще серии Рио-дас-Велас, приурочиваясь к графитовым филлитам, сланцам и амфиболитам. Руды преимущественно силикатные (родонит, спессартин и др.), силикатно-карбонатные и карбонатные. Первичные существенно карбонатные толщи с прослоями глинистых и кремнистых пород,

несущие накопления марганца, эвгеосинклинальные, генетически и пространственно относящиеся к железо-кремнистым формациям [120].

Силикатно-карбонатная марганцеворудная формация в кремнисто-карбонатно-сланцевых толщах может характеризоваться образованиями месторождения Серра-ду-Навиу (штат Амапа, Бразилия). Оно залегает в нижнепротерозойском комплексе, в верхней части которого отмечается ритмично переслаивающаяся толща кварцитов, кварцевых сланцев, карбонатсодержащих пород с биотитом, мусковитом, гранатом, силлиманитом, андалузитом, ставролитом и другими, а карбонатные породы включают диопсид, гроссуляр, тремолит, сфен. Повсеместно, особенно, в кварцитах и сланцах, отмечается графит, однако породы с повышенным его содержанием (до 20 %) слагают определенные пласты и горизонты. К ним и приурочены марганценозные породы и руды, образующие линзы и пласты карбонатных и силикатных разностей мощностью до 30 м и протяженностью до 1 км. Первые — существенно родохрозитовые со спессартином, в меньшей мере — тефроитом, родонитом и второстепенными графитом, ортоклазом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, никелином, черсдорфитом и другими; вторые — кварц-спессартиновые с примесью графита. Вероятно, эта разность является продуктом метаморфического взаимодействия силикатных (кремнистых) и карбонатных пород. Метаморфизм проявлялся неоднократно и достигал амфиболитовой фации. В. П. Рахманов и В. К. Чайковский [120] полагают, что первичные глинисто-карбонатные осадки накопились в прибрежной (лагунной) зоне подвижных структур платформ.

Марганцеворудные гондитовые формации включают в себя разнообразные по генетическим и вещественным признакам преимущественно нижнедокембрийские образования регионального метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, в которых преобладают существенно спессартиновые породы: гондиты и кодуриты.

Гондит — спессартин-кварцевая порода в различной мере полосчатая, обычно тонкополосчатая. Иногда представляет собой чередование неправильных, линзовидных прослоев кварца и марганцевых минералов, в которой кроме квар-

ца и граната спессартин-альмандин-пиропового ряда отмечаются нередко в существенных количествах карбонаты родохрозит-манганокальцитового ряда, родонит, бустамит, браунит, гаусманит, якобит, биксбит, вреденбургит, голландит, марганцевые пироксены (бланфордит, диопсид-иоханнесит и др.), амфиболы (тиродит, винчит, джуддит и др.) и слюды (алургит, манганофиллит и др.), пьомонит, апатит, плагиоклаз, микроклин, мусковит, актинолит, роговая обманка, энстатит, сфен, турмалин, эпидот, силлиманит, биотит и другие, — по некоторым из них и выделяются соответствующие разности гондитов.

Содержание марганца в гондитах достигает 21 %, изредка выше. Эти породы слагают согласные пласты и линзы мощностью до 60 м и протяженностью более 7 км. Мощность пачек переслаивающихся гондитов более 100 м, протяженность до 30 км. Гондиты обычно ассоциируют с бескарбонатными сланцами, гнейсами, кварцитами и др. В районе Беллари (штат Майсур) они ассоциируют с железистыми кварцитами дарварского комплекса (архей — нижний протерозой), а на месторождении Кока (район Калаханди) — с гиперстеновыми гнейсами кондалитовой серии.

Гондиты возникают при региональном метаморфизме марганецсодержащих (в оксидной и карбонатной форме) кремнистых (кварцевых), кремнисто-карбонатных, кремнисто-силикатно-карбонатных и кремнисто-силикатных осадочных и вулканогенно-осадочных пород с примесью гидроксидов железа, фосфатного вещества и др.

Кодурит — порода, состоящая из спессартина (до 60 %) и калиевого полевого шпата (до 45 %), а также второстепенных апатита, кварца, пьомонита, марганцевых пироксенов и амфиболов и других. Гранат имеет спессартин-андрадитовый (спандитовый) состав.

Одна из разновидностей кодуритов является продуктом регионального метаморфизма глинистых (преимущественно гидрослюдистых) пород, обогащенных марганцем (карбонаты, гидроксиды), а также гидроксидами и силикатами железа, кальцитом, фосфатным веществом и т. п. Другая разновидность кодуритов — это породы соответствующего состава, образовавшиеся при региональном метаморфизме

как продукт реакционных взаимодействий марганецсодержащих пропластков силикатно-кварцевого и карбонатного состава (при локальном биметасоматозе и калиевом метасоматозе). Как разновидность спессартиновых пород выделяется квелузит (квеллит), содержащий кроме значительных количеств спессартина родохрозит (манганокальцит), браунит, гаусманит и марганцевые пироксены, амфиболы, слюды и др. Термин «кодурит» — неустоявшийся, трактуется по-разному. Одни исследователи полагают, что это силикатно-карбонатная порода, другие — спессартин-амфибол-пироксен-слюдистая и т. д.

Залежи гондитов и кодуритов в некоторых случаях, например в штатах Мадхья-Прадеш, Махараштра, Гуджарат (районы Балагхат, Уква, Донгри-Бузург, Панг-Махал, Барода и др.), вмещают промышленно значимые пласты браунитовых руд мощностью до 25 м и протяженностью до 3 км с содержанием марганца до 50 %, а иногда и более, железа — 5—10, фосфора — 0,01—0,24 %. В браунитовых рудах отмечается примесь голландита, якобсита, гаусманита, гематита и наложенных биксбиита и манганита. На месторождении Кудур (штат Андхра-Прадеш) среди кодуритов залегают два пластовых тела браунитовых руд мощностью до 8 м и протяженностью более 3 км. Такие явления среди кодуритов наблюдаются чаще, чем среди гондитов.

В большинстве гондитовых формаций (алюмосиликатного, кремнистого и карбонатного профиля) первично-вулканогенных пород нет, так как их исходные образования отлагались в миогеосинклинальных (внешних) зонах геосинклиналей или в толщах зеленокаменных трогов терригенного профиля. Менее распространены гондитовые формации первично-вулканогенного и вулканогенно-осадочного характера, сочетающиеся с зеленокаменными (амфибол-пироксеновыми) породами и представляющие первично-эвгеосинклинальные образования. Гондитовые формации в существенно алюмосиликатно-кварцевых породах нередко залегают несогласно на подстилающих гнейсо-сланцевых толщах.

В некоторых регионах отмечается несколько стратиграфических уровней распространения гондитовых форма-

ций. Например, в Индии они известны в нижнеархейских (кондалитовая серия), нижнепротерозойских (гангкурская, саусарская железорудная и другие серии) и среднепротерозойских (чампанерская серия) толщах. В свою очередь, в этих сериях марганцевосность также наблюдается местами на нескольких стратиграфических уровнях (горизонтах). Кроме Индии гондитовые формации распространены среди докембрийских образований Африки, Южной Америки, Австралии, на Сино-Корейском щите, Ханкайском массиве и т. д.

В. К. Чайковский и другие [150] предлагают подразделять гондитовые формации на кварц-песчано-глинистую и спилито-кератофиловую, т. е. по природе первичных пород на терригенную и вулканогенную формации.

Гондит-кодуритовая формация в зеленокаменных толщах наиболее широко распространена среди архейских комплексов Западной и Центральной Африки, где ее образования простираются на десятки километров и входят в состав серии Биррим.

Месторождение Нсута (Гана) находится в хлоритизированных, альбитизированных и эпидотизированных лавах, туфах, туффитах и агломератах (от основного до кислого состава), которые представляют собой массивные и сланцеватые породы, местами сохранившие первичную трахитовую или порфиловую структуру. Среди них залегают толща (500 м) серых и черных серицитовых, серицит-хлоритовых, графитовых филлитов, метаморфизованных граувакк, переслаивающихся с метатуфами, иногда отмечаются прослои зеленокаменных пород (метаморфизованных лав). Филлиты имеют изменчивый состав, разнообразную слоистость, частую несовершенную сортировку. Здесь находится горизонт (150 м) черных кремнистых пород, гондитов, марганцевосных филлитов с залежами оксидных, силикатных и карбонатных марганцевых руд.

Метаморфизм толщ происходил в условиях зеленосланцевой фации. В. П. Рахманов и В. К. Чайковский [120] считают, что первичные толщ вулканогенной формации основного ряда накапливались во внутренней части геосинклинали. Они определяют рудные концентрации марганца в такой гондитовой формации, как месторожде-

ния типа Ансонго и Нсута (Западная Африка).

Гондит-кодуритовая формация в карбонатно-гнейсо-сланцевых толщах входит в состав нижнепротерозойской саусарской серии дарварского комплекса, слагающего структуры зелено-каменных поясов. Эти образования составляют марганцеворудный пояс в центральной части Индостанского щита, протянувшегося в меридиональном направлении более чем на 200 км при средней ширине около 20 км. Здесь, в районах Балагхат, Уква, Бхарвели, Тироди, Чикла, Говарди, Ситалар, Донгри-Бузург и других, находятся крупнейшие месторождения марганца.

Саусарская серия представляет собой пестрое переслаивание роговообманковых, биотитовых, часто гранатосодержащих гнейсов, хлоритовых, мусковит-биотитовых сланцев, среди которых залегают пачки кварцитов, амфиболитов, доломитовых мраморов, кальцифиров, марганцевых пород и руд. Последние представлены разнообразными гондитами, кодуритами, в которых размещены залежи оксидных марганцевых руд. Последние мощностью до нескольких метров и протяженностью до нескольких километров состоят из прослоев и слоев браунитового состава с примесью голландита, гаусманита, биксбиита, манганита и других марганцевых минералов. Содержание марганца в рудах высокое — 45—50 %, а железа (2—8 %) и фосфора — низкое. Породы испытали региональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой — низких ступеней амфиболитовой фаций.

Первичные образования саусарской серии миогеосинклинальные. В. П. Рахманов и В. К. Чайковский [120] определяют марганцевые концентрации этих толщ как месторождения типа Мадхья-Прадеш гондитовой формации.

Толщи данной формации (гондиты) развиты также к западу от синклинория Сингхбум в нижнепротерозойской гангкурской серии, в которой преобладают метапелитовые породы с прослоями мраморов. Гангкурская серия по составу сходна с железорудной серией и сопоставляется по возрасту с саусарской.

В нижнеархейских образованиях кондалитовой серии Индостанского щита гондиты, кодуриты и марганцевые руды ассоциируют с биотитовыми и пироксеновыми гнейсами, кварцитами, гранатовыми кварцитами, кальцифиро-

ми, мраморами, высокоглиноземистыми сланцами и кварцитами, преимущественно кварц-гранат-силлиманитовыми (кондалитами), часто графитосодержащими. Они испытали метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Гондит-кодуритовая формация отмечается во многих регионах мира. В частности, в Восточных Саянах в нижнепротерозойской дербинской серии обнаружена толща переслаивающихся кварцитов, спессартин-слюдисто-кварцевых сланцев и карбонатных пород мощностью около 700 м. Содержание спессартина в сланцах достигает 42 %. В этой же толще залегают пласты оксидных марганцевых и марганцево-железных руд мощностью до 25 м.

Марганцеворудные формации в углеродистых толщах характеризуются заметным содержанием графита или углистого вещества, ее рудная составляющая представлена силикатами, карбонатами и изредка сульфидами марганца при подавленном присутствии его оксидных форм. Это вызвано наличием заметно восстановительных условий [38 и др.] в период накопления первичных толщ и при метаморфизме. По генетическим и вещественным особенностям это сообщество формаций достаточно разнообразно и значительная их часть, если не принимать в учет обилие углеродистого вещества, может быть отнесена к другим подразделениям рассматриваемых формаций. Однако меньшая часть несет определенные индивидуальные черты, что позволяет выделить их в отдельное формационное подразделение. В качестве примера этих образований можно указать на конкретные объекты.

Тим-Ястребовское месторождение залегает в нижнепротерозойской углеродистой терригенной и терригенно-карбонатной тимской свите. Расположенные на железистых кварцитах, метаморфизованные в условиях цеолит-зеленосланцевой фации первично-олигомиктовые песчаники, глинистые и глинисто-карбонатные сланцы и породы содержат графит и углистое (графитоподобное) вещество, количество которого в отдельных случаях достигает 17 %. Породы, несущие марганцевые силикаты, карбонаты и сульфиды, содержат до 10 % марганца и формируют согласные с вмещающей толщей пласты.

Месторождение Таежное размещено в рифейской токминской свите, сложен-

ной геосинклинальной толщей мощностью более 1000 м углеродистых терригенно-кремнисто-карбонатных пород с прослоями вулканитов. Мраморизованные известняки и сланцы повсеместно содержат до 25 % графитистого (углистого) вещества. В согласных залежах марганцевых пород и руд с концентрациями марганца до 10 % обнаружены родохрозит, манганокальцит и сидерит.

Марганцеворудные формации в сульфидосодержащих породах и рудах определяются развитием карбонатов, силикатов и более редких сульфидов марганца в существенно сульфидосодержащих образованиях (колчеданных, сульфидных рудах, породах с сульфидами и т. д.). Характерна многометалльная ассоциация марганца, железа, меди, свинца, цинка и др. Ее геологическое положение, генетические, литологические и вещественные особенности во многом сходны с толщами, обогащенными сульфидами (колчеданами) железа, меди, свинца, цинка и других в вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексах, а также в терригенно-карбонатных породах, с которыми они нередко пространственно сопряжены, имеют генетическое родство и взаимопереходы по латерали, общие источники рудного вещества. По этому признаку можно выделить три соответствующих подразделения марганцеворудных формаций такого состава.

Рудные тела пластовой, линзовидной, лентовидной формы нередко слагают марганцеворудные пачки (горизонты). Руды сплошные, массивные, полосчатые, вкрапленные. Сложный минеральный состав обусловлен разнообразным сочетанием силикатов, карбонатов, сульфидов и реже оксидов марганца, железа, меди, свинца, цинка и других с нерудными минералами — кварцем, кальцитом, хлоритом, флюоритом, серицитом, баритом и другими.

На полиметаллическом месторождении Брокен-Хилл и на других объектах стратиформного характера марганецсодержащие руды находятся на определенных стратиграфических горизонтах. В частности, на Брокен-Хилл — некоторые породы и руды содержат, а изредка состоят нацело из спессартина, родонита, бустамита, мангангеденбергита и др.

Обычно породы описываемой формации слабо метаморфизованы (цеолито-

вая — эпидот-амфиболитовая фации), изредка в амфиболитовой фации. Образование этой формации значительно развиты и в метаморфизованных толщах палеозоя.

Образования описываемой формации являются объектами добычи меди, свинца, цинка, серы и других, в меньшей мере железа, марганца, бария. Попутно извлекаются сурьма, висмут, кобальт и др. [61, 131, 139].

Барит-марганцеворудные формации характеризуются тем, что их рудные или породные (карбонатные, кремнистые, силикатные) составляющие содержат до 10 % бария в форме барита, а также повышенное количество в форме сульфидов свинца, цинка, золота, серебра, меди и др. Марганец находится в брауните, гаусманите, родохрозите и т. п.

Месторождение Идикель (Антиатлас, Марокко) находится в слабометаморфизованном верхнепротерозойском комплексе между нижележащей зеленокаменной вулканогенной толщей и толщей конгломератов и песчаников с прослоями глинистых и марганецсодержащих доломитовых пород. Рудные залежи мощностью до 2 м образуют прерывистые прослои в «красных» горизонтах, сложенных слабометаморфизованными глинистыми сланцами и доломитами с примесью пирокластики. Руда состоит из браунита, псиломелана, барита с примесью гаусманита, пиролюзита, редкого родонита, родохрозита, гематита, кварца, альбита, биотита, мусковита, сульфидов и др. Содержание марганца достигает 51 %, бария 10, свинца 1,3 %. Предполагается, что накопление рудного вещества происходило из гидротерм при вулканогенно-осадочном процессе.

Гаусманит-браунитовая скарновая формация отмечается в зонах контактово-метасоматических воздействий гранитоидов на вмещающие марганецсодержащие карбонатные породы. В рудных и рудоносных скарнах развиты гранаты спессартинового ряда, гаусманит, браунит, родонит, бустамит, магнетит, марганцевые и железо-магnezияльные пироксены, эпидот, франклинит и другие. Эту формацию могут представлять образования месторождения Лонгбан (Швеция), Франклин (США) и т. п.

Спессартин-оливин-родонитовая скарновая формация исследована на Шима-

новском железорудном узле Буреинско-го массива Е. А. Панских и Л. И. Кулиш [113] и в других регионах. Она наблюдается в местах распространения докембрийских магнезиальных и известковых скарнов. Марганцевые скарны, пространственно обособленные от иных типов высокотемпературных метасоматитов, имеют специфический состав и строение. Они сложены бустамитом, родонитом, пироксмангитом, оливином тефроит-кнебелитового ряда, спессартином, иохапсенитом и т. п. Здесь же развиты оксидные и сульфидные концентрации цинка, свинца, серебра, железа, мышьяка и др. Из фанерозойских образований в Японии марганец добывается попутно с главными металлами.

Формация родонит-браунит (пиролозит)-родохрозитовых гидротермалитов включает в себя образования зон минерализации, жильные тела и зоны, породы которых содержат кварц, кальцит, родохрозит, манганокальцит, родонит, бустамит, пироксангит, браунит, голландит, пиролозит, алабандин, барит и другие, а также сульфиды железа, свинца, цинка, меди, ртуть, мета-

циннобарит и т. п. Марганцевые минералы в жилах и минерализованных зонах образуют более или менее равномерную вкрапленность отдельных зерен или агрегатных скоплений, сплошные массы, гнезда, линзовидные обособления, зональные образования и т. п. Эта формация часто ассоциирует с рудами меди, свинца, цинка, серебра, мышьяка и иных металлов другой формационной принадлежности. Мощность марганцевоносных жилообразных тел иногда достигает 5 м, минерализованных зон — 40 м, протяженность последних — до первых сотен метров. Содержание марганца в марганецсодержащих породах и рудах составляет 1—38, обычно 5—10 %.

Формация не имеет какой-либо связи с магматическими породами, а источником марганца являются сопредельные, чаще всего нижележащие преобразуемые толщи или их более глубокие горизонты. Образования этой формации обнаружены в докембрийских комплексах (особенно в верхнепротерозойских). Более широко она развита в палеозой-мезозойских толщах.

В метаморфизованных толщах докембрия широко развиты месторождения диаспора, андалузита, силлиманита, дистена (кианита), корунда и других минералов с высоким содержанием алюминия и крайне низким железа, кальция и магния. Концентрации глинозема в докембрии громадны и по размерам сопоставимы с накоплениями железа, марганца, меди, золота и т. п.

Эти образования объединяются в сообщество метаморфогенных высокоглиноземистых месторождений, или месторождений глинозема, представляющее собой часть группы высокоглиноземистых пород, основным критерием которых является соотношение (в молекулярных количествах): $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$ [77]. К высокоглиноземистым месторождениям относятся и образования, преимущественно сложенные анортитом, т. е. наиболее глиноземистыми полевыми шпатами ($Al_2O_3 : SiO_2 \approx 0,5$), а также пиррофиллитом ($Al_2O_3 : SiO_2 \approx 0,25$).

Из месторождений крупнозернистых высокоглиноземистых пород в процессе обогащения извлекаются диаспор, корунд, дистен, силлиманит, андалузит и анортит, которые перерабатываются на силумин или используются для производства глинозема и дальше — для получения алюминия. Тонкозернистые образования с равномерно распределенным корундом добываются как наждаки. Непосредственно высокоглиноземистые породы после предварительной механической обработки идут на производство различных огне-, кислотоупорных и электротехнических изделий. Так, из силлиманитовых кварцитов изготавливают диас. Пиррофиллит и пиррофиллитовые породы применяются в бумажной, керамической, химической промышленности как наполнители или сырье для производства огнеупорных и химически стойких материалов, а также

электроизоляторов. Корунд используется и как высококачественный абразивный материал. При переработке анортитов кроме глинозема дополнительно получают соду, коагулянт, высококачественный цемент и др. При обогащении высокоглиноземистых руд попутно извлекаются титановые минералы (рутил, ильменит), полевой шпат, высокосортный кварц, гранат. Кроме того, в крупнозернистых корундовых метасоматитах и роговиках иногда встречаются ювелирные разновидности корунда — рубин и сапфир (Бирма, Индия, США и др.).

Раньше и сейчас корунд, силлиманит, дистен и андалузит добывают как из коренных залежей, так и из россыпей различного типа, сформировавшихся в результате дифференциации продуктов разрушения метаморфических высокоглиноземистых пород.

Эти образования при условии их соответствия современным или перспективным требованиям промышленности (содержанию и качеству ценного компонента, обогатимости, наличию рациональных технологий) составляют сообщество высокоглиноземистых рудных формаций, разновидности которых в классификациях различных авторов выделяются как высокоглиноземистая кианитовая, высокоглиноземистых сланцев, корунд-хлоритовая, высокоглиноземистая кордиерит-силлиманитовая, силлиманит-корундовая, высокоглиноземистая андалузит-корундовая, глиноземистых кристаллических сланцев, кианитовая, полевошпат-силлиманитовая, высокоглиноземистая полевошпатовая, ставролит-кианитовая, пиррофиллитовая, (рутил)-силлиманитовая, корундовая, дистен-корундовая и др.

Метаморфогенные месторождения глинозема и высокоглиноземистых рудных формаций изучали И. В. Бель-

Таблица 5. Формирование минералов глино-

Минерал	Формула	Тип мета				
		Региональный умеренных давлений				
		V ₁	V ₂	V ₃	V ₄	V ₅
Корунд	Al ₂ O ₃	+	+	+	+	+
Силлиманит	Al ₂ O ₃ [SiO ₄]	+	+	+	—	—
Дистен	Al ₂ O ₃ [SiO ₄]	—	—	—	—	—
Андалузит	Al ₂ O ₃ [SiO ₄]	—	+	+	—	—
Пирофиллит	Al ₄ [Si ₈ O ₂₀] (OH) ₄	—	—	—	+	+
Диаспор	AlO (OH)	—	—	—	+	+
Каолинит	Al ₄ [Si ₄ O ₁₀] (OH) ₈	—	—	—	—	+

Примечание. Фаши (по Н. Л. Добрецову и др., 1970): V₁ — двупироксеновых гнейсов (гранулитовая), доп-амфиболитовая), V₂ — зеленых сланцев, V₃ — цеолитовая, C₁ — эклогитовая, C₂ — дистеновых гнейсов и амфи A₀ — спуррит-мервинитовая, A₁ — пироксен-роговиковая, A₂ — амфибол-роговиковая, A₃ — мусковит-роговиковая, кварциты и т. п.); + — минерал развит; — — минерал отсутствует.

ков [14], В. К. Головенко [30], Б. И. Горюшников [32], В. В. Жданов и другие [52], Е. А. Кулиш [75, 77, 84], В. Х. Наседкина [104], Р. А. Мусин [103] и др.

Высокоглиноземистые рудные формации отмечались нередко как составные части в обобщенных классификациях метаморфогенных формаций. Д. И. Горюшников и В. Н. Козоренко [31] указывают на три высокоглиноземистые формации: ставролит-кианитовую, полевошпат-силлиманитовую и силлиманит-корундовую, которые находятся в толщах амфиболитовой фации щитов, а полевошпат-силлиманитовая также и в зонах смятия, например, в Иртышской.

Н. Л. Добрецов и другие [42] выделяют четыре высокоглиноземистые формации: корундовую с субформацией силлиманит-корундовой (фаши V₁ ± ± V₂) и дистен-корундовой (C₂, диафториты по V₁?); (рутил)-силлиманитовую (V₂ ± V₃), корунд-хлоритовидную (V₃ ± A₃), ставролит-дистеновую (C_{3a}).

А. М. Лариным, В. Е. Поповым, Д. В. Рундквистом [124] отмечено шесть высокоглиноземистых формаций: андалузит-корундовая и кордиерит-силлиманитовая среди высокоглиноземистых гранулитов и кальцифиров в гнейсо-гранулитовых комплексах мафическо-сиалического состава; кордиерит-силлиманитовая среди андалузитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев; кианитовая среди кианитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев, находящихся в комплексе высокоглиноземистых гнейсов и сланцев сиалического состава; кианитовая в гнейсовых, гнейсово-кристаллосланцевых комплексах сиалического состава среди глинозе-

мистых гнейсов и кварцито-гнейсов; полевошпатовая в анортозитовых образованиях.

В. В. Жданов и другие [52] указывают, что среди рудноосных региональных метаморфо-метасоматических формаций с кварц-глиноземистой метасоматической формацией связана глиноземистая (дистеновая) рудная формация, с формацией высокоглиноземистых метасоматитов — глиноземистая (андалузит-силлиманитовая), а с анортозитовой метасоматической формацией — глиноземистая (плагноклазовая) рудная формация.

Высокоглиноземистые метаморфогенные рудные формации — производные всех типов рудоформирующего метаморфизма, среди них имеются продукты регионального и контактового метаморфизма первичных концентраций глинозема, и метаморфические, — возникшие в зонах десицификации и кислотного выщелачивания под действием ультраметаморфизма, контактового и гидротермального метаморфизмов. Накопления глинозема в метаморфизованных месторождениях — первично-осадочные или первично-вулканогенно-осадочные, поэтому их изначальный вещественный состав тесно связан с основными литолого-петрологическими чертами вмещающих их метаморфических пород, что позволяет достаточно уверенно проводить литологические реконструкции.

Развитие высокоглиноземистых минералов в широко распространенных породах зависит от фашиальных условий (P—T) различных типов метаморфизма (табл. 5). Кроме степени метаморфизма (фашиальности) на распространность конкретных устойчивых

зема в метаморфических фашиях

морфизма, фашия	Тип мета									
	Региональный высоких давлений				Контактовый					
	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	A ₀	A ₁	A ₂	A ₃	A ₄	
V ₂	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
V ₃	—	—	+	—	+	+	+	—	—	
C ₁	+	+	+	—	—	—	—	—	—	
C ₂	—	—	+	—	—	—	+	+	+	
C ₃	—	—	—	+	—	—	—	—	—	
C ₄	—	—	—	+	—	—	—	—	—	

V₂ — силлиманит-биотитовых гнейсов (амфиболитовая), V₃ — андалузит (силлиманит)-мусковитовых сланцев (эпидиоболитов, C₂ — дистен-мусковитовых сланцев (глаукофан-альмандиновая), C₄ — жадеит-лавсонит-глаукофановая, A₄ — гидротермально измененных, низкотемпературных пород (пропилиты, листвиниты, березиты, вторичные

ассоциаций минералов глинозема влияет содержание в породах K, Na, Ca, Mg, Fe²⁺, Si.

За исключением вторичных кварцитов и некоторых других метасоматитов, корунд обычно отмечается в бескварцевых породах, претерпевших региональный метаморфизм от осадочных бокситов и бокситоносных глин до пород гранулитовой и эклогитовой фаши включительно.

Вопросы генезиса глиноземистых минералов при метаморфизме освещены также во многих других работах [41 и др.]. Миллит Al₄ [(Al₅Si₃) · O₁₉OH] отмечен только в спуррит-мервинитовой формации контактового метаморфизма. Алунит (Na, K) Al₃ (SO₄)₂ × × (OH)₆ развит лишь в цеолитовой и реже на самых низких уровнях зеленосланцевой фаши в различного рода сланцах (углистых, карбонатных и др.), более часто он наблюдается в гидротермально-метаморфизованных (измененных) вулканогенных и вулканогенно-осадочных и реже — осадочных породах.

В метаморфизованных высокоглиноземистых формациях нередко отмечается наличие разнообразных, иногда существенных, количеств графита (первично-органогенного вещества), титана (рутил, ильменит), хрома (хромсодержащие слюды, дистены и др.), турмалина (первично-осадочные или наложенные метасоматические концентрации бора), сульфидов железа, меди, свинца, цинка, молибдена (первичные или вторично привнесенные концентрации серы и металлов) и иных сопутствующих компонентов.

Особый интерес представляет марганцево-высокоглиноземистая форма-

ция, сложенная виридиновыми кварцитами и сланцами, а также спессартиновыми породами, в которых также содержится дистен, силлиманит, андалузит и прочие минералы алюминия [87]. Не менее интересны как в научном, так и практическом отношении глиноземисто-железородные формации, в породах которых магнетит и гематит встречаются с глиноземистыми минералами (корундом, силлиманитом, андалузитом, пирофиллитом, диаспором и др.). Такие руды известны в Чаро-Токинском районе (Якутия), Гаринском месторождении (Буреинский массив), в некоторых месторождениях США и др. Характерно развитие высокоглиноземистых минералов в некоторых колчеданных месторождениях: например, в Кабанском месторождении на Урале обнаружены цуннит, пирофиллит, андалузит, корунд, диаспор; в Красноуральском — диаспор, пирофиллит.

Исходя из принципов, изложенных в главе 3, высокоглиноземистые рудные формации можно подразделить на шесть типов в соответствии с типами метаморфизма (региональный умеренных давлений, региональный высоких давлений, ультраметаморфизм, контактовый, диафторез и гидротермальный). В их пределах высокоглиноземистые рудные формации расчленяются на минеральные виды, которые подразделяются по степеням метаморфизма с учетом зависимости от P-T-условий рядов андалузит — дистен — силлиманит и диаспор — корунд. Третьим критерием выделения групп метаморфогенных высокоглиноземистых рудных формаций считается генетическая природа дометаморфических высокоглинозе-

мистых образований, которые чрезвычайно разнообразны по генетическим особенностям [30, 32, 77, 80, 84 и др.]. Среди них отмечаются продукты перетолженных кор выветривания (бокситов, бокситоносных пород и т. п.), континентально-морских и морских глин, вулканогенно-осадочных пород, измененных вулканитов и др.

Формация диаспоровых бокситов развита в толщах, испытавших региональный метаморфизм умеренных давлений в условиях цеолитовой и частично зеленосланцевой фаций. По особенностям залегания, вмещающим и межрудным породам, морфологии, размерам и строению рудных тел, химическому составу и другим признакам объекты этой формации сходны с бокситами, за исключением тех структурных, петрографических и минералогических особенностей, которые обусловлены метаморфизмом. Последний привел к уменьшению содержания в них H_2O , CO_2 , SO_2 , S и других легколетучих компонентов. Первичные минералы бокситов (гиббсит, бёмит, диаспор и др.) преобразуются в диаспор и корунд, глинистые — в мусковит, хлорит, хлоритоид, маргарит, пирофиллит, андалузит, дистен; аморфное или тонкозернистое кремнистое, карбонатное, железистое и титанистое вещество перекристаллизуется с образованием зернистых кварцевых, кальцитовых, гематит-магнетитовых, рутиловых и других агрегатов.

Типичные представители этой формации — образования Боксонского месторождения в Западном Саяне, месторождений Салаирского кряжа и Алагульского месторождения в МНР, метаморфизованные бокситы свиты Модис (Африка), формации Стипрол (Канада). Конкреционные диаспоровые бокситы средней подсвиты пурпольской свиты тепторгинской серии протерозоя Байкальской горной страны залегают в толще диаспор-пирофиллитовых сланцев, где они формируют несколько горизонтов [30]. Содержание конкреций на массу пород горизонта достигает 10, реже 20 %. Конкреции диаспора диаметром до 1 м на 80—90 % состоят из мелкокристаллического диаспора, остальное — кварц, рутил, сульфиды, апатит, пирофиллит и др. Иногда эти образования представляют практический интерес как наждаки (месторождение Честер в штате Массачусетс, США и др.).

Формация корунд-пирофиллитовых пород (наждаков) включает в себя метаморфизованные на низких ступенях бокситы и бокситоносные глины. В последних бокситовые минералы преобразуются в корунд, а каолинит и бокситовые минералы при участии кремнистого вещества — в пирофиллит. Совместно с корундом и пирофиллитом отмечаются равновесные или реликтовые агрегаты диаспора, каолинита и других минералов.

Формация корунд-хлоритоидных пород (наждаков) — это метаморфизованные на низких фациальных уровнях железистые бокситы, бокситоносные породы, обогащенные магнезиальными минералами (силикатами, карбонатами). Корунд и хлоритоид находятся в ассоциации со второстепенными минералами — мусковитом, биотитом, хлоритом, ставролитом, гранатом, дистеном, маргаритом, магнетитом, гематитом, шпинелью, рутилом, диаспором, андалузитом, турмалином и др. Содержание корунда в среднем 25—70 %, достаточно часты выделения почти мономинеральных корундитов. Зачастую отмечается закономерное изменение химического и минерального состава залежей этих наждаков, соответствующее залежам неизмененных бокситов (зональное, последовательное изменение по разрезу и т. п.).

Залежи корунд-хлоритоидных пород — это пластообразные или цепочечно расположенные на определенном стратиграфическом уровне (одном или нескольких) линзы, реже гнезда, трубчатые или жиллообразные тела протяженностью до нескольких километров при мощности до 100 м. Они залегают преимущественно среди мраморов и мраморизованных известняков, переслаивающихся со слюдястыми, зелеными и хлоритоидными сланцами. Реже линзы наждаков залегают непосредственно в сланцах.

Описываемые толщи претерпели региональный метаморфизм в условиях цеолит-эпидот-амфиболитовой фации, а в некоторых местах и наложенный контактовый метаморфизм под воздействием кислых, основных и ультраосновных интрузий, например месторождение, залегающее на контакте глинистых сланцев с основными интрузивными породами (Пиксхилл, США).

Эти наждаки наиболее распространены в палеозойских комплексах, ред-

ко — в докембрийских. К таким образованиям относятся месторождения Кыштым-Каслинского и Поднепровско-Мраморского районов на Урале (I и II Иртышское, Теченское, Кызылтамское и др.), Тамдинского, Науратинского и Туркестанского хребтов, Греческого архипелага, Бирмы, США и др.

Формации корундитов и корунд-силлиманитовых пород развиты в архейских толщах Алданского, Индийского, Украинского, Канадского и других щитов. Ее первичный материал представляет собой продукты кор выветривания (переотложенные и остаточные), отвечающие по составу бокситам и бокситоносным породам. Это сообщество формаций можно разделить на более конкретные формации корундитов и формации корунд-силлиманитовых пород в зависимости от характера вмещающих пород и вещественного состава самих рудных объектов.

Представителем этих формаций являются корундиты Алданского щита [77, 84]. Они образуют линзовидные и пластообразные залежи среди амфибол-пироксеновых и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, амфиболитов и кварцитов на двух четко определенных стратиграфических уровнях: в чайнытской свите верхнетемптонской серии (корундиты) и в верхнеалданской свите иенгрской серии (корундовые гнейсы и сланцы). Месторождения Чайныт и Джалинда разведаны. Качество и запасы руд значительно превосходят таковые в известных месторождениях аналогичного типа.

Здесь же относятся и образования крупнейшего корундового месторождения Пипра в провинции Рева Индии, где в толще гнейсов и сланцев согласно залегают корундиты и корунд-силлиманит-кварцевые породы, содержащие рутил, турмалин, эвдиалит и др. Протяженность линз мономинеральных корундитов до 180 м при мощности до 60 м. В Намкваленде (ЮАР) корунд-кордиерит-силлиманитовые породы слагают громадную линзу. В штате Монтана (США) среди докембрийских гнейсов, сланцев, кварцитов, мраморов на четком стратиграфическом уровне залегают маломощные пласты и линзы корунд-силлиманитовых и силлиманитовых гнейсов (месторождения Бозимэн, Илк-Крик, Бир-Тран и др.). Некоторые линзы имеют зональное строение с вермикулитовой оторочкой. Со-

отношение минералов в высокоглиноземистых породах нередко реакционное. По природе первичного вещества — это регионально метаморфизованные осадочные бокситоносные породы с наложенными процессами ультраметаморфизма и диафореза. В Приазовье (Украинский щит) Б. И. Горошников [32] среди архейских пород описал залежи силлиманит-биотит-корундовых, корунд-шпинель-биотитовых, гранат-корунд-шпинель-биотитовых гнейсов.

Формации корундитов и корунд-дистеновых пород в основном сходны с предыдущей, только в них вместо силлиманита существенно развит дистен, что указывает на их метаморфизм в областях высоких давлений. Примером этих формаций могут быть корунд-дистеновые породы Баркгамстеде (Коннектикут, США). Представляющая научный интерес разновидность образований этой формации описана О. М. Розеном [122]. Зарендинская серия Кокчетавского массива (Казахстан) мощностью до 2500 м, относимая к архею, сложена гранатовыми и биотитовыми гнейсами, амфиболитами, эклогитами, мраморами, силлиманитовыми, корундитовыми, амфиболитовыми, турмалиновыми и другими сланцами, в различной степени гранитизированными. В горизонте конгломератов этой серии отмечаются гальки метаморфизованных бокситов. Это корунд-гранат-дистеновая порода темно-серого цвета, зонального строения. В центральной части развиты лучистые агрегаты дистена с индивидами размером 0,1—0,2 мм, среди которых располагаются разобщенные зерна корунда округлой и табличчатой формы, реже с заливчатыми контурами. Внешняя зона гальки шириной 0,5—5 мм сложена дистеном, гранатом, иногда биотитом, от цемента галька отделена каймой граната. Такая же зональность наблюдается и вдоль трещин, пересекающих гальку, что, вероятно, является следствием реакций между веществом гальки и цемента при метаморфизме. По химическому составу корунд-гранат-дистеновая порода гальки близка к маложелезистым кремнеземистым разновидностям боксита. В первоначальном виде эта галька являлась бокситом — продуктом размыва латеритовых кор выветривания.

Формации андалузитовых сланцев — регионально метаморфизованные высокоглиноземистые глинистые (каолинит-

содержащие) осадки в условиях фаций: эпидот-амфиболитовой (андалузит-мусковитовых сланцев), реже — амфиболитовой (дистен-мусковитовых сланцев). В этих породах андалузит ассоциирует с дистеном, силлиманитом, биотитом, мусковитом, кордиеритом, графитом, турмалином, магнетитом, гематитом, сульфидами, гранатом, ставролитом, кварцем, полевыми шпатами, а в бескварцевых сланцах — с корундом и шпинелью. Значение андалузитовых сланцев по сравнению с силлиманитовыми и дистеновыми породами менее важно. Практический интерес представляют андалузитовые сланцы субганского комплекса, залегающего в тектонических впадинах Алданского щита, месторождение которых разведано на огнеупорное сырье.

Формации силлиманитовых гнейсов и сланцев очень широко развиты среди суперкрупных толщ всех докембрийских структур мира, испытавших региональный метаморфизм умеренных давлений (амфиболитовой — гранулитовой фаций).

Они достаточно распространены в нижнеархейских толщах Алданского щита, особенно в верхнеалданской свите иенгурской серии и сутамской свите желтулинской серии. В местах распространения верхнеалданской серии зона наибольшего развития силлиманитовых пород протягивается в северо-западном направлении от верховья р. Сутам через Окурданские, Нихотские и Бугорыктинские гольцы и верховья р. Алдан к Сон-Тиитским и Кускангринским гольцам и далее в бассейн нижнего течения р. Чуга. Эта полоса дугообразно выгнута в центральной части к юго-западу. Литологически породы с наибольшим содержанием силлиманита и залежи силлиманитов тяготеют к северо-восточным частям участков широкого развития кварцитов, стратиграфически — к промежутку между нижним и средним горизонтами верхнеалданской свиты.

Они образуют мощные до нескольких сотен и протяженные до нескольких десятков километров горизонты, переслаиваясь с другими высокоглиноземистыми, кордиеритовыми, биотитовыми, гранатовыми гнейсами и сланцами, кварцитами, реже — с амфиболпироксеновыми гнейсами и сланцами, а также мраморами и кальцифирами [77]. Мощность непосредственно сил-

лиманитосодержащих пластов и пропластков составляет 0,2—60 м, протяженность — 4 м — 5 км. Силлиманитовые гнейсы и сланцы полосчаты, средние и мелкозернисты и состоят из изменяющихся количеств силлиманита, полевых шпатов, кварца, кордиерита, граната, гиперстена, магнетита и гематита. В бескварцевых разностях отмечаются шпинель, корунд и сапфирин. В практическом отношении особенно интересны развитые в этих породах силлиманиты (60—70 %), а также силлиманитовые сланцы (30—60 %). Силлиманитовые породы Южной Якутии по технологическим качествам — лучший вид сырья для огнеупорной промышленности, получения силумина и глинозема, производства алюминия (низкие содержания TiO_2 и $Fe_2O_3 + FeO$).

Силлиманитовые породы широко развиты также в тяньской свите борсалинской серии верхнего архея (нижнего протерозоя?) на западе Алданского щита. Они находятся в тесной ассоциации с гематитовыми и магнетитовыми кварцитами Чаро-Токкинского железорудного района. Это гранат-силлиманит-биотитовые, силлиманит-биотитовые, силлиманит-кордиеритовые гнейсы и сланцы, содержащие 25—40 % силлиманита, нередко на достаточно значительных участках — до 60—100 %. Мощность залежей этих пород составляет до 30, а пачки их — до 700 м. Наиболее перспективен участок Тарачай-Хая.

Силлиманитосодержащие гнейсы и сланцы — это каолиниты и каолинсодержащие глины, накопившиеся в Алданской подвижной области за счет переотложенных кор выветривания и гальмиролиза вулканогенных продуктов [77, 84]. К этой же формации относятся Соломиевское, Кошаро-Александровское и другие месторождения силлиманита на Побужском блоке Украинского щита [32], а также месторождения Индии и других регионов.

Формации силлиманитовых кварцитов (кондалитов) — стратифицируемые толщ с определенным положением в разрезе суперкрупных комплексов. Это терригенно-морские и морские глинистые песчаники или глинисто-кремнистые вулканогенные породы, обогащенные каолинитом, реже бокситовыми минералами, и регионально-метаморфизованные в условиях умеренных давлений от эпидот-амфиболитовой до гра-

нулитовой фации. Силлиманитовые кварциты, как правило, залегают среди высокоглиноземистых биотитовых гнейсов, сланцев и кварцитов, реже — среди амфиболитовых, амфибол-пироксеновых гнейсов, сланцев и амфиболитов. Кондалиты формируют монопородные пласты, линзы или переслаивающиеся пачки мощностью до 60 м, вытянутые по простиранию на первые десятки километров. Это массивные полосчатые, средне- и мелкозернистые породы, содержащие кроме кварца и силлиманита (до 40 %) в незначительных количествах полевые шпаты, биотит, кордиерит, гранат, магнетит, гематит, графит и др.

Характерным примером этой формации являются месторождения силлиманитовых кварцитов верхнеалданской свиты иенгурской серии Алданского щита, где их прогнозные запасы неограничены [75]. Здесь разведаны Керакское и Холодниканское месторождения высококачественных силлиманитовых кварцитов, из которых будет изготавливаться динас для металлургической базы на Дальнем Востоке, они являются также сырьем для производства кислотоупорных изделий. Силлиманитовые кварциты развиты на Украинском щите среди архейских толщ Кошаро-Александровского участка на Побужье, в бассейне р. Волчьей в Приазовье и др. [32].

Формация дистен-хлоритоидных сланцев — ассоциации первично-осадочных каолинит-гидрослюдистых или ожелезненных каолинитовых глин, метаморфизованных на низкотемпературных ступенях дистен-сланцевой фации регионального метаморфизма высоких давлений. Породы этой формации развиты в протерозойских толщах Байкальской горной страны, в ее тепторгинской серии и анайской свите [30]. Толщи дистен-хлоритоидных сланцев средней подсвиты пурпольской свиты тепторгинской серии Патомского нагорья по размерам сопоставимы с запасами дистеновых сланцев тундры Кейв.

Эта толща мощностью до 350 м прослеживается на многие десятки километров. Дистен-хлоритоидные и дистеновые кварцсодержащие сланцы слагают пачки мощностью до 80 м. Количество Al_2O_3 в них составляет в среднем 32,5, нередко 47, дистена 15—70 %. Здесь же развиты дистеновые сланцы,

содержащие ставролит, гранат, мусковит, гематит, магнетит. В этих же толщах обнаружено несколько горизонтов с дистеновыми и дистен-хлоритоидными конкрециями, диаметром до 1 м. В анайской свите Западного Прибайкалья также развиты дистен-хлоритоидные сланцы, залегающие среди кварц-мусковит-дистен-хлоритоидных, кварц-мусковит-хлоритоидных сланцев и других пород.

Формации дистен-ставролит-гранат-биотитовых сланцев и гнейсов образуются при метаморфизме глин и алевролитов, содержащих каолинит и иногда бемит, гиббсит, диаспор и другие минералы Al_2O_3 . Последнее обуславливает развитие в метаморфических бескварцевых аналогах корунда. Региональный метаморфизм протекал в условиях высоких давлений в широком диапазоне температур (фации дистенных сланцев — эклогитовая).

Характерный пример формации дистеновых сланцев — крупнейшие в мире месторождения дистеновых сланцев Кейв, протягивающиеся на расстоянии до 420 км, рудные толщи — до 275 км и входящие в Кейвский синклинорий, осложненный складчатыми структурами различных рангов, форм и падений. Эти образования детально изучены И. В. Бельковым [14], В. В. Ждановым и др. [52].

Продуктивная нижнепротерозойская кейвская серия согласно залегают на биотитовых, гранат-биотитовых и амфиболитовых гнейсах тундровой серии, которая располагается на размытой поверхности нижеархейского фундамента (плаггиогранитах, тоналитах, гранодиоритах, гнейсах и др.). Низы кейвской серии слагают толщи червуртской свиты. Ее нижняя пачка А: мощность 1—25 м, ставролит-гранатовые, слюдисто-гранатовые, хлорит-гранатовые и иные гранатовые сланцы и др. Местами линзы и пропластки гранат-ставролитовых и мусковит-гранатовых сланцев обогащены (до 10 %) углеродистым веществом и сульфидами железа. Последние характеризуются повышенными содержаниями меди, кобальта, никеля. Верхняя пачка Б мощностью 25—400 м представлена внизу продуктивным горизонтом дистеновых сланцев (10—120 м), которые вверх по разрезу постепенно сменяются ставролит-дистеновыми сланцами, содержащими также мусковит, плаггиоклаз, ильменит и др.

Выше согласно залегает выхуртская свита, сложенная внизу толщей мусковитовых кварцитов (до 170 м), сверху — дистен-ставролитовыми, плагиоклаз-дистен-ставролитовыми и плагиоклаз-ставролитовыми сланцами. В подошве и в самой продуктивной толще залегают пластовые тела метабазитов (полевошпатовые, гранат-полевошпатовые, тремолит-хлоритовые амфиболиты, а также метапироксениты).

Дистеновые сланцы в структурно-текстурном отношении представлены взаимопереходящими в стратиграфическом или латеральном направлении несколькими типами: с тонкопризматическим дистеном; с дистеном, слагающим псевдоморфозы по хластолиту; с анхиминеральными порфиробластическими агрегатами волокнистого дистена округлой или эллипсоидной формы, представляющими собой как бы стяжения или конкреции; с идиобластическим дистеном (менее распространенный тип).

Сланцы (руды) состоят из дистена, кварца, в меньшей мере — из мусковита, ставролита, плагиоклаза, пирротина, рутила, ильменита, углеродистого аморфного или графитоидного вещества, еще в меньшей мере (до 3 %) — из биотита, хлорита, граната, магнетита, гематита, пирита, халькопирита, пентландита, виоларита, диккита, редкоземельного эпидота, клиноцоизита, апатита, циркона. Наблюдаются метасоматические замещения: дистена по хластолиту (полное), мусковита по дистену (частичное, редко полное) и др. В рудах содержится (в %): дистена более 20, ставролита менее 10, мусковита менее 15, в лучших (богатых) рудах — дистена более 40, кварца более 50.

Дистеновые сланцы кейвской серии — полиметаморфические образования. Каолинитовые глинистые осадки, накопившиеся в условиях подвижной области и местами обогащенные органическим и сульфидным веществом, являются продуктами переотложенных кор выветривания в доорогенический этап. Они испытали нарастающий региональный метаморфизм, сначала проявившийся в условиях эпидот-амфиболитовой фации (фация силлиманит-(андалузит)-мусковитовых сланцев), что привело к созданию в них хластолита (андалузита), а затем, как результат возрастания давления, — в фации дистеновых сланцев к преобразованию хластолита в псевдоморфозы дистена. Тогда

произошли соответствующие структурно-текстурные перестройки и формирования ассоциаций с дистеном, кварцем, плагиоклазом, ставролитом, гранатом и другими. При внедрении основных и ультраосновных послынных интрузий в уже метаморфизованные высокоглиноземистые породы они испытали на контактах локальный щелочной метасоматоз, полевошпатизацию и второй этап перекристаллизации.

Синорогенические дислокации и гранитоидный магматизм обусловили третий этап метаморфических структурно-текстурных перестроек и перекристаллизации пород. На прогрессивной стадии в дистеновых сланцах это проявилось также в относительно ограниченном развитии новых генераций дистена, ставролита, кварца, мусковита и других, а на регрессивной — в замещении дистена мусковитом, диккитом и иными преобразованиями.

В Западных Кейвах интенсивный посторогенный щелочно-гранитоидный плутонизм способствовал интенсивному, но локальному, контактовому метасоматозу в дистеновых сланцах, выразившемуся на прогрессивной стадии в преобразовании их в силлиманитовые сланцы (роговики), затем на регрессивной стадии последние были превращены в кварц-мусковитовые, кварц-каолинитовые и иные породы. В. В. Жданов и другие [52] указывают на значительно большую проявленность метасоматических генераций дистена, в том числе и промышленных, чем это отмечает И. В. Бельков [14].

В тундре Кейв обнаружено около 30 месторождений дистена: Воргельурта, Тавурга, Тяпш-Манюк, Червурта, Шуурурта, Восточная Шуурурта, Нусса и другие, своеобразные тем, что при мощности до 130 м продуктивные рудные пласты (пачки) протягиваются до 6 км. Мощность толщ дистеносодержащих сланцев в целом большая, — так, на месторождении Тяпш-Манюк она в сумме достигает 1320 м. Перспективы открытия новых концентраций дистена значительны. По данным бурения до глубины 30 м характер рудоносности не изменяется.

В верхнеархейском становом комплексе (Становой хребет) дистен-гранат-биотитовые, гранат-дистен-ставролитовые, гранат-дистеновые, кварц-дистеновые, гранат-дистен-ставролит-биотитовые, ставролит-дистен-биотитовые,

дистен-биотитовые гнейсы и сланцы, переслаивающиеся с гранат-биотитовыми, двуслюдяными, гранат-двуслюдяными, графит-гранат-биотитовыми, биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и сланцами, кварцитами и амфиболитами, развиты на стратиграфических уровнях чимчанской и реже унахинской свит иликанской серии. Породы с повышенным содержанием дистена слагают пласты, линзы и прослои, которые нередко формируют четковидные цепочки, вытянутые по простиранию биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. Мощность этих тел до 60 м, протяженность — до 7 км. Отмечается определенное изменение содержания и распределения дистена внутри пласта (зональное, линзовидное, полосчатое, четковидное, невыдержанно-постепенное по простиранию). Наблюдаются также цепочки линз с выдержанными количествами дистена внутри этих тел.

Дистеносодержащие породы состоят из переменного количества дистена (1—28, иногда до 70 %), плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита, мусковита, граната, кордиерита, графита (2—8 %) и других. Одна из черт дистеносодержащих пород этого региона — развитие дистена одновременно с относительно меньше распространенным силлиманитом (до 20 %) и еще менее встречаемым андалузитом (до 20 %). В одних местах они разобщены, в других — находятся в реакционных взаимодействиях (особенно андалузит), в третьих — формируют равновесные ассоциации. Такие ассоциации дистена и силлиманита известны в породах чимчанской свиты. В бассейне р. Джелон отмечена равновесная ассоциация силлиманит + дистен + андалузит + корунд. Это обусловлено полиметаморфическим характером проявленного метаморфизма, а также тем, что условия глубинности были приближены к переходной зоне между зонами высоких и умеренных давлений. В дометаморфическом состоянии они являлись глинами, обогащенными глиноземистыми минералами, в том числе изредка бокситовыми.

К образованиям этой формации относятся дистеновые кварц-полевошпатовые сланцы и гнейсы месторождения Хизовары (Карелия) с биотитом, мусковитом, фукситом, ставролитом, амфиболом, гранатом, графитом, турмалином, апатитом, сульфидами; дистеновые

кварц-серицитовые сланцы и кварциты Борисовского, Михайловского и Мало-Каслинского месторождений (Урал) с магнетитом, гематитом, рутилом, турмалином, гранатом, мусковитом и Березовского (Казахстан) — с андалузитом, силлиманитом, гранатом, биотитом, мусковитом, полевыми шпатами, кварцем, серицитом и др. В этих месторождениях отмечается сложное сочетание контактово-метасоматических процессов, связанных с воздействием различных интрузий. В Сущано-Пержанской зоне Украинского щита Б. И. Горошников [32] изучил дистеновые и дистен-мусковитовые кварциты. Дистеновые сланцы обнаружены и в других участках этого региона.

Крупнейшие месторождения известны в штате Бихар (Индия), где залежи дистеновых сланцев содержат рутил, мусковит, турмалин, корунд, топаз и другие, а также крупные мономинеральные выделения дистена. В месторождениях США кроме перечисленных минералов встречаются пирофиллит, лазулит, кордиерит, ильменит.

Среди образований данной формации можно выделить также кварц-дистеновую, ставролит-дистеновую, рутил-дистен-силлиманитовую и другие субформации, отличающиеся друг от друга существенной ролью тех или иных минералов или характером вмещающих пород.

Формации пирофиллитовых сланцев развиты среди слабометаморфизованных высокоглиноземистых, железорудных или карбонатных формаций докембрия. В средней подсвите пурпольской свиты терпторгинской серии протерозоя Патомского нагорья мощность пластов и пачек пирофиллитовых сланцев 30 м. Они содержат до 25 % пирофиллита [30] и переслаиваются с серицит-пирофиллитовыми, диаспор-пирофиллитовыми, пирофиллит-хлоритовидными, хлорит- и мусковитсодержащими сланцами и другими породами. Значительные массы пирофиллитовых сланцев известны в нижнеархейской свите Ангаро-Питского железорудного бассейна (Восточная Сибирь), среди кварцито-песчаников толкачевской свиты овручской серии (Украина), в толщах системы Витватерсранд (Африка), в штатах Арканзас, Джорджия, Северная Каролина (США) и др. Достаточно малое соотношение $Al_2O_3 : SiO_2 = 0,25$ и относительно низкое содержание других компонентов (K, Na, Fe, Ca, Mg) в пирофил-

литовых сланцах предполагает их происхождение прежде всего из каолиновых глин с примесью кварца и аморфного кремнезема, реже — из окремненных и кварцсодержащих глин или вулканогенно-осадочных глинисто-кремнистых образований.

Формации корундовых метасоматитов возникают в разнообразных метаморфических ситуациях при воздействии магматогенных кислых, основных, ультраосновных и щелочных расплавов, ультраметаморфических флюидов и гидротермальных растворов на породы рамы или ксенолиты субстрата, а также на метаморфические и магматические комплексы в зонах повышенной проницаемости без видимой связи с магматическими явлениями. Преобразованию (десилификации, кислотному выщелачиванию, биметасоматозу) подвергаются самые различные породы: мраморы, амфибол-пироксеновые и слюдяные гнейсы и сланцы, гранулиты и т. п., но особенно продуктивно замещение основных и ультраосновных метаморфических и магматических пород: пироксенитов, амфиболитов, серпентинитов и т. д.

Корундовые метасоматиты состоят из корунда, плагиоклазов, маргарита, шпинели, меньше в них развиты хлоритид, хлорит, мусковит, флогопит, фуксит, вермикулит, тальк, дистен, силлиманит, андалузит, магнетит, ильменит, рутил, турмалин, энстатит, амфиболы, гранаты, апатит и др. Главные их разновидности имеют специальные наименования: плюмазит — корунд-плагиоклазовая (олигоклаз-андезиновая) порода, киштымит — корунд-плагиоклазовая (лабрадор-битовнитовая) порода, марундит — корунд-маргаритовая порода и т. д. Достаточно широко распространены корунд-шпинелиевые, корунд-шпинель-магнетитовые метасоматиты.

Формы залежей корундовых метасоматитов разнообразны — пласты, линзы, жилы (согласные и секущие), залегающие как среди метаморфических пород рамы, так и в экзоконтактах интрузивных тел. Строение их характеризуется метасоматической зональностью, выражающейся в сочетании образований различных текстурных и минералогических особенностей.

Сигангойское месторождение корундовых метасоматитов (Хакассия) детально изучено В. Х. Наседкиной [104]. Здесь в ксенолитах среди габбро и вме-

щающих его мраморов, основных и кремнистых сланцев развиты корундовые породы с плагиоклазом, шпинелью, магнетитом, силлиманитом, реже флогопитом, рутилом и др. Корундовые и силлиманит-шпинель-магнетитовые образования являются продуктом замещения алюмосиликатных, кремнистых и карбонатных пород, а шпинель-плагиоклаз-магнетитовые развиваются по габбро.

Тела разнообразной формы и строения за счет многостадийных реакционных разноминеральных зон достигают размеров 8×20 м, иногда ассоциируют с магнезиально-известковыми скарнами. Существует также мнение, что корундовые породы — это контактово-метаморфизованные ксенолиты и линзы высокоглиноземистых пород типа бокситов.

Борзовское месторождение (Урал) представляет собой жило- и линзообразные, иногда зонального строения тела корундовых плагиоклазитов, залегающих среди метаморфизованных оливин-пироксеновых пород и тяготеющих к контактам вмещающих их образований с кристаллическими сланцами и гранитами. Здесь встречаются киштымиты, плюмазиты и марундиты, содержащие кроме корунда (1—90, в среднем 30%), плагиоклазов и маргарита — биотит, хлорит, мусковит, диаспор, шпинель, магнетит, рутил, ильменит, дистен и др. Рудные тела зональны и отделяются от вмещающих пород зонами шпинелевых, вермикулит-хлоритовых, актинолитовых, тальковых, серпентиновых и других пород.

Месторождение в провинции Наталь (Южная Африка) находится в метабазитах, гранулитах, гнейсах, прорванных гранитами и пегматитами. Плагиоклазовые корундиты, содержащие до 60% корунда, а также маргарит, флогопит, фуксит, турмалин, тальк и другие, залегают непосредственно в серпентинитах. Месторождение Северного и Восточного Трансвааля (Южная Африка) характеризуется линзо- и жилообразными залежами в серпентинитах, пироксенитах, амфиболитах, которые вмещают интрузии гранитов, пегматитов и габброидов. Тела корундовых плагиоклазитов зонального строения включают в себя биотит, роговую обманку, мусковит, фуксит, хлоритоид, дистен, силлиманит и др.

Месторождения США и Канады многочисленны и разнообразны, известны во многих местах, особенно в ультрабазитовом поясе на западе Канадского щита. Они залегают в ультрабазитах, гнейсах, сланцах, кварцитах, мраморах и т. п. Для многих из них характерна метасоматическая зональность за счет соответствующего размещения корунда, плагиоклаза, маргарита, энстатита, флогопита, фуксита, хлорита, талька и т. д. Месторождение корундовых пород Честер (штат Массачусетс, США) — это линзы, неправильные изометричные тела в серпентинизированных перидотитах и амфиболитах. Корундиты отделены от серпентинитов зонами хлоритовых пород. Г. Д. Карлсон [166] указывает, что месторождения корунда округа Ренфру (штат Онтарио, Канада) сформировались в результате контактового взаимодействия сиенитов с породами рамы, обогащенной глиноземом. В этих гибридных образованиях наряду с корундом находятся плагиоклазы, скаполит, нефелин и др. Местами в метасоматитах с крупнокристаллическими корундом, плагиоклазом, шпинелью и другими минералами отмечаются ювелирные разности корунда и шпинели.

В Салем (штат Мадрас, Индия) киштиты и корундовые породы с анортитом, роговой обманкой, гранатом и хондритом залегают на контакте пироксеновых гранулитов и биотитовых гранитов.

Среди основных и ультраосновных комплексов размещены месторождения корундовых плагиоклазитов на Урале (Каслинская дача и др.), в Китае, Финляндии, Индии, Шри-Ланка и др.

По особенностям рудоформирующих процессов часть корундитовых метасоматитов являются продуктами ультраметаморфизма, но большинство возникло в результате интенсивного биметасоматоза при контактовом метаморфизме.

Сообщество формаций корундовых метасоматитов, отличающееся значительным геолого-вещественным разнообразием, можно разделить на более конкретные формационные виды и разновидности по характеру рудоформирующего фактора: расплавы, флюиды, гидротермальные растворы, или по особенностям изменяемых пород: мраморы, основные гнейсы и сланцы, метабазиты и металлабазиты и т. п., или по ведущим минералам: плагиоклазу, хлоритовиду, маргариту, шпинели и др.

Формация силлиманитовых метасоматитов развита среди ультраметаморфизованных пород с проявленным кислотным выщелачиванием в архейских и нижнепротерозойских комплексах Украинского, Балтийского и Алданского щитов, Прибайкалья, Кении, Шотландии и др. Такого рода кислотное выщелачивание при высокотемпературном метасоматозе, тесно связанного с завершающими стадиями ультраметаморфизма, происходит в существенно полевошпатовых и калиево-глиноземистых породах (гранатовых, биотит-гранатовых, мусковит-биотитовых сланцах и гнейсах, реже в гранатовых, плагиоклазовых амфиболитах и гранат-роговообманковых плагиосланцах) при преобладающем выносе компонентов субстрата (исключая SiO_2 и Al_2O_3) и минимальном привносе вещества извне. Это и является основой формирования в изменяемых породах силлиманита, дистена, реже андалузита. Развитие в одних местах силлиманитовых, а в других дистеновых пород определяется не столько давлением и температурой, сколько рН и компонентным составом растворов, интенсивностью их мобильности, а также тектоническими условиями и вещественной средой преобразования.

Силлиманитовые и дистеновые метасоматиты, представляющие собой по составу и существу соответствующие метасоматические кварциты, характеризуются сложными взаимодействиями метасоматических зон и минеральных парагенезисов различных степеней и разновидностей этого процесса. Однако завершающей стадией его является создание ассоциации: кварц + (силлиманит или дистен), а конечной — метасоматические мономинеральные кварциты. Выделения такого рода силлиманита и дистена имеют самую разнообразную форму: нодули, шпильки, жилковидные (ветвистые, секущие, послойные), линзовидные, гнездообразные, пластовые тела, зоны сложной формы, послойные концентрации и т. п.

В. В. Жданов и другие [52] объединяют кварц-глиноземистые (с силлиманитом, дистеном и андалузитом) продукты кислотного выщелачивания в одну кварц-глиноземистую формацию регионального метаморфо-метасоматического разряда, выделяя среди них кварц-силлиманитовую и кварц-дистеновую субформации. Формирование высокоглиноземистых метасоматитов в докемб-

рии Удокано-Становой зоны изучал С. П. Кориковский [63].

Силлиманитовые метасоматиты арально развиты в складчатых структурах ультраметаморфизованных докембрийских комплексов. Начальные и более низкотемпературные стадии характеризуются фибролитизацией, а более высокотемпературные — силлиманитизацией. Совместно с силлиманитом в них находятся кордиерит, гранат, графит и др.

Образования этой формации наиболее широко представлены в месторождениях Кяхта и Китой в Забайкалье, в метасоматических силлиманитовых гнейсах, в которых встречаются калиевый полевошпат, альбит, мусковит, биотит, рутил, пирит, гематит, лазулит, топаз. Силлиманит, наряду с послойными, лепидофибробластовыми, пойкилобластовыми образует гнездовые и ветвисто-жилковидные выделения.

Кяхтинское месторождение силлиманита залегает в средней (продуктивной) подсвете боргойской свиты протерозоя Буриятии мощностью 250—300 м, сложенной в различной степени метаморфизованными и ультраметаморфизованными роговообманковыми, роговообманко-салитовыми, салитовыми, лейкократовыми полевошпатовыми, биотитовыми, биотит-роговообманковыми, жедритовыми, биотит-жедритовыми, жедрит-роговообманковыми, гранатовыми, гранат-биотитовыми, гранат-роговообманковыми, силлиманитовыми, силлиманит-биотитовыми гнейсами и сланцами.

Разновеликие со сложной формой ограничения пластообразные линзы силлиманитовых пород протяженностью до 3 км при мощности до 80 м залегают в толще биотитовых гнейсов и плагиогнейсов, переслаиваясь с бессиллиманитовыми породами, и создают пачки мощностью до 250 м. Линзы нередко сливаются друг с другом или расщепляются. Они размещены на различных стратиграфических уровнях подсветы без видимой закономерности. Сами линзы зональны: вмещающие биотитовые гнейсы, биотит-силлиманитовые, силлиманит-полевошпатовые, в центре — силлиманит-кварцевые породы, содержащие линзы мономинеральных кварцитов. Наблюдаются и отклонения от этой зональности, заключающиеся или в выпадении определенных зон, или в появлении новых — силлиманит-биотит-кварцевых и др.

Силлиманитовые породы состоят из силлиманита (до 70, в среднем 20—25 %), изменяющихся количеств кварца, микроклина, плагиоклаза и биотита, вплоть до исчезновения каждого из них или их сочетаний: второстепенных — цирита, рутила, циркона, лазулита, апатита, граната, топаза, флюорита, турмалина. Силлиманит представлен фибролитом, призматическими и игольчатыми кристаллами, образующих скопления или разрозненные выделения. От периферии рудных тел к центру индивиды силлиманита и кварца укрупняются. Повсеместно отмечаются развитие силлиманита по биотиту, плагиоклазу и другим минералам, а также секущие и ветвистые силлиманитовые прожилки в биотит-силлиманитовых гнейсах. Больше всего силлиманита содержится в силлиманит-кварцевых сланцах, меньше — в биотит-силлиманитовых плагиогнейсах.

На генезис Кяхтинского месторождения есть три точки зрения. Т. М. Дембо, А. Р. Сушон, В. В. Беренгилова и другие (1959 г.) считают силлиманитовые породы регионально-метаморфизованными высокоглиноземистыми образованиями типа сиалитов (хемогенные осадки кремнезема и водных силикатов алюминия). И. В. Шергин (1958 г.) рассматривает силлиманитовые породы как продукты сложного процесса: вначале кислые эффузивы и их туфы были преобразованы в кварц-андалузитовые и кварц-серицитовые породы типа вторичных кварцитов, а затем — контактово-метаморфизованы близлежащими интрузивными породами.

По мнению В. В. Хлестова и Е. Н. Ушаковой [146], это месторождение возникло в результате инфильтрационно-метасоматического кислотного выщелачивания толщ пород, в общих чертах сопоставимого с образованием вторичных кварцитов и грейзенов, но протекавшего в условиях более высоких температур и давлений. По нашему мнению, в Кяхтинском месторождении наряду с доминирующими процессами метасоматического образования силлиманита был и метаморфизм первичных концентраций глинозема в форме осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

Формации дистеновых метасоматитов распространены преимущественно в зонах повышенной проницаемости для высокоактивных флюидов (стыки крупных структур, зоны разломов, пегмати-

товые поля, шовные зоны, обрамление гранитоидных массивов и т. п.). Эти породы создаются при ультраметаморфизме, протекавшем главным образом в зонах высоких давлений и заключающемся в кислотном выщелачивании, что отмечается на конечных этапах гранитизации. Процесс состоял в выносе практически всех компонентов породы, за исключением Al_2O_3 . SiO_2 имел ограниченную подвижность. В результате формируются крупнозернистые агрегаты дистена. Последний развивается по зонам повышенной трещиноватости или по конкретным породам, или по контактам гетерогенных пород, но всегда по породам с повышенным содержанием Al_2O_3 .

Иногда при замещении первичных минералов дистеном и кварцем совместно с ними формируется ставролит, а при замещении гранат-пироксеновых плагиоамфиболитов и гранат-пироксен-амфиболовых плагиосланцев — промежуточные кварц-дистен-гранат-амфиболовые или кварц-дистен-гранат-ставролитовые метасоматиты. Эти и упомянутые выше ставролитовые породы на более поздних стадиях также замещаются дистен-кварцевыми образованиями. При формировании кварц-дистеновых пород по амфиболитам, основным сланцам и существенно биотит-гранатовым породам в них возникают значительные количества крупнозернистого рутила, нередко представляющего промышленный интерес.

К образованиям этой формации относятся породы Мамского района, тундры Кейв, хребта Тукурунга, месторождения Хизвара в Карелии, Северной Каролины (США), Борисовское и Михайловское (Урал) и другие.

В верхнеархейском становом комплексе (Становой хребет) обнаружен дистен (до 20 %) на контакте биотитовых, реже амфиболовых гнейсов с древнестановыми гранитоидами. Там же местами наблюдаются квар-серицит-графит-дистеновые породы, приуроченные к контактам глиноземистых гнейсов с кварцитами. Дистен крупнокристаллический, явно перетолженный, концентрируется у контактов с кварцитами. Содержание дистена до 12 %. Они формируют залежи мощностью до 60 м и протяженностью до 500 м. Совместно с дистеном отмечаются незначительные количества силлиманита и андалузита. Они возникли при кислотном выщелачивании глиноземи-

стых пород, проявившемся как воздействие на них древнестановых гранитоидов в период ультраметаморфизма. Впоследствии участками они были дифторированы, причём полевые шпаты были замещены серицитом.

Отметим, что толщи формаций дистеновых метасоматитов, так же как и формаций дистеновых сланцев и гнейсов — благоприятная вещественная среда для образования мусковитовых пегматитов (месторождений).

Разновидностью этого сообщества формаций являются дистеновые метасоматиты, образующиеся при гранитизации корундитов. В телах корундитов по трещинам и проницаемым зонам в результате кремнистого метасоматоза создаются жилы, системы жил, гнезда и иные выделения крупнозернистого дистена, нередко сопровождаемого хлоритом, мусковитом, турмалином и другими минералами. Естественно, это явление ухудшает промышленные качества корундитов. Примером таких образований могут быть дистеновые метасоматиты в корундитах Южной Якутии [77, 84].

Формация анортозитов представляет собой член ряда высокоглиноземистых полевошпатовых формаций, основной чертой которого является существенно анортитовый состав, так как в анортитах по сравнению с другими полевыми шпатами (альбитом, микроклином и др.) наибольшее отношение молекулярных количеств $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 2 = 0,50$. Содержание Al_2O_3 в анортите — 36,6, а в анортозитах — до 30 %. Молекулярное отношение в анортите $Al_2O_3 : (CaO + Na_2O + K_2O)$ равно 1 или чуть меньше.

Метаморфогенные (ультраметаморфические) анортозиты широко развиты на Алданском, Анабарском, Балтийском, Канадском, Украинском и других щитах, на срединных массивах (Охотском, Омолонском и др.), в докембрийских складчатых обрамлениях щитов (Становом и др.). Обычно они размещены по зонам и швам сочленения крупных гетерогенных блоков щитов или разнородных и разновозрастных докембрийских структур, например Становая зона на Алдане, Лапландская — на Балтийском щите и другие — сложные тектонические зоны глубокого заложения. Ультраметаморфические анортозиты нередко сложно сочетаются в пространственном, возрастном и вещественном отношении

с аналогичными по составу магматическими анортозитами перидотит-пироксенит-габбровой и габбро-анортозитовой формаций.

В глобальном плане анортозиты формируют сложно построенные пояса протяженностью до нескольких сотен километров, которые включают в себя сопряженные и разрозненные тела различных форм и размеров, что обусловлено структурной ситуацией, характером субстрата, а главное — морфологией, масштабностью и вещественными особенностями проявленного метасоматоза. В морфологическом отношении это массивы сложных форм, простые и сложно построенные зоны, жилы и жилковые зоны, поля и зоны мигматитов, изометричные, неправильные, пластовые и линзовидные тела, шпирсы, гнезда и т. п., весьма пестро сочетающиеся с породами субстрата, в той или иной мере измененного. По величине это выделения от сантиметровых размеров до массивов площадью несколько тысяч квадратных километров (Каларский, Адирондакский и др.).

Анортозиты — это продукты ультраметаморфизма суперкрупных пород на ранних стадиях развития литосферы, заключающегося в их высокотемпературном глиноземисто-кальциево-натровом метасоматозе, сопровождающегося выносом Fe, Mg, частично Ti и Mn. Анортитизация протекала в условиях амфиболитовой — эколитовой фаций. Метасоматоз проявился весьма различно: послойные, пятнистые, жилковидные, порфиробластические и другие преобразования, что обусловило наличие нескольких, нередко сложно сочетающихся типов мигматитов (метасоматитов). Различная интенсивность преобразования выразилась в ряду от пород с отдельными порфиробластами основных плагиоклазов через теньевые мигматиты до номинеральных анортозитов.

Совместно с возникающими плагиоклазами как промежуточные стадии образуются ассоциации с амфиболами, моноклинными пироксенами, гиперстеном, гранатом, а также сегрегации и разобщенные индивиды апатита, магнетита, титаномагнетита, ильменита и рутила. В анортозитах промежуточных стадий преобразования повсеместно наблюдаются реакционные взаимоотношения между минералами.

Анортитизация активно проявилась в мафических суперкрупных поро-

дах, — в образованиях алюмо-кремневого ряда (кварцитах, лейкократовых нейсах и т. п.) — намного слабее.

Среди ассоциаций формации метаморфогенных анортозитов по вещественному составу можно выделить субформации гранатовых, пироксеновых (гиперстеновых, дупироксеновых, дионсид-генденбергитовых, эгирин-авгитовых), амфиболевых (роговообманковых) и мономинеральных анортозитов.

Анортозиты — это полиметаморфические образования ультраметаморфического типа. А. М. Ларин, В. Е. Попов, Д. В. Рундквист [124] относят высокоглиноземистую полевошпатовую рудную формацию, связанную с анортозитовой метаморфической формацией, к чарнокит-эдербит-анортозитовому метаморфическому комплексу мафического семейства формаций ультраметаморфического класса формаций.

Генезис докембрийских анортозитов — сложная и острая проблема. Есть сторонники сугубо магматического происхождения анортозитов вообще и последователи идеи о существовании двух генетических классов анортозитов (магматических и ультраметаморфических). Магматическая природа расслоенных интрузий и субплатформенных массивов анортозитов обычно решается однозначно. Процессы формирования ультраметаморфических анортозитов изучены довольно детально [52 и др.].

Кроме крупнейших концентраций алюминия анортозиты весьма продуктивны на титановую, фосфорную, медно-никелевую и платиновую минерализацию. Высокоглиноземистая анортозитовая формация — перспективный вид сырья для производства алюминия в будущем практически с неограниченными запасами. Технологии разработаны и существует уже промышленное производство. Попутно будут производиться сода, цемент высоких марок, коагулянт, кремнекислота и др.

Формации корундовых роговиков формируются на контакте или в ксенолитах бокситов, бокситоподобных пород или образований с высоким содержанием Al_2O_3 при взаимодействии с гранитоидами и реже средними или основными породами. Роговики зональны и развиты среди пород с фаціальными условиями метаморфизма от мусковит-роговиковой до спуррит-марвинитовой фаций. Они состоят из корунда, шпинели, магнетита, гематита, ильменита, титаномагнетита,

силлиманита, андалузита, плагиноклаза, граната, кварца, кордиерита, мусковита, биотита и др. Примером может служить месторождение в штате Виргиния (США) и др. На Урале в районе Магнитогорска обнаружены магнетит-корундовые породы, представляющие собой железистые бокситы, метаморфизованные на контакте с гранитоидами.

Формации андалузитовых роговиков отмечаются в экзоконтактах глинистых сланцев с интрузиями кислого, среднего и основного состава в зонах образований мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций. Андалузитовые роговики содержат андалузит, мусковит, кордиерит, полевые шпаты, кварц, магнетит, а также силлиманит, биотит, пирофиллит, гранат, антофиллит, хлорит, шпинель, гиперстен, турмалин, графит, углистое вещество и др. Характерно зональное (вокруг интрузивов) размещение определенных минеральных ассоциаций, а также специфическая (узловатая) структура этих роговиков.

Формации силлиманитовых роговиков установлены на контактах высокоглиноземистых осадочных или метаморфических пород с интрузивными телами кислого-ультраосновного состава, где осуществлялся контактовый метаморфизм пироксен-роговиковой фации. В толщах сланцев Кейв (Кольский п-ов) на контакте с основными интрузиями наблюдаются силлиманит-лабрадоровые роговики, которые также содержат ставролит, дистен, кварц, биотит, мусковит, хлорит, ильменит, рутил, апатит. В подобных роговиках из других мест отмечаются гранат, андалузит, кордиерит, гиперстен, плагиноклазы, корунд и др.

Формация диафторированных корундитов наблюдается там, где корундиты прогрессивных этапов метаморфизма испытали регрессивный гидротермальный метаморфизм или диафторез — обычно в зонах глубинных разломов или сочленении крупных геотектонических структур. Корундиты дробятся, милонитизируются, в них по корунду, силлиманиту, дистену, кордиериту, полевым шпатам и другим первичным минералам развиваются агрегаты дистена различных форм и размеров, мусковита, диаспора, каолинита, гидрослюд, хлоритов, хлоритоида, маргарита и других минералов. Эти процессы значительно ухудшают

технологические качества первичных корундовых руд (корундиты Южной Якутии) [77, 84].

Формации алунитовых, диаспоровых, андалузитовых и корундовых вторичных кварцитов широко распространены в фанерозойских комплексах, где они слагают тела неправильной формы, линзо- и жиллообразные залежи, гнезда и т. п. в областях активной поствулканической деятельности. К этим образованиям относятся разнообразные вторичные кварциты, алунитовые породы и диаспориты, представляющие собой в некоторых случаях месторождения корунда, андалузита, диаспора, алунита (Семиз-Бугу, Антам, Жанет — в Казахстане, месторождения Нижнего Приамурья, Чирачидзорское, Загликское в Азербайджане; Фан-Шань, Тайху в Китае, Уайт Маунтин, Виргиния в США и др.). Во вторичных кварцитах кроме кварца, корунда, андалузита, диаспора, диккита и алунита развиты пирофиллит, серицит, мусковит, дюмортерит, гематит, рутил, диланит, зунит, сульфиды, турмалин, лазулит, барит, топаз, альбит, шпинель, кордиерит и др. В докембрии эти образования отмечаются относительно редко лишь среди некоторых верхнепротерозойских вулканогенных комплексов.

Даже из приведенного выше описания сообществ метаморфогенных высокоглиноземистых рудных формаций видно, что они весьма разнообразны, а количество их весьма велико. Это указывает на широту металлогенических свойств глинозема при метаморфизме, которая обусловлена тем, что большинство многообразных исходных концентраций глинозема преобразуются в условиях практически всех типов рудоформирующего метаморфизма без разубоживания, а при ультраметаморфизме и контактом метаморфизме возникают новые промышленные концентрации алюминия за счет вещества выщелачиваемых пород.

Сообщества рудных формаций глинозема можно детальнее разделить на конкретные разновидности по первичной природе рудного вещества, типу и степени метаморфизма, особенностям вмещающей среды и вещественному составу рудных образований, т. е. по главным критериям, отражающим их индивидуальные вещественно-генетические черты.

ФОРМАЦИИ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ФОРМАЦИЯ РУДОНОСНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ

Месторождения урана формации рудоносных конгломератов встречены во многих районах земного шара (Канада, Бразилия, ЮАР, Австралия и др.). Они являются крупным источником урана в капиталистических странах, составляя около 40 % мировых запасов урана. К наиболее важным в промышленном отношении относятся месторождения района Витватерсранд в ЮАР и Блайнд-Ривер в Канаде. Сведения о месторождениях урана формации рудоносных конгломератов приводились в работах многих исследователей [2, 7, 88 и др.].

Месторождения этой формации относятся к метаморфизованным седиментационно-диагенетическим и имеют возраст 1800—2300 млн. лет. Нижнепротерозойские породы, вмещающие эти месторождения, залегают на денудированной поверхности архейских образований, представленных в основном гранитами, мигматитами и гнейсами.

Урановое оруденение на месторождениях приурочивается к пластам олигомиктовых и кварцевых конгломератов мощностью от десятков сантиметров до 10 м. Они залегают в терригенных толщах, сложенных главным образом аркозовыми песчаниками, алевролитами, кварцитами мощностью до 10 км. Протяженность рудных зон, вмещающих пласты ураноносных конгломератов, составляет 1—10 км. В районе Блайнд-Ривер насчитывается от 3—5 пластов рудоносных конгломератов до 20 — в районе Витватерсранд. Ураноносные пласты конгломератов встречаются как в сложно построенных синклиналиях с крутым залеганием пород, так и в областях развития докембрия с простым строением и пологим залеганием пород.

Имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что рудоносные толщи конгломератов накапливались в прибрежных мелководных частях мор-

ских бассейнов. Основные урановорудные пласты конгломератов, как правило, находятся в углублениях, которые в одних случаях рассматриваются как эрозионные каналы и неровности погребенного рельефа, в других — как впадины, обусловленные дифференциальными тектоническими движениями морского дна, происходившими в период накопления осадков.

Ураноносные конгломераты представляют собой плотную породу преимущественно серого цвета, в составе которой выделяются гальки и цемент. Гальки чаще всего состоят из кварца, кварцитов, имеют изометричную и уплощенную формы, размеры от 1 до 3 см в поперечнике. Конгломераты сцементированы кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми и другими песчаниками, обогащенными сульфидами.

Месторождения ураноносных конгломератов несколько отличаются друг от друга набором основных урановых минералов. Так, если в ураноносных конгломератах района Витватерсранд главную роль играют уранинит, настуран, тухолит и второстепенную — браннерит, то в месторождениях района Блайнд-Ривер главным урановым минералом является браннерит, меньшее значение имеют уранинит, настуран, тухолит. Набор урансодержащих минералов обломочного характера для конгломератов всех месторождений почти аналогичен. Они представлены монацитом, цирконом, лейкоксеном, сфеном и др.

Наиболее характерной чертой месторождений урана рудоносной формации в конгломератах является тесная связь урановых минералов с сульфидами и прежде всего с пиритом и не менее тесная — с органическим веществом. В месторождениях района Витватерсранд в тесной ассоциации с урановыми минералами находится золото, имеющее про-

мышленное значение. В районе Блайнд-Ривер и в большинстве других районов развития ураноносных конгломератов золото обнаружено лишь в отдельных участках в незначительном количестве.

В зависимости от характера цемента и степени сгруппированности галек в различных типах конгломератов наблюдаются изменения содержания урана: повышенное — в конгломератах, в цементе которых значительную роль играет пирит (до 40—50 % состава цемента), а гальки упакованы довольно плотно, но не соприкасаются друг с другом.

Настуран и уранинит тонко и неравномерно рассеяны в цементе конгломератов в тесном срастании с пиритом. Выделения настурана размером от сотых долей до 0,1 мм обычно имеют коллоидное почковидное и микроферолитовое сложение.

Пирит развивается в виде неравномерно распределенной вкрапленности, часто концентрируется в полосы мощностью от долей до 1—3 см. Наблюдаются следующие формы выделений пирита: микроконкреции, метакристаллы, агрегаты кристаллов. В отдельных конкрециях наблюдаются концентрически-слоистое строение, а также радиально-лучистые трещинки. Органическое вещество, изученное на одном из участков развития конгломератов, представлено урано-содержащим битумом в виде овальных включений размером до 0,5 см. Монацит и циркон обнаружены в виде различной степени окатанных зерен размером до 0,5 мм.

Рудные тела не сопровождаются окорудными изменениями пород и не связаны с интрузивными породами и разрывными нарушениями.

В настоящее время существуют четыре наиболее распространенные гипотезы о происхождении месторождений урана золото-урановой формации в конгломератах: россыпная, инфильтрационная, гидротермальная, осадочная. Ни одна из этих гипотез не дает удовлетворительного объяснения всех особенностей месторождений рассматриваемой формации.

Для обоснования гипотезы о россыпном происхождении урановой минерализации ее сторонники приводят такие наиболее существенные факты: округлые формы урановых минералов и пирита, тесная связь уранового оруденения с обломочными минералами и золотом, стратиграфический и литологиче-

ский контроль оруденения, приуроченность рудоносных конгломератов к депрессиям палеорельефа.

Минераграфическое изучение урановых минералов и пирита из конгломератов показало, что их округлые формы обусловлены тем, что они образуют почковидные агрегаты и микроконкреции. Никаких следов механической обработки зерен не наблюдается. Рассматривая вопрос о происхождении округлых форм пирита, Дю-Тойт [49] привел данные о том, что округлые зерна пирита, известные под названием «пиритовых галек» и считавшиеся обломочными, на самом деле имеют радиально-волоконистую структуру.

Доводы сторонников россыпной гипотезы об одновозрастном и идентичном происхождении монацита, циркона и других обломочных минералов, с одной стороны, и урановой минерализации — с другой, основывающиеся на их совместном нахождении в конгломератах, опровергаются радиометрическими определениями возраста. Так, возраст монацита в большинстве случаев составляет 2800, а урановой минерализации — 2200—2300 млн. лет.

Наблюдаемая тесная связь урановой минерализации с золотом в конгломератах района Витватерсранд не может служить доказательством россыпного происхождения урановой минерализации. Золото в месторождениях района Витватерсранд не характеризуется обломочными зернами [2] и приурочивается к пиритизированному участку цемента конгломератов, где образует тонкие прорастания с сульфидами и часто сопровождается углеродистым веществом. Эти факты дают основание считать, что золото в конгломератах, как и урановые минералы и сульфиды, накопилось в процессе диагенеза осадков, что было доказано при изучении пиритовосных, обогащенных золотом олигоценых глин.

Необоснована также инфильтрационная гипотеза, с позиций которой трудно объяснить отсутствие урановой минерализации во вмещающих конгломераты проницаемых породах и секущих трещинах.

Представлениям о гидротермальном генезисе противоречат площадное развитие ураноносных конгломератов, их пластовый характер и отсутствие типичных для гидротермальных месторождений форм рудных тел. Установлено,

что урановое оруденение не связано с разрывными структурами и интрузивными породами и не сопровождается околорудными изменениями пород, присутствующими гидротермальным образованиям.

Г. Б. Наумов и другие [105] показали, что химическое осаждение урана непосредственно из морских вод невозможно из-за повышенных значений Eh в этих водах. Установлено также, что ни механическое осаждение, ни процессы сорбции не могут привести к накоплению в морских бассейнах высоких концентраций урана.

Выявленные особенности урановой минерализации и взаимоотношения ее с вмещающими породами дают основание предполагать, что месторождения этой формации по генезису близки к типу месторождений, названных Н. М. Страховым [138] седиментационно-диагенетическими. К этому типу он отнес Мансфельдское пластовое месторождение меди и др.

В пользу представления о накоплении урановой минерализации в конгломератах в период диагенеза осадков свидетельствуют: тесная парагенетическая связь урановых минералов, сульфидов железа и органического вещества, характерная для руд, образующихся в резко восстановительной обстановке, которая в морских бассейнах, как известно, могла возникнуть лишь при диагенезе илов; участие рудной минерализации в формировании первичной горизонтальной слоистости и других первично-осадочных текстур; сочетание четко выраженных зернистых агрегатов, коллоидных выделений и микроконкреций пирита, наблюдающееся даже в небольших по размерам участках руды, и связанных с ними урановых минералов, т. е. при образовании руды прошли через все стадии, характерные для процессов диагенеза и метаморфизма.

Накопление урана в докембрийских конгломератах обусловливалось многими факторами. Наиболее существенный — градиент изменения Eh в толще илов, действие которого определяется количеством и качеством захороняемого органического вещества. Приуроченность повышенных количеств органического вещества к конгломератам можно объяснить тем, что области мелкозвездья, где отлагались грубозернистые осадки, наиболее благоприятны для развития органической жизни. Основная

масса конгломератов формировалась в углублениях рельефа морского дна, часть которых, по-видимому, представляла собой неглубокие впадины, разделенные островами. Именно здесь, в прибрежной зоне мелкого островного моря, создавалась обстановка, благоприятная для развития планктона и захоронения в осадках наиболее реакционноспособного органического вещества. Свидетелями существования органической жизни в докембрийское время являются найденные в нижнепротерозойских породах остатки фитопланктонных организмов.

Восстановительная обстановка, необходимая для осаждения урана, создается при диагенезе морских осадков, насыщенных иловыми водами, где выделяются верхняя окислительная зона мощностью 20—25 см (Eh от +300 до 0 мВ) и нижняя восстановительная, в которой в результате разложения органического вещества на глубине 2—2,5 м значения Eh снижаются до —100 — —500 мВ [138]. U (ОН)₄ при pH 7—10 осаждается при Eh от —170 до —400 мВ. В этих же пределах находится поле устойчивости пирита. Такая обстановка и создается в иловых водах, где на границе двух различных геохимических сред возникает перепад Eh, обеспечивающий осаждение U (ОН)₄. При выпадении в осадок значительных количеств U (ОН)₄ концентрация урана в иловом растворе должна уменьшаться, что должно приводить к диффузионному подтоку новых порций растворенного урана из наддонных вод.

Окончательное формирование рудных тел месторождений урана золото-урановой формации в конгломератах происходило под влиянием процессов метаморфизма зеленосланцевой фации, которые приводили к перемещению рудного вещества преимущественно внутри пластов конгломератов и его раскристаллизации.

Действие указанных факторов экзогенного рудообразования, характерных почти для всех периодов геологического развития Земли, в раннем протерозое было усилено тем, что оно проявлялось на фоне благоприятной для накопления урана обстановки, возникшей в этот период и не повторяющейся в последующее время.

Органическая жизнь в раннем протерозое развивалась лишь в узкой прибрежной зоне морей, и поэтому выно-

сившийся из выветривающихся пород уран, не встречая геохимических барьеров на суше, почти весь транспортировался в морские бассейны. Интенсивному переносу урана реками и концентрации его в морских водах способствовало все еще довольно повышенное содержание углекислоты в водах, в результате чего последние были благоприятны для переноса урана в форме уранилкарбонатных комплексов. В последующее время в связи с развитием на Земле высших растений на суше начали накапливаться огромные массы мертвого органического вещества, препятствующие транспортировке урана в морские бассейны.

Таким образом, совместное действие факторов общепланетарного характера и факторов местного значения обусловило одновременное накопление урана в нижнепротерозойских конгломератах во многих районах земного шара (Блайнд-Ривер, Монтгомери-Лейк-Пад-

лей, Сакали-Лейк, горы Отиш в Канаде; Жакобина, Белу Оризонти, Питанги в Бразилии; Витватерсранд в ЮАР; Наллагайн в Австралии и др.).

В раннепротерозойское время происходило также накопление огромных масс железа в джеспилитовых формациях, которые в районах развития ураноносных конгломератов почти всегда располагаются стратиграфически выше толщ, вмещающих урановорудные пласты конгломератов и относящихся к нижним терригенным формациям. Такое положение джеспилитовых формаций объясняется тем, что они закономерно сменяют нижние терригенные формации, накапливаясь в первую половину геосинклинального цикла, т. е. обе эти формации — нижняя терригенная и джеспилитовая занимают вполне определенное место в ряду формаций, возникающих в ходе развития геосинклинальных областей раннепротерозойского возраста.

ФОРМАЦИИ ЖЕЛЕЗИСТО-УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наряду с общей закономерной приуроченностью урановых месторождений к нижнепротерозойским толщам щитов отмечается их частая локализация в породах железорудных формаций. Материалы по этим месторождениям обобщили Р. П. Петров, В. С. Карпенко и Ю. А. Мещерский [114], рассмотревшие генетические типы, связанные с пегматитами, кварц-карбонатно-апатитовыми, карбонатными, альбитовыми, рибекитовыми и эгириновыми метасоматическими зонами.

Наиболее интересны в промышленном отношении месторождения, связанные с процессами карбонатизации и альбитизации. Они развиваются там, где степень метаморфизма пород повышается до амфиболитовой фации. Среди минералов метасоматитов и рудных тел выделяют несколько генераций, отображающих снижение в ходе их становления температуры и давления. При этом высокотемпературные разности являются, как правило, безрудными, а руды отлагаются на заключительных этапах.

Проведенные нами исследования в одном из районов особенно четко подчеркнули роль структурного контроля в локализации месторождений, выражающегося в приуроченности их к мобильному протерозойскому поясу, окаймляющему омоложенный архейский кон-

солидированный массив. Этот пояс включает в себя месторождения и рудопроявления железа, молибдена, редких металлов, меди, сульфидов с примесью никеля, кобальта, цинка и мышьяка, а также тальк-магнезитов, барита. Массив в плане имеет форму овала размером примерно 50×25 км и вытянут по оси в субширотном направлении. С юга, востока и севера его обрамляют зеленокаменные породы архейского, а с запада и северо-запада — гнейсы, сланцы, кварциты и известняки раннепротерозойского возраста.

Рассмотрение структурных особенностей локализации урановых месторождений в зонах обрамления в данном районе показывает, что для локализации эндогенного оруденения особенно благоприятны места резких поворотов пояса и сочленения структур консолидированного массива. Рудопроявления, находящиеся на прямолинейном и «спокойном» интервале пояса, характеризуются относительной простотой минерального состава рудных тел и непромышленными масштабами оруденения.

Консолидированный массив сложен в основном мигматитами плагиоклазмикроклинового состава. Существенную роль в его строении играют также более молодые калиевые полевошпатовые лейкократовые граниты. Тела молодых

гранитов подковообразно окаймляют купол с северо-запада, совпадая с направлением метасоматических зон, и образуют, кроме того, протяженные дайкообразные апофизы, проявленные в форме послейных жил. Граниты оказывают на железорудные породы контактовое воздействие. Микроклиновые граниты отличаются от других гранитов района повышенными кларками радиоактивных элементов. Так, средний уровень фоновой гамма-активности этих пород, эквивалентный $2,3 \cdot 10^{-3}$ % урана, почти в 2,5 раза превышает средний фон плагиоклазовых гранитов и мигматитов ($1 \cdot 10^{-3}$ %).

Ясно выраженная связь урановых месторождений в пространстве с телами наиболее молодых, обогащенных радиоактивными элементами гранитов, — важная особенность их геологической позиции. На одном из месторождений эти граниты прослеживаются вдоль западного и юго-западного бортов синклиналиной структуры. Характерно, что плагиоклазовые граниты и мигматиты, слагающие архейский вал к северу от месторождений, в описываемом районе не контактируют непосредственно с породами протерозоя. Установлено только, что в приконтактовых зонах, а также внутри массива эти граниты содержат большое количество останцов и ксенолитов амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов.

Разрывные нарушения, играющие важнейшую роль в размещении месторождений, проявляются в районе широко и разнообразно. Признавая ведущую роль в формировании структуры района за объемно-глыбовыми или складчато-глыбовыми дислокациями, по-видимому, необходимо считать, что и основная масса разрывов, по крайней мере наиболее значительных из них, также отражает эти дислокации. Их следует рассматривать как ограничение блоков и куполов, а не как какие-то самодовлеющие структуры. Рудоконтролирующие разрывные нарушения оконтуривают консолидированные блоки по периметрам, предопределяя тем самым появление замкнутых рудных районов.

Приведенный материал позволяет утверждать, что важной особенностью геологической позиции урановых месторождений является их нахождение в области сочленения и пересечения крупных разноориентированных разрывов нескольких систем. Мощные метасомати-

ческие изменения, сопровождающие урановое оруденение, были обусловлены интенсивной тектонической подготовкой участков. Изучение фоновой γ -активности в районе показало, что зоны тектонических нарушений фиксируются двумя пересекающимися полосами повышенной радиоактивности. Региональная меридиональная зона имеет преимущественно урановую природу, а северо-западные нарушения — уран-ториевую и даже чисто ториевую.

Для урановых месторождений в железорудных провинциях характерны: 1) локализация в мобильных зонах, окаймляющих консолидированные куполообразные массивы архейского заложения, обновленные в протерозое; 2) приуроченность к резкому изгибу мобильного пояса в местах сочленения структур второго порядка с консолидированными массивами, где участки концентрации оруденения характеризуются высокой степенью тектонической нарушенности, и к местам сочленения и пересечения крупных разрывных нарушений глубинного заложения, относящихся к нескольким разноориентированным системам; 3) наличие в области пересечения субмеридиональной и северо-западной полос повышенных значений γ -активности в коренных породах, положение этих полос контролируется наиболее развитыми и господствующими системами разрывных нарушений; 4) отчетливая пространственная связь рудных узлов с относительно молодыми калишпатовыми интрузивно-метасоматическими гранитами, форма тел которых явно подчиняется крупным разрывам, ограничивающим с запада архейские поднятия; 5) развитие среди вмещающих пород метаморфических сланцев, железистых роговиков, кварцитов и доломитов; 6) залегание в низах толщи горизонта песчаников и конгломератов, обогащенных радиоактивным свинцом и ураном; 7) повышенные содержания урана в сланцах верхов толщи, обогащенных органическим веществом.

Под зоной рудной минерализации мы рассматриваем совокупность рудных тел и рудопроявлений определенного типа в пределах вытянутой по простиранию и падению полосы пород, контролируемой структурными элементами. Рудные тела в зоне или прослеживаются непрерывно по простиранию и падению, или образуют цепочки. В некоторых слу-

чаях они состоят из серии субпараллельных линз, часто маломощных. Зоны рудной минерализации отличаются друг от друга характером ассоциации урановых минералов, что обусловлено, вероятно, различным составом вмещающих пород, отличиями термодинамических параметров, растворов, структурной обстановкой в период рудоотложения и т. д.

По составу урановых минералов зоны рудной минерализации подразделяются на пять групп, разобщенных в пространстве: уранинитовую, ненадкевит-браннеритовую, настуран-коффинитовую, малакон-апатитовую и настурановую.

Зоны уранинитовой минерализации развиваются преимущественно по железистым породам: роговикам, куммингтонит-магнетитовым и магнетит-биотит-амфиболовым сланцам. Эти зоны пространственно сосредоточены в основном в районе южного замыкания, окружая альбититовый «киль» с запада, юга и востока. Руды этого типа представляют собой мартит-карбонатные, мартит-карбонатно-талльковые, мартит-гематит-карбонатно-эгириновые и гранато-амфибол-карбонатные породы, содержащие уран. Основным урановым минералом — уранинит. Гораздо реже встречается настуран. Текстура руд полосчатая, обусловленная чередованием существенно железорудных прослоев с карбонатными. Преобладают руды вкрапленного типа.

Зоны ненадкевит-браннеритовой минерализации приурочены к контакту альбититов и магнетит-рибекитовых сланцев на западном крыле складки. Они выявлены также внутри альбититового «киля» на верхних и средних горизонтах месторождения, в породах, обогащенных титаном. Кроме урановых минералов, определяющих тип руд, в них встречены уранинит, урансодержащие сфен, апатит и малакон. Последние развиты в глубоких горизонтах названных зон. Взаимоотношения между минералами указывают на то, что урановые минералы — более поздние по отношению к альбиту и щелочным амфиболом. В альбитизированных породах ненадкевит тесно ассоциирует с волокнистым щелочным амфиболом типа кроссита и родусита, эгирином и гидрослюдами. В карбонатизированных породах ненадкевит был встречен в ассоциации с уранинитом и титанатами урана. В рудах он обычно образует вкрапленность мелких кристалликов и их сростков, в альбитизированных сланцах ино-

да — прожилки мощностью до 5 см и более. Цвет ненадкевита — от желто-зеленого до темно-коричневого и черного.

Зона настуран-коффинитовой минерализации представлена рудными телами в альбититах, охватывающих полукольцом ядро складки. Рудные минералы этой ассоциации развиваются главным образом как выполения полостей. Трецины, заключающие урановую минерализацию этого типа, секут альбититы и эгиринизированные железо-карбонатные метасоматиты. Основным рудным минералом — настураном наблюдается в форме сплошных масс, колломорфных корковых образований, вкрапленности отдельных сферолитов, тончайших сростаний с хлоритом, тальком, пиритом. В ассоциации с ним находятся коффинит, пирит, хлорит, поздний альбит, тальк, органическое вещество, карбонат, кварц. Интересные сростания настурана с пиритом и органическим веществом встречены в сланцево-доломитовой толще. Коффинит в рудах представлен тремя морфологическими разностями: снопидными лучистыми сростками и призматическими кристаллами внутри колломорфных выделений настурана, призмами внутри настурановых сферолитов, гнездообразными скоплениями в тесной ассоциации с обильной галенитовой вкрапленностью.

Зоны апатит-малаконовой рудной минерализации наиболее развиты в ядерной части складки по карбонат-кварцитовым породам, образуя рудные линзы, повторяющие очертания ядра. Малакон I пространственно связан с доломитами ядра складки и альбитизированными сланцами. Малакон II встречается в парагенезисе с альбитом, кросситом, родуситом, эгирином, урансодержащим апатитом и сфеном. Находящийся в ассоциации с малаконом апатит образует гнездовые скопления с размером зерен 0,3—0,4 мм. В шлифах наблюдается в форме коротких призмочек, шестигольников и квадратных сечений.

Зоны настурановой минерализации приурочены к согласным кольцевым и послонным зонам, развитым внутри ядра. Обычно они приурочиваются к контактам доломитов с кварцево-биотитовыми микросланцами. Урановые минералы представлены в основном настураном, тесно ассоциирующим с сульфидами. Помимо сульфидов, в рудных телах обнаружено органическое вещество.

При развитии процессов железо-карбонатного метасоматоза основная масса уранинита выделяется вместе с карбонатом. Наиболее резкое повышение количества уранинита наблюдается при содержании 40—70 % карбоната. Железо-карбонатные породы с содержанием карбоната ниже 30 % и выше 75—80 % оказываются, как правило, безрудными.

Перераспределение урана происходит при наложении процессов позднего щелочного метасоматоза, проявляющихся в образовании волокнистого щелочного амфибола, эгирина, хлорита, гидрослюды и т. д. Разубоживающее влияние наложенной минерализации начинает уже сказываться при суммарном содержании эгирина, волокнистого щелочного амфибола, хлорита и гидрослюды до 20—25 %.

Наблюдается тесная корреляционная связь содержания урана в руде со степенью мартитизации магнетита. Устанавливается четкая зависимость увеличения содержания урана при возрастании степени мартитизации.

Тела урановых руд пространственно связаны с щелочно-карбонатными метасоматитами. Метасоматические изменения в породах развились гораздо шире, чем процессы рудообразования, приводящие к отложению вкрапленности урановых минералов. Рудные тела в большинстве случаев имеют постепенные переходы с вмещающими их метасоматитами и оконтуриваются только по данным опробования. Метасоматиты наиболее широко развиты в замыкании и на западном крыле складки, несколько меньшей на восточном. Кварцево-биотитовые и куммингтонитовые сланцы, железистые роговики и железистые руды наиболее изменены процессами щелочно-карбонатного метасоматоза в средней части разреза.

Среди ураноносных метасоматитов по минеральному составу выделяются альбититы, магнетит-рибекитовые сланцы, эгириниты, железо-карбонатные породы, а также многочисленные переходные разновидности: альбитизированные, рибекитизированные, эгиринизированные, карбонатизированные и другие породы. Среди метасоматитов пользуются наибольшим распространением альбититы. Они образуют пластовые тела по обоим крыльям складки, где замещают кварцево-биотитовые сланцы и слагают клинообразный выступ, отходящий от замка складки на юг.

Кварц-биотитовые сланцы замещаются альбитом с образованием альбитизированной породы и почти чистых массивных серых и розовых альбититов. В местах, где исходные сланцы перемежались с небольшим количеством амфиболовых сланцев, в альбититах развивается щелочной амфибол, близкий к глаукофану. Ранний альбит этих образований отличается большой загрязненностью рудным и пелитоморфным материалом, который сохраняется в альбите в виде реликтовой текстуры исходных сланцевых пород.

Метасоматически измененные породы неоднократно подвергались тектоническим воздействиям с образованием большой серии послонных и секущих трещинок и микротрещин, которые залечивались вновь поступающими растворами. В результате этого в зоне альбититов в больших масштабах происходит переотложение альбита, а в зоне щелочно-амфиболовых пород — Mg-рибекита с образованием Mg-крокидолита.

Переотложенный альбит отличается от ранее отложившегося большей степенью идиоморфизма, чистотой зерен и углом оптических осей ($2V$ раннего $+87^\circ$, позднего $+79^\circ$).

Рудный и пелитоморфный материал, рассеянный в виде полос в альбититах начальных стадий, переотлагается в форме каемок вокруг новообразованных зерен альбита.

Наиболее распространены на месторождении серые альбититы, местами они приобретают розовый оттенок. Переходы между серыми и розовыми разностями постепенные, нерезкие. В килевой части встречаются брекчии розовых альбититов, сцементированных темносерой альбитизированной породой.

Биотитовые сланцы при увеличении в них количества альбита теряют сланцеватость, приобретают массивный роговиковый характер. Структура исходных пород сохраняется только в начальные этапы альбитизации и ее можно определить как гранонематобластовую, гранолепидобластовую. Альбит замещает биотит, иногда и кварц исходных пород. Минеральный состав альбититов: альбита — 75—85 %; второстепенные минералы — щелочной амфибол, эгирин, гидробиотит, магнетит и др. На отдельных участках содержится значительное количество апатита и циркона.

Минеральные ассоциации акцессорных минералов показывают, что натрий-

содержащие растворы, обусловившие альбитизацию, несли также цирконий, фосфор, титан, уран и другие элементы, часть которых пошла на образование урансодержащих малакона, апатита и сфена. Несколько позднее, на первой стадии уранового оруденения, также связанного с альбитизацией, образовались силикаты урана (ненадевит) и в меньших количествах уранинит.

Для полосчатых, преимущественно розовых альбититов характерны своеобразные структуры, создаваемые мелкозернистыми разностями (до 0,02 мм) альбитов с аллотриоморфнозернистой структурой, которые обрастают веерообразными агрегатами более крупных зерен альбита. Последние ориентированы перпендикулярно общей полосчатости. Параллельно этому агрегату вытягиваются каемки пелитоморфного вещества.

Альбит из альбититов в зависимости от времени выделения различается формой и оптическими свойствами. Наиболее ранний альбит радиально-лучистый ассоциирует с эгирином и щелочным амфиболом ранних генераций. Более поздний — пластинчатый и гребенчатый альбит — замещает радиально-лучистый, а самый поздний — столбчатый и таблитчатый — сечет по прожилкам все разновидности альбитов. Двойникование альбита происходит по альбититовому, реже карлсбадскому закону. Состав его довольно постоянный, что видно по содержанию апортитовой молекулы (0—9 %). В зернах альбита встречается большое количество включений различных минералов: карбонатов, серицита, игольчатых щелочных амфиболов, пелитоморфного вещества.

Минеральный состав карбонатных метасоматитов зависит от состава исходных пород. Новообразованными минералами в них являются доломит, анкерит, сидерит, кальцит, гидробиотит, мартит, тальк.

Доломит образуется по куммингтониту, родуситу, магнетиту, гематиту и кварцу, псевдоморфно замещая или корродируя указанные минералы. Он развивается по слоистости пород или трещинам. Замещение минералов происходит по спайности или по краям зерен. В эгиринитах доломит разъедает и замещает эгирин первой генерации и затем сам замещается эгирином второй генерации. Формы выделений доломита — ромбоэдри, реже — ксеноморфные зерна.

Иногда доломит замещается кварцем и щелочным амфиболом поздних генераций, вдоль трещин часто наблюдается укрупнение зерен с образованием доломита более поздней генерации. С доломитами обеих генераций наиболее тесно связаны урановые минералы.

Анкерит отличается от доломита отсутствием ромбоэдрических зерен полисинтетических двойников и встречается в тонкополосчатом срастании с магнетитом. При наличии урановых минералов он обедняется железом и превращается в кальцит, образуя ореолы осветления в анкерите.

Сидерит в породах находится в ассоциации с доломитом и анкеритом. Диагностирован по данным термического и рентгеноструктурного анализов. Обычно в железо-карбонатных породах, содержащих сидерит, урановое оруденение не наблюдается.

Кальцит выделяется по микротрещинам на более позднем метасоматическом этапе, чем доломит, хотя они образовались в одну стадию. Кальцит замещает куммингтонит, родусит, альбит, кварц, хлорит, а также все ранее образованные карбонаты, диопсид, тремолит и актинолит. Он отличается от других карбонатов наличием полисинтетических двойников, а в зонах уранового оруденения у него появляется буровато-розовая окраска.

Гидробиотит встречается в незначительном количестве в ассоциации с железо-магнезиальными карбонатами. Карбонаты по отношению к гидробиотитам — более поздние образования.

При эгиринизации карбонатных метасоматитов выделение акмита сопровождается мартитизацией магнетита и образованием гематита. Бурый эгирин-акмит замещает доломит и амфиболы, развиваясь вдоль направлений спайности, часто нацело замещая карбонат. Наиболее сильно эгиринизированы брекчированные разности пород, в которых эгирин развивается по цементу. Эгиринизация ведет к регенерации уранинита в карбонатно-урановой стадии.

Наличие в метаморфической толще нижнепротерозойских пород базального горизонта, обогащенного ураном, из которого последний выносится при увеличении степени метаморфизма, дает основание утверждать, что в рудных телах концентрировался перераспределенный уран.

Высокая карбонатность и щелочность растворов способствовали переходу урана в подвижное состояние, а его осаждение связано с накоплением на геохими-

ческих барьерах в связи с разрушением уранил-карбонатных комплексов и восстановлением урана оксидным железом (Fe II) до U^{4+} .

ЩЕЛОЧНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Месторождения щелочно-метасоматических формаций приурочены к зонам смятия и региональных разломов [11, 60 и др.], характеризующихся интенсивным проявлением процессов натрового и калиевого метасоматоза в связи с нижнепротерозойской тектоно-магматической активизацией. Щелочно-метасоматические формации месторождений урана детально изучены [36, 140 др.].

Месторождения обычно локализованы в мобильных зонах протерозойских поясов, окаймляющих и пересекающих архейские глыбы интенсивно гранитизированных пород. От окружающих полей гнейсов эти глыбы отделяются глубинными разломами, по которым зафиксированы смещения поверхности Мохоровичича более чем на 10 км.

В изученном нами районе наиболее распространены граниты непостоянного минерального состава. Особенно резко меняется соотношение между микроклином и плагиоклазом, содержание которых в различных частях составляет 15—44 %. В зависимости от преобладания того или иного минерала выделяют микроклиновые и плагиоклазовые граниты. Другая отличительная черта гранитов — ориентированное расположение таблитчатых и оvoidных кристаллов полевого шпата. Состав плагиоклаза изменяется от олигоклаза (№ 17) в микроклин-плагиоклазовых разновидностях до андезина (№ 35) в плагиоклазовых гранитах.

Граниты разбиты тектоническими нарушениями субширотного простирания, по которым произошло перемещение блоков взбросового характера. Этими перемещениями, по нашему мнению, обуславливаются фациальные отличия в минеральном составе и текстурах гранитов, слагающих глыбу.

О глубоком заложении зон тектонических нарушений, ограничивающих блок гранитоидных пород и разбивающих его на части, свидетельствует приуроченность к ним пород дайковой серии. Это розовато-серые мелкозернистые, участками среднезернистые диабазы с диабазовой, местами габбровой структурой. Главные породобразую-

щие минералы породы (в %): плагиоклаз (андезин) — 40, амфибол (роговая обманка) — 30—34, пироксен (авгит) — 5—10, биотит по амфиболу — 5—25, рудные (магнетит, единичные зерна пирита) — 8—10, апатит — 2. Отмечаются мелкие скопления карбоната. Иногда дайковые породы представлены пикритовыми порфиритами. Их основной минерал оливин, находящийся в ассоциации с авгитом и баркевитом. Эти минералы заключены в стекловатой массе основного состава.

На северном окончании глыбы преобладают гранитоидные породы типа рапакиви (до 88 % площади). По текстурным особенностям и минеральному составу среди них выделяются оvoidные и безоидные разности, биотит-амфиболовые и рапакивиобразные гранитоиды, мелкозернистые биотитовые граниты, гранит-порфиры, аплиты, пегматиты. Сиениты, сиенит-аплиты, щелочные сиениты и альбититы среди гранитоидных пород встречаются в резко подчиненном количестве. В ассоциации с гранитоидами обнаружены анортозиты, габбро-анортозиты, габбро, нориты, габбро-нориты, лабрадориты, габбро-монцитониты, монцитониты, кварцевые монцитониты.

Между породами кислой и основной серий существуют постепенные переходы. Так, анортозиты по мере приближения к контакту с гранитами сменяются габбро-сиенитами, габбро-монцитонитами, монцитонитами, кварцевыми монцитонитами, которые переходят в сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты. С одной стороны, здесь встречаются настоящие монцитонитовые разности, обогащенные феррическими минералами и бедные кварцем, а с другой — кварц-оливиновые сиениты. В этих породах находятся минералы, типичные для габбро-монцитонитов: моноклинный пироксен, гиперстен, оливан и основной плагиоклаз (№ 40), а также минералы, типичные для рапакиви — буро- и синезеленая роговая обманка с малым углом $2V$, грюнерит, кислый плагиоклаз (олигоклаз) и калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом, содержание которых

иногда повышается до первых процентов. Оливин по составу приближается к фаялиту ($2V = -52^\circ$) и при наложении процессов окварцевания замещается грюнеритом. Иногда наряду с грюнеритом отмечается гиперстен, замещающий оливин и в свою очередь замещаемый грюнеритом.

Для монцонитовых пород характерно наличие сравнительно крупных зерен плагиоклаза, более кислого, чем плагиоклаз основной массы (олигоклаз). В этом плагиоклазе обнаружены обильные реликты калиевого полевого шпата.

В областях сплошного распространения крупноовоидных рапакиви порода приобретает темный зеленовато-серый цвет, сменяющийся в зоне выветривания на красный.

Величина вкрапленников калиевого шпата изменяется от 0,5 до 4 см, причем встречаются как настоящие овоиды, так и хорошо ограненные кристаллы. Плагиоклазовые оболочки обнаружены у большинства овоидов. Внутри овоидов обычны включения плагиоклаза, кварца и роговой обманки. Плагиоклаз из каемок содержит остатки калиевого полевого шпата. В гранитах рапакиви из фемических минералов наряду с амфиболом и биотитом почти всегда находятся фаялит и грюнерит. При химическом анализе роговой обманки ($N_g = 1,728$; $N_v = 1,707$) отмечено высокое содержание титана (TiO_2 до 8,2 %). Биотит ультражелезистый типичный для рапакиви. Из аксессуарных минералов особенно развиты циркон и флюорит, обнаружены также апатит, сфалерит, галенит.

Поздние преобразования пород связаны с развитием кальцитовых и кремнисто-хлоритовых жилков и редких щеток кристаллов гипса по трещинам отдельности. Изотопный возраст гранитов рапакиви, определенный по урано-свинцовому методу, составляет 1690—1760 млн. лет.

К югу от массива гранитов рапакиви располагается массив калиевых трахитоидных гранитов в форме почти правильного овала площадью до 3500 км². Макроскопически это порфириовидные серовато-розовые и розово-красные породы. Порфиробласты калиевого полевого шпата имеют длину до 10—15 при ширине 2—5 см. По объему они занимают до 70—75 % породы. Трахитоидная структура породы обуславливается однонаправленной ориентировкой этих кристаллов. В среднезернистой основ-

ной массе развиты микроклин (30—65 %), плагиоклаз — альбит-олигоклаз, олигоклаз (10—25 %), кварц (20—30 %), биотит (5—12 %). В основной массе микроклин преобладает над плагиоклазом. Его кристаллы характеризуются крипто- и микропертитовым, реже решетчатым строением.

Наличие в порфиробластах микроклина останцов среднезернистой кварцево-плагиоклазовой массы, широкое проявление в основной массе процессов бластеза, которые не затрагивают таблиц микроклина, свидетельствуют о возникновении последнего при наложении на породы процесса более позднего калиевого метасоматоза. На стыках микроклина и плагиоклаза развиваются вросстки мирмекита. Аксессуарные минералы представлены гранатом, цирконом, апатитом, ильменитом, монацитом, анатазом, а рудные — магнетитом, пиритом, лимонитом, гематитом. В резко подчиненном количестве, обычно как вторичные минералы по плагиоклазу и биотиту, при развитии процессов бластеза отмечаются серицит, хлорит, эпидот, лейкоксен.

Описываемые граниты содержат включения останцов пироксеновых и биотит-пироксеновых гнейсов. В западной и юго-западной частях массива встречены кварцевые монцититы, зеленовато- и розовато-серые крупнозернистые породы с характерной монцоитовой структурой, выражающейся в резком идиоморфизме плагиоклаза по отношению к микроклину. Плагиоклаз (около 55 % объема породы) представлен андезином, реже лабрадором и олигоклазом; микроклина — 20 %, кварца — 15, пироксена — 5—10, биотита — 3, рудных и аксессуарных — 3—4 %. Изотопный возраст описываемых гранитов, определенный по уран-свинцовому методу, составляет 1750—1900 млн. лет.

По восточному краю структуры и на ее южном окончании развиты серые, розовато-серые, средне- и крупнозернистые порфириовидные и трахитоидно-порфириовидные граниты с гиридиоморфнозернистой структурой, с характерными структурами замещения, где микроклин развивается по плагиоклазу и содержит реликты плагиоклаза и кварца. Текстура таких гранитов массивная, иногда линейно-параллельная, обусловленная ориентированным расположением порфириовидных выделений микроклина, нередко вытянутых согласно прости-

ранию вмещающих пород. Минеральный состав таких гранитов в зависимости от исходного субстрата сильно изменяется, содержание породообразующих минералов следующее (в %): плагиоклаза — 16—40, кварца — 26—35, микроклина — 5—40, биотита — до 20, роговой обманки — 5.

Граниты представлены гранодиоритами, адамелитами, гранитами и аляскиитами. Как второстепенные минералы в них отмечены гранат, иногда пироксен. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, магнетитом, ортитом, пиритом. С гранитами тесно связаны порфиробластовые мигматиты. На контакте с гранитами в биотитовых прослоях появляется гранат. Характерно, что темновые мигматиты ассоциируют с равномернозернистыми гранитами (серыми, плагиоклазовыми). Изотопный возраст этих гранитов, определенный уран-свинцовым методом, — 1900—2100 млн. лет.

По обеим сторонам антиклинория развиты поля гнейсов, пространственно приуроченных к обрамляющим его синклиналильным складкам. В этих структурах отмечены валлообразные массивы калиевых гранитов, вытянутых в субмеридиональном направлении.

Особенностью гнейсовой формации района является закономерное чередование слагающих ее пород и их полосчатости, зернистости и характера текстур, что указывает на ритмичность осадконакопления и принадлежность их к флишевой толще. В гнейсах отмечаются следы горизонтальной и косо́й слоистости с хорошо выраженной полосчатостью первично-осадочного характера.

Отсутствие маркирующих горизонтов не дает возможности составить четкой картины структуры всей формации. На основании проведенных исследований можно утверждать, что гнейсовая формация состоит из двух структурных этажей, отличающихся друг от друга набором пород, степенью метаморфизма и условиями залегания.

Более древними являются биотитовые гнейсы с прослоями амфиболовых, пироксеновых, пироксен-амфиболовых и гранатовых сланцев. Простираение слоистости и гнейсоватости этих пород северо-западное, хотя обобщенная граница их развития имеет близмеридиональное простираение.

Для более молодого этажа характерна ассоциация биотитовых гнейсов, вклю-

чающая в себя биотитовые гнейсы, альмандин-биотитовые, кордиерит-биотитовые, мусковит-биотитовые и графит-биотитовые разности. В этой же толще отмечаются гнейсифицированные песчаники и конгломераты, линзы и мало мощные прослои плагиоклаз-диопсидовых и диопсидовых кварцитовидных пород. Для массивных гнейсов характерна гранобластовая, иногда роговиковая и порфиробластовая структуры, для полосчатых и сланцевых разностей — лепидогранобластовая и порфиробластовая.

В биотитовых гнейсах и кварцитовидных породах хорошо выражена реликтовая blastopсаммитовая структура. В отдельных разностях гнейсов отмечены реликтовые порфиоровые и миндалекаменные структуры. В единичных случаях, в северном окончании западной полосы, обнаружены гнейсифицированные конгломераты. Галька конгломератов состоит из хорошо окатанных обломков кварцитов, амфиболитов и гранитов. Подобные породы известны к юго-западу от исследуемой территории, где гранитизированная толща кварцитов подстилается амфиболитами. Огромное количество в кварце кварцитов включений с жидкой углекислотой и идентичные включения в гальке кварцитов из конгломерата позволяют предположить возможность образования конгломератов при размыве толщ, распространенных к юго-западу.

В отличие от гнейсов первого структурного этажа слоистость и гнейсоватость в описываемых породах ориентированы согласно с общим простираением пород — в субмеридиональном направлении.

Таким образом, отличительной чертой более молодой толщи является широкое развитие реликтовых кластогенных структур. Породы метаморфизованы в более низкотемпературных условиях, чем суперкрупные образования подстилающей толщи. Эти признаки указывают на образование описываемых пород при метаморфизме алевролит-песчаных и аргиллитовых толщ, содержащих единичные пласты конгломератов, известковых песчаников и кислых вулканогенных пород.

С областями перемежаемости гранитов, мигматитов и гнейсов на контактах гнейсов с гранитоидными массивами, областями сочленения полей гнейсов и мигматитов различного состава и т. д.

пространственно связаны калиевые и натриевые метасоматиты, в которых иногда локализуется урановое оруденение. Наиболее интенсивное насыщение вмещающих пород гранитоидами и широкое развитие процессов щелочного метасоматоза отмечаются в участках флексурных изгибов, на крыльях и периклиналильных замыканиях гранитных массивов. В этих же участках локализуется оруденение.

Наблюдается зависимость характера проявления метасоматических процессов и связанного с метасоматитами уранового оруденения от степени метаморфизма пород, условий структурной локализации метасоматитов, минерального и химического состава вмещающих пород.

В одном из рудопроявлений урана, приуроченном к области развития калиевого метасоматоза, оруденение локализовано в зоне смятия, проходящей по юго-западному обрамлению крупного останца гнейсов, вытянутого в северо-западном направлении. Зона смятия занимает согласное положение по отношению к слоистости, гнейсоватости и общей вытянутости вмещающих пород. Она состоит из большого количества зон тектонических нарушений и трещин, ориентированных параллельно и кулисообразно по отношению друг к другу. В зоне широко проявлены процессы милонитизации, катаклаза и дробления.

В соответствии с тектонической обстановкой находится и форма рудных тел, так как метасоматиты, вмещающие урановое оруденение, имеют очень сложную конфигурацию. Часто это сеть мелких линз и прожилков, расположенных отдельными пятнами, цепочками, кулисообразно по отношению друг к другу. Иногда мелкие жилки и прожилки приурочиваются к очень сложным раздувам.

В возрастной последовательности среди метасоматитов выделяются породы пегматитового облика, пироксен-полевошпатовые жилы, линзы, гнезда, кварцевые жилы, линзы, гнезда; карбонатные прожилки.

Породы пегматитового облика по минеральному составу близки к пегматитам. Как и в последних, главными породообразующими минералами в них являются микроклин, плагиоклаз и кварц. В резко подчиненном количестве с характерным неравномерным выделением зерен распределены гранат, био-

тит и пироксен. В отдельных телах пегматитовых пород встречены чешуйки графита.

Пироксен-полевошпатовые тела развиваются по пегматитам и породам пегматитового облика. Их мощность не превышает первых метров, а длина по простиранию и падению чаще всего 10—15, в некоторых случаях — 100 м. Минеральный состав следующий (в %): полевого шпата 70—80, пироксена 5—20, биотита 0—10, кварца 5—10. Обычна примесь 2—3 % апатита; рудные минералы занимают до 1 % жильной массы. Среди полевых шпатов содержится 5—50 % плагиоклаза альбит-андезинового состава, 50—95 % микроклина. Цвет полевых шпатов серый, зеленовато-серый, зеленоватый, реже красноватый и розоватый. Калиевый полевой шпат в отличие от пегматоидов содержит меньшее количество дисперсных включений гидроксидов железа и микровключений серицита. На контакте кварцевых прожилков с крупными кристаллами калиевого полевого шпата развивается вторая генерация особенно чистых зерен микроклина.

Альбит содержит как калиевый полевой шпат, так и плагиоклазы олигоклаз-андезинового ряда. Он образует также каймы вокруг зерен плагиоклаза, заключенного в кали-натровом полевом шпате, частично замещая оба эти минерала. Кварц в большинстве случаев наложенный, но есть зерна до 1 см в поперечнике с «оплавленными» краями, по всей видимости, первичного кварца.

Урановое оруденение пространственно приурочено к окварцованным пегматоидам микроклинового состава и пироксен-полевошпатовым породам. В рудных пегматоидах четко проявляются процессы гематитизации, апатитизации и альбитизации.

Пострудные процессы характеризуются развитием хлорита, эпидота и карбоната. Урансодержащие пироксен-полевошпатовые образования отличаются от красноватых пегматоидов более темными тонами: зеленовато- и желтоватосерыми. В них более крупные кристаллы полевого шпата и пироксена, часто наблюдается наложение более позднего темного кварца, при этом пироксен перераспределяется в линзовидные скопления. Нередко в пироксен-полевошпатовой породе отмечаются макроскопически видимые чешуйки молибденита, рассеянного в жильной массе.

Наличие повышенной радиоактивности связано в основном с уранинитом. В ассоциации с ним, помимо молибденита, встречены небольшие количества пирита, пирротина, галенита, магнетита, рутила, анатаза, ильменита, монацита, циркона, цитролита, ксенотима, цералита и апатита. В отдельных участках апатит образует тонкие прожилки и содержание его возрастает до первых процентов жильной массы. Спектральным и радиометрическим анализами установлено, что в уранините содержится значительная примесь редкоземельных элементов и тория.

Очень редко, как и метасоматические минералы, замещающие пироксен и плагиоклаз, в пироксен-плагиоклазовых породах отмечаются карбонаты. Количество их в породе ничтожно. Они представлены мельчайшими вкрапленниками (сотые и тысячные доли миллиметров), рассеянными по породе. Иногда отдельные зерна пироксена почти полностью замещаются мелкозернистым агрегатом карбоната.

Процессы ожелезнения сопровождаются развитием маггемита, мушкетовита, гидрогематита. В кварцевых жилах содержатся до 1—3 % сульфидов (молибденита, галенита, сфалерита), уранинит, циркон, монацит, коффинит. Коффинит — характерный минерал кварцевых жил, он замещает уранинит и в свою очередь замещается сульфидами.

Карбонатные прожилки выделяются на темном фоне породы белым и розоватым цветом. Они слагаются агрегатом минералов мелко- и среднезернистой структуры. Мощность таких прожилков 0,1—1 см, длина по простиранию и падению достигает первых метров. Прожилки локализуются в пегматоидах и пироксен-плагиоклазовых образованиях. Основной их минерал — кальцит. В ассоциации с кальцитом встречены зерна арсенопирита, пирита и сфалерита. Эти минералы развиваются в зальбандах прожилков, иногда отмечается вкрапленность в центральной части. В отдельных карбонатных прожилках обнаружен самородный висмут. Альбититы и связанное с ними урановое оруденение локализуются в зонах многократной перемежаемости аплитоидных и пегматоидных гранитов с биотитовыми гнейсами, в местах флексурных изгибов этих полос и в участках их пересечения с тектоническими нарушениями. Зоны пере-

межаемости приурочены к контактам гнейсов с гранитными массивами и купольными поднятиями в полях мигматитов. При пересечении их тектоническими нарушениями оруденение блока локализуется обычно не в зоне главного разлома, а в отходящих от него ветвящихся нарушениях более высокого порядка.

Изучение минерального состава вмещающих пород, взаимоотношений их текстурных и структурных особенностей между собой показало, что натриевому метасоматозу предшествует широкое развитие процессов бластеза, диафоритового изменения и калиевого метасоматоза. Образовавшиеся при этих процессах породы в совокупности с реликтами исходных пород создают пеструю формацию, включающую в себя равномерно-зернистые граниты, смятые с пигматитовой плоччатостью и структурами будинажа гнейсы, очково-сланцевые и очково-трахитоидные граниты и мигматиты, пегматитовые жилы, кварц-микроклин-олигоклазовые биотитовые бластомилониты и бластоклазиты.

Наложенный характер процесса калиевого метасоматоза доказывается отсутствием следов бластеза в таблитчатых выделениях калиевого полевого шпата гранитов и мигматитов и многочисленными включениями в нем давленной мелко- и среднезернистой серицитизированной плагиоклаз-кварцевой массы. Такие же включения наблюдаются в калиевых полевых шпатах пегматоидных образований, для которых характерны нерезкие постепенные контакты с вмещающими породами. Развитие процессов калиевого метасоматоза приводит к выносу из пород кварца и образованию сиенитоподобных пород. Это породы красного цвета с пегматоидной, порфиробластовой, порфирокатакластической и бластоцементной структурой. Крупные кристаллы в форме порфиробласт представлены грубосдвойникованным микроклином, по которому развиваются решетчатый микроклин и альбит. Основная масса породы состоит из давленного кварца, ксеноморфных зерен микроклина, альбита, щелочного амфибола (типа кроссита). Трещины в породе заполнены карбонатом и пластинчатым альбитом.

Минеральный состав породы представлен грубосдвойникованным и решетчатым микроклином, плагиоклазом, кварцем, биотитом, хлоритом, щелочным амфиболом, эгирином, эпидотом, мускови-

том, карбонатами и рудными минералами.

Розетковидные щелочные амфиболы, хлорит и тонкодисперсные гидроксиды железа развиваются по трещинам в минералах и межзерновом пространстве. В зависимости от того, на какие породы накладываются процессы калиевого метасоматоза, выделяют апогнейсовые, апомигматитовые и апогранитовые сyenиты. Такое же подразделение принято и для альбититов, являющихся продуктами натриевого метасоматоза. Эти породы светлые с розоватым и красноватым оттенками.

Структура апомигматитовых и апогранитовых альбититов порфиробластовая из-за наличия крупных выделений альбита, а также гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, катакlastическая. Вокруг порфиробласт шахматного альбита образуются каемки идиоморфного альбита более основного (№ 7—8) состава, чем ядра порфиробласт (№ 4). В свою очередь порфиробласты альбита содержат пойкилитовые вроски более основного плагиоклаза (№ 11). Значительное количество альбита отмечается и в основной массе породы. В зависимости от способа образования выделяются следующие морфологические различия: альбит по микроклину с простыми двойниками; шахматный альбит по решетчатому микроклину; реликтовый альбит с полисинтетическими двойниками и большим количеством серицита; альбит цементирующей массы; пойкилитовые вроски в порфиробластах.

Породу слагают: альбит, щелочной амфибол, эгирина, хлорит, клиноцоизит, карбонаты, апатит и рудные минералы.

В зонах дробления порфиробласт развиваются клиноцоизит, дисперсный магнетит и гематит, гидроксиды железа. Иногда в межзерновом пространстве отмечаются карбонат, хлорит и радиально-лучистые агрегаты щелочного амфибола. В отдельных участках порода раздроблена до тонкозернистого состояния с образованием брекчиевой структуры.

Апогнейсовые альбититы имеют серый, розовато-серый и красный цвет. Текстура породы сланцеватая благодаря взаимопараллельной ориентировке скоплений хлорита и серицита. Структура породы гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, лепидогранобластовая. Часто порода почти нацело сложена более или менее изометричными зер-

нами альбита, а также альбитом с изрезанными краями. В незначительном количестве развивается карбонат, занимающий межзерновое пространство.

Кроме альбита они состоят из биотита, гидробиотита, хлорита, эгирина, щелочного амфибола (рибекита), клиноцоизита, карбоната, серицита, эпидота, кварца, магнетита, апатита и др.

Зоны дробления заполнены тонко перетертыми альбитом и карбонатом. Радиально-лучистые агрегаты зелено-бурого эгирина развиваются в ассоциации с карбонатом. В ассоциации с карбонатом и просто в межзерновом пространстве часто наблюдаются новообразованные мельчайшие чешуйки биотита, плеохроирующие от зеленоватого до светло-бурого цвета. Карбонаты представлены светлым прозрачным кальцитом и бурым карбонатом в рубашках гидроксида железа. Иногда в дробленных и давленных разностях отмечаются дендритовидные прорастания клиноцоизита и хлорита. В отдельных разностях обнаружено агрегатное сростание хлорита, клиноцоизита, скопления более или менее идиоморфных зерен эпидота и рудного минерала в форме цепочек мелких зерен вокруг альбита, переполнения зерен альбита тонкими иголочками хлорита и серицита.

В содержащих урановые минералы разностях альбититов структура породы порфиробластовая из-за наличия более крупных порфиробласт альбита, катакlastическая, неоднородная при дроблении отдельных участков до тонкозернистого состояния, гранобластовая и гипидиоморфнозернистая, когда идиоморфный альбит и карбонат заполняют межзерновое пространство.

Урановые минералы обычно вытянуты цепочками и приурочены к зонам бластеза. В ассоциации с ними наблюдаются темноцветные минералы и зерна карбоната с четкими двойниками. Межзерновое пространство часто заполнено зеленым эгирином, бурым акмитом, мелким альбитом, карбонатом. Эгирин иногда образует звездные, радиально-лучистые скопления. Минеральный состав породы следующий (в %): альбита — 98—99, микроклина с простыми двойниками — 0—1, эгирина и рибекита — 0—5, карбоната — 1—7, хлорита — 0—1, урановых минералов — 0,3—1. Последние представлены уранотитанитами переменного состава. Часто в ассоциации с этими минералами раз-

вит лейкоксен, реже рутил, сфен, ильменит. В резко подчиненном количестве встречаются уранинит, настуран, силикаты урана и др.

В породе можно выделить несколько морфологических разновидностей альбита: наполненную чешуйками серицита; с изогнутыми полисинтетическими двойниками; простыми двойниками; пойкилитовыми вростками; шахматную; новообразованную с полисинтетическими двойниками и несдвойникованную. Размер зерен порфиробластических выделений альбита — 3—5 мм, в основной массе породы — 0,1—3, а зонах бластеза — 0,01—0,3, в темноцветных минералах — 1,5—2 мм.

В большинстве случаев урановые минералы парагенетически связаны с карбонатом и эгирином, но характерно также их развитие по альбиту в зонах дробления и перекристаллизованных участках. Чем больше в породе кислого плагиоклаза (№ 0—3), тем меньше в ней урановых минералов.

Описанные выше группы альбититов затронуты процессами бластеза, катаклаза и милонитизации. В определенных участках эти процессы проявлены настолько интенсивно, что возникает необходимость выделения таких разновидностей в отдельную группу. Структура давленных разновидностей альбититов лепидогранобластовая из-за наличия более или менее изоморфных табличек альбита и участков, подвергшихся катаклазу и бластезу и несущих лейсты мусковита и гребенчатых зерен альбита.

В более катаклазированных разновидностях структура породы брекчиевая, бластоцементная. Альбит породы давленный с изогнутыми двойниками, большей частью с включениями серицита (реликтовый), реже чистый, иногда шахматный.

Он разбит на узловатые, округлые осколки, связанные тонкоперетертым материалом, состоящим из альбита и кварца. Зерна имеют зазубренные края, мозаичное угасание. В тонкозернистом агрегате цементной массы часто отмечаются хлорит, эгирин и карбонат, а сама порода сечется мелкими прожилками кварца (не более 0,6 мм).

Альбит в обломках и цементирующей массе встречается как несдвойникованный, так и с простыми и полисинтетическими двойниками. Иногда он имеет шахматную структуру. В отдельных

шлифах видно, что дробленный мелкозернистый агрегат подвергся бластической перекристаллизации и превратился в средне- и крупнозернистую породу, состоящую из чистых зерен альбита. В этих же участках развивается гранат. Он анизотропен, с очень низкими (до 0,001) интерференционными окрасками, с высоким показателем преломления, секториально угасающий, зональный. Окраска зерен в шлифах буроватая. В ассоциации с таким гранатом развивается эгирин-диопсид.

Иногда катаклаз прошел настолько интенсивно, что можно говорить о милонитовой структуре. В этих разновидностях хлорит собран в прослойки, а также образует с альбитом агрегаты зазубренных и давленных зерен. В хлоритовых прослойках отмечается большее количество рудного вещества, что косвенно может свидетельствовать о дроблении и истирании породы в условиях сухой среды. В породе развиты альбит, плагиоклаз, кварц, хлорит, эгирин, карбонат, эпидот, мусковит, магнетит, гематит, иногда эгирин-диопсид, клиноцоизит, гидрогранат.

Перекристаллизация делает несколько условным отнесение альбититов к тому или иному типу только по величине зерен и морфологическому облику породы. Поэтому существует другая классификация, в которой в зависимости от характерных минералов примесей среди альбититов выделяются эгириновые, рибекит-эгириновые, хлоритовые и сульфидно-гидрослюдистые разновидности.

В месторождениях со слабым эрозивным срезом метасоматиты прослеживаются на глубину до 1400 м. В верхних горизонтах метасоматических жил характерной примесью в альбититах является хлорит, с углублением на 200—300 м появляется рибекит и уже на глубине 400—500 м наиболее развиты рибекит-эгириновые разновидности. Отмечено, что урановые минералы тяготеют к более мощным и хорошо проработанным зонам.

Структурные условия локализации урановых месторождений, связанных со щелочно-карбонатным метасоматозом, их петрография, минеральный состав и вмещающих пород, метасоматитов и руд дают основание утверждать следующее.

1. Ураноносные щелочно-карбонатные метасоматиты локализуются в мо-

бильных зонах, окружающих блоковые останцы древних пород, преимущественно гранитоидного состава.

2. Характер метасоматических процессов и связанного с ними уранового оруденения определяется составом вмещающих пород и степенью метаморфизма. Процессы микроклинизации наиболее интенсивно проявлены в тех районах, где породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма, а для процессов альбитизации более благоприятны породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

3. Процесс метасоматического преобразования пород сложный и многоступенчатый. Наиболее ранними метасоматическими образованиями являются прожилки и скопления кварца в олигоклазовых гранитах, пространственно совмещенных с зонами микроклинитов (породы пегматитового облика, сиениты).

Развитие микроклина в плагиоклазовых гранитах, мигматитах, образование пегматоидного облика пород и сиенитов связаны с процессами калиевого метасоматоза, следующими во времени вслед за ранним окварцеванием пород. Для этой стадии характерны замещение плагиоклаза микроклином, образование новой генерации кварца, развитие акцессорного монацита, апатита, ксенотима, циркона, ортита, обогащенных ураном, торием, редкими землями цериевой группы.

Процессы калиевого метасоматоза сменяются во времени натриевым. В алюмосиликатных породах происходят раскисление плагиоклаза вплоть до образования альбита, значительный вынос из пород кремния, переотлагающегося в виде кварца новой генерации. Наиболее характерные акцессорные минералы этой стадии — апатит, циркон, магнетит, сфен, рутил, ильменит. В двух первых отмечается значительная примесь урана и редкоземельных элементов иттриевой группы.

Собственно урановая минерализация связана с поздними стадиями метасоматического преобразования пород. В

районах развития пород гранулитовой фации — это процессы окварцевания и диопсидизации, сопровождаемые выделением уранинита, часто содержащего значительные примеси тория и редких земель. В ассоциации с ним находятся молибденит, пирит, ширротын, галенит, магнетит, рутил, анатаз, ильменит, монацит, циркон, циртолит, ксенотим, це-ралит, апатит. В полях алюмосиликатных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, отложение урановых минералов (уранинит, титанаты и силикаты урана, настуран) сопровождается развитием альбита № 4—7, прожилковых и вкрапленных карбонатов, мелко-чешуйчатого биотита, эгирина. Для ураноносных альбититов характерны акцессорные минералы апатит, циркон, в ассоциации с которыми часто отмечается тонкодисперсный гематит.

Процессы кварцевого метасоматоза заключительной стадии метасоматического преобразования, приводящие к развитию линз и полос вторичных кварцитов, окварцованных пород, вкрапленников и прожилков кварца, интенсивно проявляются независимо от степени метаморфизма вмещающих пород. В прожилковом кварце на месторождениях и рудопроявлениях встречен коф-финит в ассоциации с пиритом.

4. Процессы калиевого метасоматоза в районах развития пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма распространены на больших площадях. Они привели к возникновению вытянутых полос мигматитов (шириной до 5—6 км) вдоль контактов с блоками более древних пород. К этим же полосам тяготеют мелкие массивы олигоклазовых равномернозернистых и порфиroidных гранитов, интенсивно измененных процессами калиевого метасоматоза вплоть до образования сиенитов. Более поздний натриевый метасоматоз локализован в зонах переслаивания, возникающих на контакте гранитоидов и мигматитов с останцами гнейсов. Здесь эти процессы контролируются тектоническими нарушениями и наиболее интенсивно проявлены в местах флексурных изгибов и в узлах пересечения тектонических зон различной ориентировки.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формации метаморфических месторождений в отличие от формаций метаморфизованных месторождений могут быть сгруппированы в особые формации, выделяемые по виду возникшего при метаморфизме полезного ископаемого, степени изменения вмещающих толщ, морфологии и составу рудных залежей и другим факторам. Наименования формаций условны и не отражают, конечно, всех особенностей составляющих их объектов. Индивидуальное своеобразие каждого из месторождений формации значительнее, чем в среде неметаморфизованных объектов, поскольку оно обуславливается также разнообразием условий метаморфизма.

Метаморфогенные растворы переносят мобилизованный ими материал пород и руд. По дальности этого переноса можно различать две группы метаморфогенных рудных образований. Первая включает минеральные концентрации типа альпийских жил, перекристаллизованных и «переминерализованных» залежей, мелких гнездовых скоплений и т. п., возникших из материала вмещающих пород, перенесенного на незначительное расстояние; вторая объединяет месторождения, образованные растворами, перемещенными на значительные расстояния, частично выделившимися из зон метаморфизма более высоких степеней, чем вмещающие породы. В нее входит большинство средне- и низкотемпературных месторождений жильной формы или прожилково-вкрапленных руд преимущественно цветных и отчасти редких и малых металлов, приуроченных к зонам смятия. Метаморфические рудные залежи и месторождения первой группы можно считать автохтонными, второй — аллохтонными.

Недостаточная изученность метаморфических месторождений вообще и отсутствие четкого разграничения между метаморфогенным и магматогенным ру-

дообразованием не позволяют составить в настоящее время подробный перечень формаций метаморфических месторождений.

Пегматиты привлекают внимание многочисленных исследователей. Тем не менее происхождение этих интересных образований остается дискуссионным. В. Д. Никитин [107] рассмотрел три основные группы представлений. По одной из них пегматиты образовались из специфического магматического расплава, по второй — метасоматическим путем и по третьей — постмагматической перекристаллизацией обычных магматических пород и путем позднейшего их метасоматического преобразования. Мы связываем образование пегматитов с процессами метаморфизма.

Полезные ископаемые пегматитов относятся к нерудному сырью (керамическое сырье, мусковит, пьезокварц и др.), но среди них встречаются месторождения различных редких металлов, а также месторождения олова и урана. Несмотря на различия в минералогическом составе, строении рудных тел и руд и второстепенных черт генезиса, все пегматиты следует относить к одной формации, так как они приурочены к гранитоидам и метаморфическим породам (мигматитам, гнейсам), имеющим близкий к гранитам валовой химический состав. Вид полезного ископаемого, минералогический состав и другие второстепенные особенности могут быть учтены при выделении подформаций.

В качестве особой формации метаморфических месторождений целесообразно выделять сегрегационные (альпийские) жилы. Эти секреторные образования характеризуются близким составом и ответствием их химического состава и непосредственно вмещающих их пород, что свидетельствует об их автохтонности. Это соответствие не распростра-

няется на количественные соотношения компонентов и на минералогический состав жил. Наоборот, в альпийских жилах часто концентрируются элементы, находящиеся в окружающих породах лишь в аксессуарных количествах, вследствие чего возникающие в жилах рудные компоненты содержат минералы относительно сложного состава, обусловленного концентрацией элементов, присутствующих в породах в рассеянном состоянии. Таковы, например, блеклые руды и другие сульфосоли. Соответствие составов альпийских жил и боковых пород столь тесное, что при пересечении жилой пачки пород ее состав на отдельных интервалах повторяет состав непосредственно вмещающих слоев.

Размеры и мощность секретионных жил самые разнообразные — от микроскопических выделений и прожилков до крупных тел длиной в сотни метров. Поскольку минеральный состав жил зависит от состава вмещающих пород, которыми могут быть любые геологические комплексы, претерпевшие метаморфизм даже невысоких степеней или только диагенетические и катагенетические преобразования, то большее количество жил сложено различными нерудными компонентами: кварцем, карбонатами, хлоритом, альбитом и многими другими, иногда в виде почти мономинеральных образований или присутствующих лишь в незначительных количествах.

В монографии П. Ниггли, Дж. Кенингсбергера и Р. Таркера [183] описано 340 минералов из альпийских клюфтов, развившихся в различных породах в условиях различных фаций метаморфизма. В числе минералов клюфтов перечислено значительное количество рудных: самородных металлов (висмут, золото, электрум, серебро, медь, аварит); сульфидов, арсенидов, различных сульфосолей, а также оксидов, карбонатов, вольфраматов и др. Хотя рудные минералы вообще не характерны для секретионных безрудных образований, они закономерно возникают в породах, обогащенных рудными минералами, составляя иногда рудные тела.

В железистых кварцитах криворожских месторождений секретионные жилы сложены магнетитом, в колчеданных залежах Урала — сульфидами, причем количество халькопирита, сфа-

лерита и блеклой руды в них значительнее, чем в массе руды, а главный минерал последней — пирит — часто находится только в подчиненных количествах. В рудах месторождений медистых песчаников, в которых сульфиды составляют относительно редкую вкрапленность, в секретионных жилах медистые минералы играют существенную роль, а иногда образуют небольшие массивно-сульфидные скопления почти без нерудных составляющих.

Рудные месторождения, представленные в основном альпийскими жилами, немногочисленны, что, по-видимому, объясняется отсутствием четких критериев различия между альпийскими жилами и жилами другого типа. Намеченные В. С. Домаревым [44] отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений в значительной степени можно рассматривать как различия между автохтонными и аллохтонными залежами, четких границ между которыми также нет. Если метаморфические растворы, выделяющиеся из пород, по структурным условиям метаморфизируемой толщи могут концентрироваться в проницаемых участках — более или менее открытых трещинах и трещинных зонах, зонах дробления и тому подобных структурных элементах, то они могут и перемещаться в этих зонах на различное расстояние. Такие «оторванные» от источника жильные или жилообразные образования наблюдаются во многих метаморфизованных месторождениях. К ним относятся рудоносные жилы месторождения Мудум, приуроченного к фальбандам Норвегии и рассматриваемого как самостоятельное месторождение [170]. Многие жильные месторождения, генезис которых традиционно связывают с экзотическими растворами глубинного (магматического) происхождения, в действительности являются образованиями аллохтонных жил «альпийского типа».

Сегрегационные образования бывают не только жильной формы. В метаморфизованных месторождениях постоянно встречаются линзы, штоки, штокверки и неправильной формы участки пород, представляющие собой рудные скопления. Такие образования возникают как в условиях низких степеней метаморфизма, например в стратиформных (осадочных) месторождениях цветных металлов, особенно часто в полиметаллических месторождениях в кар-

бонатных толщах, так и в условиях высокотемпературных фаций, например, в австралийском «скарновом» урановом месторождении Мэри Кетлин.

Железистые кварциты встречаются почти исключительно в докембрии — от раннего архея до позднего рифея. Как всякие докембрийские образования, они всегда метаморфизованы и во всех учебниках по рудным месторождениям (В. А. Обручева, Н. И. Свитальского, П. М. Татарина и др.) рассматриваются как типичные метаморфогенные образования. Степень метаморфизма их весьма различна — от сильно измененных объектов, которые уже можно относить к метаморфическим, до пород, в которых магнетитовые слои чередуются со слоями слабоизмененных осадочных пород (месторождения Малого Хингана). Сходные образования, правда, не достигающие крупных размеров, известны и в палеозое. Породы, петрографически весьма близкие докембрийским, встречаются в девонских месторождениях Тургая [151]. В литературе есть указания на наличие железистых кварцитов палеозойского возраста и в других регионах СССР, но все проявления железистых кварцитов моложе хинганских и не образуют крупных месторождений.

Скарновые месторождения включают обширную группу рудных образований, различающихся по форме, составу, происхождению и условиям проявления. В отношении генезиса скарновых месторождений высказываются различные мнения, да и сам термин «скарн» понимается неодинаково. Некоторые исследователи называют скарнами измененные породы, обогащенные «скарновыми» минералами: гранатами, пироксенами, амфиболами и другими, независимо от их происхождения. По мнению других, скарнами следует называть метасоматические породы определенного состава, возникающие в локальных зонах при воздействии на вмещающие толщи магматических интрузий или выделяющихся из магмы флюидов.

Скарновые месторождения можно классифицировать по различным критериям: составу полезных компонентов, минералогическому составу скарнов, морфологии и условиям образования залежей. В скарновых месторождениях в промышленных количествах встречаются в различных комбинациях желе-

зо, медь, свинец, цинк, кобальт, вольфрам, олово, молибден, золото, мышьяк, марганец, бор, вследствие чего по минералогическим критериям можно выделить многочисленные и разнообразные типы. Большинство из них связано с известковыми скарнами.

Для металлогении скарновые месторождения целесообразно сгруппировать по геологическим условиям их нахождения. Л. Н. Овчинников [109] по этому принципу предложил классифицировать скарновые месторождения Урала, выделив среди них четыре типа: рудные залежи в контакте интрузивов с вмещающими породами — главным образом с известняками; залежи пластообразной формы в вулканогенно-осадочных толщах; залежи в ксенолитах известняков в интрузивах и залежи, приуроченные к разломам. Первые два типа включают в себя не только рассмотренные Л. Н. Овчинниковым железорудные залежи, но также залежи других металлов и не только на Урале, а во многих других районах. Каждый из них имеет свои особенности. Целесообразно именно эти типы рассматривать как различные формации скарновых месторождений. Другие критерии можно использовать для выделения субформаций. Залежи в ксенолитах известняков в интрузивах являются разновидностью месторождений первого типа, а в залежах, приуроченных к разломам, характерные черты скарновых месторождений «отступают на задний план или же отсутствуют совсем». Этот тип оруденения «в преобладающем числе случаев проявляется в сочетании с другими...на площадях интенсивного рудообразования» [124].

Контактово-метаморфические скарновые месторождения представляют собой достаточно характерную давно выделяемую в классификациях группу минеральных образований. Основной чертой их является положение скарновых зон непосредственно в контакте интрузивов с вмещающими породами или частично около него.

Интрузивы представлены преимущественно умеренно кислыми гранитоидами: гранодиоритами, кварцевыми диоритами, сиенитами, являющимися дериватами мантийных магм габброидной формации. Скарнированию подвергаются как интрузивные породы, так и породы вмещающих толщ, чаще известняки, но также различные вулка-

ниты. Наиболее ранние высокотемпературные скарновые минералы — в основном гранат и пироксен, к которым при последующих процессах добавляются амфиболы, эпидот, хлорит. В эндоскарнах нередко сохраняются структура и акцессорные минералы изверженных исходных пород, в скарнах, образованных по известнякам, обычно встречается кальцит.

Морфология и размеры рудных залежей зависят от положения контактов, мощности и залегания благоприятных для скарнирования преимущественно карбонатных пластов и т. д.

Для докембрия контактово-метаморфические месторождения не характерны и крупных объектов этой формации в докембрии нет.

Рудные залежи скарновых месторождений второй формации не связаны с интрузивными массивами и приурочены к существенно осадочно-вулканогенным толщам, отдельные члены которых (осадочные или вулканогенные) скарнированы. Рудные минералы располагаются в скарнированных породах (скарноидах) или концентрируются вокруг. В соответствии с залеганием скарноидов рудные залежи часто имеют пластообразную форму и полосчатую текстуру. Нередко они располагаются на границе карбонатных и силикатных пород. Образование таких залежей, очевидно, не связано с интрузивным магматизмом и привнесом рудообразующих компонентов из магматического источника, а обязано миграции и перераспределению металлов рудовмещающих толщ под влиянием агентов регионального метаморфизма, причем рудообразование в основном происходит позже скарнирования. Месторождения рассматриваемой формации широко распространены в фанерозое. К ним, например, относятся железорудные месторождения Соколово-Сарбайской группы Тургайского прогиба и других железорудных месторождений Среднего и Северного Урала, Дашкесанское месторождение Азербайджана, некоторые месторождения Горной Шории. По-видимому, к этой же формации можно отнести пластовые залежи медных руд Богословского, Башмаковского и других месторождений Турьинских рудников на Урале, залегающих в эффузивно-осадочной толще и представляющих собой эпидотизированные и скарнированные вулканиты с более или менее густой

вкрапленностью сульфидов. Подобные примеры можно найти и среди полиметаллических и вольфрамовых скарновых месторождений.

К рассматриваемой формации относятся небольшие, но многочисленные месторождения, широко проявленные на Балтийском и Алданском щитах. Скарново-магнетитовые месторождения Алданского щита, по описанию Т. В. Билибиной и других [46], представлены обычно магнетитовыми рудами, локализующимися на контакте карбонатных и алюмосиликатных толщ, сложенных, с одной стороны, доломитовыми и кальцитовыми мраморами и кальцифирами, а с другой — роговообманковыми, диопсид-биотит-роговообманковыми, двупироксеновыми, силлиманитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами. В зонах сочленения с алюмосиликатными породами мраморы превращены в форстеритовые, диопсидовые, диопсид-флогопитовые и диопсид-гранатовые скарноиды и серпентинизированные породы. Магнетитовые залежи обычно приурочены к флексурным изгибам крыльев крупных синклинальных складок. Крутопадающие рудные залежи образуют полосы длиной до 1500 м и более. Мощность их составляет 15—70 м, протяженность на глубину до 1000 м. Максимальное содержание железа, по данным В. А. Перваго, достигает 3,78 %, серы — 5—6, фосфора — 0,1 %. В качестве примесей встречаются медь, кобальт, ванадий, вольфрам и молибден. Текстуры руд массивные, полосчатые и пятнисто-гнездовидные.

На Балтийском щите скарново-железорудные, а также скарново-марганцеворудные месторождения распространены среди пород осадочно-вулканогенной толщи в Центральной и Северной Швеции [37, 157]. Вулканические породы превращены в лептиты и геллефлинты, причем лептиты сильнее метаморфизованы и обладают тонкозернистой перекристаллизованной основной массой, тогда как геллефлинты с их плотной основной массой менее затронуты метаморфизмом. Возможно, лептиты были глинистыми песчаниками. Среди осадочных пород толщ находятся известняки и доломиты. Верхняя осадочная часть лептитовой толщи содержит граувакки, сланцы и конгломераты, иногда с включением основных мандельштейнов и шлаковых агломера-

тов, причем все они метаморфизованы с образованием зеленокаменных пород («скарнов»). Железные месторождения связаны исключительно с наиболее глубоко залегающими лептитами и геллефлинтами, но среди них, а также среди скарно-марганцевых месторождений есть некоторые различия, соответствующие различным первичным процессам их образования. Залегание рудных тел контролируется интенсивной складчатостью рудовмещающей толщи.

Минеральный состав скарновых железных руд непостоянен и среди них выделяют четыре типа: кварцевые, состоящие из магнетита, роговой обманки, граната, эпидота и кварца; метасиликатные, представленные магнетитом, гранатом, авгитом и роговыми обманками; основные, с магнетитом, оливином, слюдой, серпентином и часто с карбонатами; карбонатные. Содержание железа в рудах — 35—60 %, кремнезема — 10—20, фосфора — 0,005—0,02, серы — 0,007—0,5 %. Некоторые руды содержат до нескольких процентов марганца.

Размеры месторождений относительно невелики. В большинстве случаев они представлены тектонически обрешенными блоками, пластами или другой формы телами, иногда очень сложных и складчатых очертаний, залегающими или в кристаллических известняках и доломитовых мраморах, или среди лептитов. Мощность рудных тел — 5—10, длина по простиранию — 400 м.

Генезис месторождений трактуется различно. По-видимому, некоторые метасиликатные скарновые руды были осадочными образованиями. Скарновые минералы образовались впоследствии под влиянием регионального метаморфизма. Другие рудные тела первоначально образовались путем гидротермального или инфильтрационного замещения, а в некоторых случаях — в связи с контактово-пневматолитовыми процессами.

К скарново-марганцевым месторождениям района относится месторождение Лангбан, широко известное большим количеством различных минералов, входящих в состав рудных тел (сульфиды меди, свинца, цинка и самородные металлы). Рудные тела месторождения Лангбан залегают в крупном массиве доломитов, приуроченных к верхней части калиевых лептитов [37]. Рудная зона подверглась воздействию двух про-

цессов складкообразования. В результате первого возникли пологие складки с почти горизонтальными осями, а второй, более интенсивный, привел к появлению Z-образных складок, погружающихся на запад-запад, юго-запад под углами 35—75°. Рудные тела сложены оксидами железа или марганца. Их контакты с вмещающими доломитами нечеткие, причем во всей массе доломитов содержатся небольшие вкрапления рудных и скарновых минералов. Примыкающие первоначально к доломитам гематит-кварцевые рудные тела были сильно изменены до магнетитовой руды, богатой такими скарновыми минералами, как диопсид, тремолит-актинолит, гранат, оливин и серпентин.

Добыча марганцевых и железных руд на месторождении Лангбан прекратилась в начале 50-х годов нынешнего столетия. В высокосортных марганцевых рудах содержалось 38 % марганца, во второсортных — 28, а в калий-марганцевых — 12—14 %. Количество железа в железной руде составляло около 60 %.

К рассматриваемой формации метаморфогенных скарновых месторождений, очевидно, следует отнести и единственное значительное скарновое урановое месторождение Мэри Кэтлин в Австралии. Урановая минерализация этого среднепротерозойского месторождения приурочена к толще метаморфизованных осадочных пород со смешанным типом карбонатно-кlastических береговых и прибрежных отложений [149]. Рудное тело Мэри Кэтлин находится в погружающейся на север синклинали. Оруденение представлено уранинитом, образующим тонкую вкрапленность в ортитсодержащих телах, залегающих среди гранатизированных пород. Кроме граната андрадит-гроссулярового ряда в скарнированных породах встречаются диопсид, скаполит и альбит. Из рудных минералов в небольшом количестве (местами до 2 %) обнаружены различные сульфиды. Рудное тело имеет удлиненную линзовидную форму, грубо параллельную границам широкой зоны минерализации. Соотношение рудных линз со стратиграфическими пачками в верхней части замаскировано процессами гранитообразования, но на глубине они в основном стратиформны. Рудное поле пересекается дайкой диоритов или метагаббро, содержащих ксенолиты интродуцированных осадочных

пород. Непосредственной связи оруденения с диоритами не установлено и, по мнению Дж. Хоукинса, уран в осадки мог поступать из гранитного массива или мог быть ремобилизован при метаморфизме внутри толщи осадков. Второе предположение более вероятно.

Большую группу составляют скарновые (неконтактовые) месторождения вольфрама, которые представляют собой подформацию рассматриваемой формации. Примером таких месторождений могут служить многочисленные проявления шеелитовой минерализации, распространенные в Южном Китае, где установлена вольфрамоносная провинция, по значимости для вольфрама сходная с оловоносной провинцией юго-восточной Азии [167]. В этой провинции выявлены вольфрамовые месторождения различных типов и возраста и среди них — стратиформные шеелитовые залежи верхнего докембрия, ассоциирующие с вулканогенными породами, в разной степени скарнированными. Стратиформные месторождения нескольких типов находятся и среди палеозойских отложений. По мнению китайских геологов, все эти месторождения связаны с метаморфизмом, а шеелит, вероятно, типичный скарновый минерал.

Колчеданные месторождения — один из наиболее распространенных во времени и пространстве типов рудных концентраций. Они формировались от раннего архея до современности и известны в складчатых областях всех континентов. Среди них можно выделить несколько типов по составу руд, вмещающим породам и др. Индивидуальными особенностями обладают и отдельные объекты. Одним из типов месторождений являются залежи, которые по некоторым признакам рассматриваются как метаморфические образования. Примерами таких месторождений являются колчеданные залежи района Оутокумпу в Финляндии, включающие одно из самых крупных рудных месторождений этой страны, залегающее в нижнепротерозойской толще кварцитов, серпентинитов, слюдястых и черных (пирито-графитовых) сланцев, карбонатных пород и скарнов. Метаосадочная толща протягивается более чем на 200 км при длине месторождения 4000 м. Рудные залежи стратиформны и следуют складчатости — структуре

сланцевой зоны флишеидных осадков. Интрузивных пород на площади месторождения нет.

Пологозалегающие рудные тела сложены массивными рудами, состоящими из сульфидов железа (пирита и подчиненного пирротина), халькопирита и сфалерита с различными более редкими минералами. В составе руд помимо меди и цинка отмечаются кобальт, никель, серебро, золото. Кроме массивных медно-кобальто-цинковых руд распространены и полосчатые. Полосчатость их обусловлена расположением сульфидов и кварца, изредка также скарновых минералов в виде четких полос. Околорудных изменений не установлено и контакты рудного тела с вмещающими породами резкие, хотя контакт с серпентинитами часто осложнен подвижками и хлоритизирован. Руда содержит 9,8 % меди, 1 % цинка, 0,24 % кобальта, 0,12 % никеля, 0,08 ppm золота, 9 ppm серебра и 0,005 % свинца. В руде находятся также селен, ванадий и хром. Развитие в рудах кобальта, никеля и хрома отличает руды Оутокумпу от руд месторождений, связанных с вулканизмом, для которых эти металлы не характерны. Наличие этих металлов в рудах Оутокумпу понятно, если учесть, что источником рудного вещества являлись породы вмещающей толщи, в составе которой содержались серпентиниты. Минералы колчеданных залежей Оутокумпу синхронны и сингенетичны минералам вмещающих пород, что подтверждает мнение о том, что руды и породы образованы в процессе метаморфизма. Полосчатые текстуры руд Оутокумпу весьма сходны со слоистыми текстурами осадочных пород.

Существующие представления о том, что это осадочное месторождение, позднее метаморфизованное, менее вероятно (если не предполагать существенную постседиментационную его переработку), так как реликтов первично-осадочного происхождения в рудах пока не выявлено.

Месторождения района Оутокумпу — не единственные объекты предположительно метаморфического происхождения. Г. Шнейдерхен [157] среди метаморфогенных месторождений выделяет группу «дислокационно-метаморфизованных колчеданных месторождений», к которым он относит, в частности, месторождение Раммельсберг в Герма-

нии, полиметаллические залежи Маунт Айзы в Австралии и др.

Все колчеданные месторождения, кроме молодых (кайнозойских), — метаморфизованы. Это полностью относится к докембрийским объектам, среди которых неметаморфизованных образований нет. В этом случае отличать метаморфические месторождения от магматогенных затруднительно. В первом приближении можно основываться на критериях, которые указаны для месторождения Оутокумпу (не принимая во внимание того необычного состава руд, который связан с геохимическими особенностями вмещающих толщ). Такие критерии характеризуют в основном колчеданные залежи, приуроченные к осадочным толщам без признаков синхронного вулканизма.

В результате процессов метаморфизма образуются концентрации титановых минералов, среди которых И. И. Малышев [195] различает как метаморфизованные, так и метаморфические объекты. К метаморфизованным он относит древние измененные верхнепротерозойские и палеозойские россыпи, известные, например, на западном склоне Урала в Башкирском поднятии

в песчаниках зильмердакской свиты верхнего протерозоя, содержащих рутил-циркон-ильменитовые руды, а также месторождения Робинзон Кок в штате Виргиния (США). Залежи массивных титансодержащих руд магматогенных месторождений почти не подвергаются метаморфизму. Метаморфическими образованиями, по мнению И. И. Малышева, являются кристаллические сланцы с вкрапленностью рутила и реже ильменита, образовавшиеся при интенсивном метаморфизме глинистых пород, содержащих повышенные количества титана. Таковы проявления в некоторых зонах кейвинских кианитовых сланцев Кольского п-ова. В сланцах, возникших путем метаморфизма магматических пород, также могут формироваться промышленные количества рутила и ильменита, как, например, в хлоритовых сланцах, образовавшихся, возможно, из габбро-широксенитовых пород в округе Харворд (США). На Урале метаморфические месторождения в зоне Урал-Тау приурочены к гнейсам, кристаллическим сланцам и продуктам метаморфизма габброидных пород. К метаморфическим относится Кузнечинское месторождение на Урале.

ФОРМАЦИИ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

Метаморфогенные сульфидные никелевые и медно-никелевые рудные формации генетически и пространственно связаны с доорогенными или синорогенными интрузивными телами основного и ультраосновного состава, а также с метаморфизмом образований системы: породы рамы, интрузивные тела, размещенные в тех и других породах рудные вещества и концентрации.

ФОРМАЦИИ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД В РАССЛОЕННЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ

Сульфидные медно-никелевые месторождения приурочены к дифференцированным базит-гипербазитовым комплексам. Сульфидное рудное вещество этих комплексов находилось уже в магматическом расплаве. В тех случаях, когда процессы становления интрузивных комплексов были благоприятны для широкой дифференциации вещества, обликующие сульфиды концентрировались в промышленные сульфидные рудные залежи еще в магматическую (в широком смысле) стадию процесса. Образование этих руд не предполагает обязательную связь с ликвационно-магматическим процессом и внутрикамерной дифференциацией вещества. Многие исследователи считают, что необходимым условием возникновения этих руд является дифференциация вещества в промежуточных магматических очагах [70], участие летучих компонентов [58] и т. д. Такие рудные залежи сингенетичны интрузивным комплексам и, как и последние, претерпели воздействие последующего метаморфизма.

В первично-магматических рудах в процессе регионального метаморфизма существенно изменились как рудная, так и особенно силикатная составляющие. Это значительно повлияло на свойства сингенетических руд. Вследствие метаморфической перекристаллизации

С формационных позиций метаморфогенные сульфидные никелевые и медно-никелевые месторождения можно объединить в формации: сульфидных медно-никелевых руд в расслоенных базит-гипербазитовых комплексах; сульфидных медно-никелевых руд в гипербазитовых комплексах; сульфидных никелевых руд в коматитах.

и дифференциации в рудах появляются новые минералы в количествах, представляющих промышленный интерес, которые могут извлекаться в самостоятельные концентраты — хризотил-асбест, магнетит, тальк. Сингенетические руды метаморфогенных базит-гипербазитовых медно-никелевых формаций, по классификации Я. Н. Белевцева и Б. И. Горошникова [8], относятся к метаморфизованным. В тектонических зонах (кинкбанд-структурах), где сульфидсодержащие гипербазиты подвергались пластическим или хрупкопластическим деформациям, происходил интенсивный метасоматический обмен между интрузивом и вмещающими его породами. Он сопровождался существенным перераспределением первично-магматического рудного вещества. В первичных сингенетических рудных телах возникли обширные зоны мобилизации рудного вещества, которое отлагалось в сопредельных тектонических зонах, в трещинах обрыва и полостях отслоения (как в самом интрузиве, так и во вмещающих породах), создавая вторичные рудные залежи. Как правило, рудные залежи компактнее, чем сингенетические, но сложены более богатыми рудами.

Чаще всего вторичные рудные залежи приурочены к интрузивным телам, содержащим сингенетические вкраплен-

ные руды, и образуются в результате частичного переотложения последних. Однако они могут формироваться и в следствии концентрации рассеянной первично-магматической сульфидной вкрапленности, если запасы ее в зоне мобилизации достаточны для образования промышленного месторождения. Такие рудные залежи считаются метаморфическими [8].

В отличие от магматогенных медно-никелевых формаций, приуроченных к крупным сложнодифференцированным интрузивам (Бушвельдский, Сёдбери и др.), метаморфогенные сульфидные медно-никелевые формации связаны с небольшими пласто- и линзообразными и т. п. телами мощностью первые десятки метров. Во многих случаях эти тела не самостоятельные интрузивы или эффузивы, а представляют собой тектонические блоки-будины, сформировавшиеся в период орогенеза и регионального метаморфизма. Они имеют субсогласное с вмещающими породами залегание и тектонические контакты. Интрузивные тела, с которыми связано оруденение, могут быть дифференцированными или недифференцированными, основного или ультраосновного состава. В целом во всей никеленосной формации магматическая дифференциация вещества наблюдается достаточно отчетливо.

Базит-гипербазитовые никеленосные формации — это комплексы, включающие десятки или даже сотни сравнительно небольших дифференцированных или недифференцированных интрузивных тел. Наиболее крупные интрузивные тела мощностью до 300 м, как правило, дифференцированы и сложены (снизу вверх) перидотитами, оливинитами, верлитами, пироксенитами, габбро, норитами и т. п. Мелкие тела могут быть дифференцированными и иметь то же строение, что и крупные, или недифференцированными, сложенными или перидотитами (оливинитами, верлитами), или габброидами. Четкой корреляционной зависимости между размерами интрузива и степенью дифференцированности нет. При близости химизма аналогичных по петрографическому составу пород различных интрузивных тел, средний химический состав последних значительно изменяется. В некоторых случаях (например, в Печенгском рудном поле) средние составы отдельных интрузивных тел образуют непрерывный ряд. Это указывает, что наряду

с внутрикамерной дифференциацией вещества, ответственной за расслоенность отдельных интрузивных тел, существовала докамерная дифференциация, ответственная за разнообразие среднего состава интрузивных тел. Дифференционные ряды внутрикамерной и докамерной дифференциации, хотя и имеют общую направленность, существенно различаются. Предполагается, что существенно различались и механизмы докамерной и внутрикамерной дифференциации. Наиболее вероятным механизмом внутрикамерной дифференциации вещества являлась гравитационно-кристаллизационная дифференциация, тогда как докамерной — ликвационная.

Докамерная дифференциация протекала в промежуточных магматических очагах, где наряду с сульфидно-силикатной происходила и силикатно-силикатная ликвация [70]. Эти процессы обуславливали не только различия в составах отдельных интрузивных тел и участие основных и ультраосновных дифференциатов в них, но и содержание сульфидной фазы в породах сульфидного и силикатного никеля в ультраосновных дифференциатах.

В связи с этим нет прямой корреляционной зависимости между размерами интрузива и степенью его дифференцированности, с одной стороны, и количеством и качеством сингенетических руд — с другой. Большинство крупных интрузивных тел содержит залежи сингенетических руд, однако местами в мелких интрузивах встречаются более богатые и более крупные по запасам рудные тела. При этом средние содержания сульфидов в интрузивном теле могут многократно превосходить пределы его растворимости в силикатном расплаве, отвечающем среднему составу интрузивного тела. Метаморфические преобразования пород и руд наиболее интенсивны вблизи тектонических контактов интрузивного тела с вмещающими породами и тектонических нарушений раннего заложения. По мере удаления от контактов и тектонических швов интенсивность метаморфических преобразований уменьшается и в ядрах крупных интрузивных тел иногда встречаются породы, не испытавшие регионально-метаморфических преобразований.

Для никеленосных формаций, претерпевших зеленосланцевый метамор-

физм, наблюдается следующая зональность в преобразовании гипербазитовых дифференциатов: периферическая зона — хлорит-актинолитовые сланцы, хлорит-тальковые или тальк-карбонатные сланцы, далее — хризотил-лизардитовые серпентиниты и в ядре — серпентинизированные перидотиты (оливинит, верлит и т. п.). Мощность отдельных зон в различных интрузивных телах даже одной и той же никеленосной формации значительно изменяется и зависит от структурно-тектонического положения и размеров интрузивного тела, водообильности вмещающих пород и т. д.

Параллельно регионально-метаморфическим преобразованиям пород происходят метаморфические изменения сингенетических руд. Вблизи поперечных разрывных тектонических нарушений в серпентинизированных перидотитах, иногда содержащих промышленную сульфидную медно-никелевую вкрапленность, формируется хризотил-асбестовая и магнетитовая минерализация. В серпентинитах повсеместно из сульфидов железа и железистой составляющей оливина образуется магнетитовая минерализация, в хлорито-тальковых и тальк-карбонатных породах — промышленные концентрации талька.

Существенно преобразуется и само сульфидное вещество, которое испытывает собирательную перекристаллизацию. Пламеневидные вроски пентландита в пирротине, представляющие собой структуры распада моносульфидного твердого раствора, характерные для вкрапленных руд неметаморфизованных месторождений (Норильский и Мончегорский рудные районы и многие другие), постепенно уступают место порфиробластам пентландита в пирротин-пентландитовой сульфидной матрице. Параллельно с этим частично, а иногда и полностью пирротин замещается магнетитом, а пентландит — виоларитом. Интенсивность процесса магнетитизации нарастает при снижении содержания сульфидной фазы в породе. Определенное влияние на процесс магнетитизации оказывают тектонические структуры раннего заложения (дометаморфические). В одинаковых по содержанию первично-магматических сульфидных рудах по мере приближения к тектоническому шву магнетитизация пирротина плавно возрастает, достигая максимума на удалении 20—

30 м от тектонического шва. Здесь пирротин может быть нацело замещен магнетитом, а халькопирит — иногда борнитом. При дальнейшем приближении к тектоническому шву наблюдается частичное переотложение рудного вещества. Наряду с сингенетическими вкрапленниками, интенсивно магнетитизированными, появляются эпигенетические, не содержащие магнетита. Вследствие этого среднее содержание магнетита в руде уменьшается.

Появление эпигенетических вкрапленников в метаморфизованных рудах и даже просечек, прожилков сульфидного, серпентин-сульфидного, сульфидно-талькового и сульфидно-карбонатного состава вблизи тектонических швов раннего заложения и контактов интрузивного тела связано с локальным переотложением первичного сульфидного вещества. При сопоставлении многочисленных статистически представительных выборок не обнаружено значимых различий ни в средних содержаниях, ни в изменчивости содержаний главных рудогенных элементов.

Морфология сингенетических рудных залежей обычно проста. Это пластобразные, реже — линзообразные залежи, контакты которых субпараллельны первично-магматической расчлененности интрузивов. Рудные залежи преимущественно тяготеют к нижним контактам интрузивных тел, но иногда они образуют «висячие» горизонты. И в том и в другом случае рудные залежи приурочены к наиболее бедным кремнеземом породам. Сингенетические рудные залежи имеют внутреннюю зональность, обусловленную первичной неоднородностью в распределении сульфидного рудного вещества. От подошвы рудного тела к его кровле постепенно снижается содержание сульфидной фазы в породе и параллельно общее содержание цветных металлов в руде, но возрастает относительное содержание никеля и кобальта в сульфидной фазе, а также кобальт-никелевое отношение.

На количественные соотношения ведущих рудных элементов оказывает влияние минеральный состав силикатной части руды. В существенно оливиновых породах сульфидные вкрапленники богаче пирротином и беднее халькопиритом, чем в существенно пироксеновых. В последних при прочих равных условиях сингенетические рудные

вкрапленники имеют более крупные размеры.

На первичную зональность рудных тел накладывается вторичная, метаморфическая. Она контролируется не первичной расслоенностью интрузива, а тектоническими контактами интрузивного тела и тектоническими структурами внутри интрузива.

Особую роль играют тектонические структуры, в которых происходили пластические деформации гипербазитов, в том числе и сингенетических руд. В этих структурных зонах первичная сульфидная вкрапленность иногда полностью исчезает, и в телах сингенетических руд образуются безрудные участки, иногда значительные по протяженности. Эти участки принципиально отличаются от первично безрудных интрузивных тел.

Вещественный состав сингенетических руд прост и сравнительно однороден на месторождении. Состав сульфидной вкрапленности закономерно изменяется от подошвы рудного тела к кровле, но по простиранию, вдоль первично-магматической расслоенности, если не накладывается метаморфическая зональность, — он варьирует незначительно. Сингенетические вкрапленники сложены обычно пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Характерно, что распределение Ni, Co и Fe между пирротинном и пентландитом, а в сульфидных включениях в серпентинизированном оливине — между сульфидной и силикатной фазой — равновесное.

В метаморфическом процессе сингенетические сульфиды частично замещаются магнетитом, минералами группы виоларита-зигенита, макинавитом, пиритом и т. д., однако чаще они играют подчиненную роль. Лишь в некоторых случаях эти минералы являются главными в сингенетических рудах. Вкряст магматической расслоенности закономерно изменяется и содержание всех рудогенных элементов. Изменчивость этих содержаний в направлении первично-магматической расслоенности лишь немногим превышает изменчивость петрогенных элементов. Следствием указанных выше особенностей распределения являются тесные корреляционные связи между содержаниями Ni и Co и Ni и S, Ni и Cu. В зонах пластических деформаций не только значительно уменьшаются средние содержа-

ния всех рудогенных элементов, но и резко увеличивается (в два-три раза) их изменчивость.

Вследствие дифференциальной подвижности вещества в зонах пластических деформаций гипербазитов (в зонах мобилизации) формируется метасоматическая зональность. В передовой зоне метасоматической колонки силикатами (антгоритом, тальком или амфиболами актинолит-тремолитового ряда) замещается только пирротин. Следующая зона характеризуется метасоматическим замещением халькопирита и, наконец, в тыловой зоне полностью замещаются первичные сульфиды. Результатом дифференциальной подвижности вещества является и нарушение корреляционных связей Ni — Cu, Ni — S и даже Ni — Co, которые в магматическом процессе входили в одни и те же минералы (в высокотемпературную стадию в моносульфидный твердый раствор M_{ss}).

Таким образом, метаморфические воздействия на сингенетические руды на прогрессивном этапе регионального метаморфизма обусловили магнетитизацию пирротина, образование магнетита по серпентинизируемому оливину, появление нерудных минералов — хризотил-асбеста и талька. При переработке таких метаморфизованных руд традиционными методами усложняется раскрытие рудных зерен, нарушается селективность обогатительного процесса из-за высоких содержаний флотоактивных и шламообразующих минералов. Однако при изменении технологии такие руды можно использовать как комплексное сырье.

На регрессивном этапе регионального метаморфизма в связи с пластическими деформациями гипербазитов происходит значительное перераспределение сингенетической рудной вкрапленности. Качество сингенетических руд снижается не только из-за уменьшения средних содержаний полезных компонентов, но и вследствие усложнения формы и уменьшения рудных агрегатов. Кроме того, в таких зонах еще выше, чем в первом случае, содержание флотоактивных минералов, в первую очередь — талька. Эпигенетические рудные тела существенно отличаются от сингенетических по структурно-геологическим, минералогическим и геохимическим признакам. Эпигенетические рудные тела менее тесно простран-

ственно связаны с материнскими интрузивами. Если сингенетические рудные тела — закономерный член расслоенных интрузивных тел, то эпигенетические — часто занимают секущее положение по отношению к первично-магматической расслоенности, иногда на значительные расстояния (до 1,5 км) проникают во вмещающие породы, выполняя трещины отрыва, полости отслоения и другие благоприятные структуры. Изредка эпигенетические руды образуют неправильной формы тела прожилкового оруденения во вмещающих интрузив породах. Таким образом, в локализации эпигенетического оруденения решающую роль играет структурно-тектонический контроль. Вместе с тем связь с материнским интрузивом прослеживается во всех случаях. При этом, чем богаче интрузив первично-магматическими сульфидами, чем сильнее метаморфические преобразования пород в зонах пластических деформаций гипербазитов и чем обширнее эти зоны, тем крупнее и богаче эпигенетические рудные залежи.

Вмещающими для эпигенетических руд служат сами материнские интрузивные породы, а среди них — наиболее ультраосновные дифференциаты, первоначально содержавшие рассеянную сульфидную вкрапленность. В то же время эпигенетическое оруденение может быть приурочено к интрузивным породам основного состава, т. е. локализовано в самом материнском интрузиве, но выше источника рудного вещества. Очень часто оруденение локализовано в различных вмещающих интрузив породах: разнообразных сланцах, метапесчаниках, метадиабазлах, габбро-диабазлах и т. п. Характер и интенсивность оруденения мало зависят от литологических особенностей пород. Главную роль в этом случае играет структурно-тектоническая подготовка. Именно поэтому чаще всего основная масса руд приурочена к зонам контактов разнородных по механическим свойствам пород. Это тектонические контакты интрузива, иногда — тектонические контакты различных дифференциатов интрузива, реже — контакты различных по механическим свойствам вулканогенных, туфогенно-осадочных и осадочных пород.

В большинстве случаев эпигенетические руды образуют цемент в оруденелых тектонических брекчиях, жилы

или прожилки выполнения. Но иногда наблюдается метасоматическое замещение вмещающей породы сульфидным рудным веществом. Наиболее легко подвергаются метасоматическому замещению безрудные агрегаты пирит-пирротинового состава. Несколько реже отмечается замещение сульфидами кальцита, доломита, анкерита, хлоритов и других силикатов. В отличие от сингенетических руд, для которых характерны структуры распада, в метаморфогенных эпигенетических рудах наблюдается метасоматическое замещение более ранних сульфидов более поздними.

Многие рудные тела имеют хорошо выраженную зональность. Периферическая часть их бедна цветными металлами и сложена почти исключительно пирротинном, далее следует зона с повышенным количеством халькопирита, в котором содержание меди превосходит содержание никеля; центральная часть, как правило, наиболее обширная — халькопирит-пентландит-пирротинная с более высоким соотношением никеля и меди.

Минеральный состав метаморфогенных эпигенетических руд в общих чертах аналогичен минеральному составу метаморфизованных сингенетических руд. И в тех и в других преобладают пирротин, пентландит, халькопирит. Однако эти руды и существенно отличаются. Если в метаморфизованных рудах широко развиты процессы магнетитизации пирротина, то для метаморфических руд этот минерал не характерен и может встречаться в виде реликтов в составе оруденелых пород. Для метаморфических руд, сформировавшихся в более низкотемпературных условиях, чем метаморфизованные руды, свойственно наличие наряду с пирротинном пирита. Кроме того, в этих рудах хотя и в небольших количествах содержатся гидротермальные минералы — из группы виоларита-зигенита, никелин, макинавит, кобальтин, герсдорфит и др.

В силикатной составляющей метаморфических руд встречаются только низкотемпературные минералы, часто богатые водой и другими летучими компонентами. Наиболее характерны тальк, кальцит, доломит, хлорит, гидрочлорит, амфиболы тремолит-актинолитового ряда. Метаморфические руды отличаются большой изменчивостью минерального состава по сравнению с богатыми рудами магматического проис-

хождения. В последних наблюдается иногда кристаллизационно-гравитационная дифференциация сульфидов — приуроченность халькопиритовых руд к верхам, пирротиновых — к низам рудных тел, в метаморфических рудах такая закономерность не прослеживается. В связи с дифференциальной подвижностью вещества пирротина и пентландита в метаморфическом процессе (в магматическом процессе пентландит образуется только вследствие распада моносульфидного твердого раствора) для метаморфических руд характерно большое непостоянство отношений содержаний пирротин : пентландит. В прожилковом типе оруденения пирротин-пентландитовые прожилки часто выполняют одну систему трещин, халькопиритовые — другую.

Непостоянство минерального состава руд отражается и на распределении рудных элементов в руде. Если в метаморфизованных рудах изменчивость содержаний этих элементов вдоль пер-

вичной расслоенности лишь немногим превышает изменчивость петрогенных элементов, то в метаморфических рудах она в два-три раза выше. Следствием дифференциальной подвижности является нарушение корреляционных связей между ведущими рудными элементами Ni и Co, которые в метаморфизованных рудах входят в состав одних и тех же минералов. В метаморфическом процессе они имеют различную подвижность, и корреляционная связь между их содержаниями оказывается незначительной.

Важная отличительная черта метаморфических руд — неравновесное распределение Ni и Co между пирротин и пентландитом. Нет зависимости между сернистостью пирротина и величиной содержания в нем изоморфного никеля. В метаморфических рудах даже наиболее сернистые моноклинный и аномальный моноклинный пирротины могут содержать никель в количествах ниже чувствительности анализа.

ФОРМАЦИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД В ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ

Формация включает сульфидные медно-никелевые месторождения, связанные с гипербазитовыми интрузивными комплексами. В процессе становления таких интрузивов никель и кобальт рассеивались в виде изоморфной примеси в силикатах, главным образом в оливине, в меньшей мере — в магнетите, пироксенах и других минералах. Сульфидная фаза в расплаве или отсутствовала, или ее содержание было крайне небольшим. До метаморфических преобразований гипербазитов роль сульфидного никеля невелика: 10—15 % общих запасов. Промышленные месторождения формировались в процессе метаморфизма и биметасоматоза — при привносе серы и меди, переходе никеля в сульфидную форму и концентрации его в определенных зонах метасоматической колонки.

Как правило, гипербазитовые никеленосные тела небольших размеров. Их мощность составляет 1—20, очень редко превышает 200 м. Протяженность по простиранию — от первых десятков до 1500 м. По падению интрузивные тела прослеживаются в зависимости от мощности на 5—800 м, реже более. Они локализируются или в зонах крупных глубинных разломов, приурочен-

ных к границам разновозрастных комплексов, или в обрамлении гранито-гнейсовых куполов. Тела имеют линзовидную форму, реже это блоки неправильной формы. И в том и в другом случае контакты гипербазитовых тел с вмещающими породами тектонические, рассланцованные, субпараллельные ориентировке вмещающих пород. Большинство таких тел не самостоятельные интрузивы, а тектонические блоки-будины некогда более крупных интрузивов.

Ультраосновные породы представлены метаморфизованными оливинитами, гарцбургитами и пироксенитами. В наиболее крупных интрузивных телах наблюдаются признаки магматической расслоенности, обусловленной чередованием пород с различным содержанием пироксенов и оливина. Вкрест этой первичной расслоенности железистость указанных минералов изменяется.

В целом никеленосные гипербазиты занимают промежуточное положение между типичными гипербазитами и гипербазитовыми дифференциатами базит-гипербазитовых формаций. По сравнению с первыми они менее магнизиальны и более железисты. Это отражается и в составе первично-магматических минералов — оливина и пироксена. По-

следние более железисты, чем их аналоги из типичных гипербазитовых интрузий, но менее железисты, чем основная масса оливинов и пироксенов гипербазитовых дифференциатов базит-гипербазитовых формаций. Распределение железа между оливином и пироксеном равновесное.

Тела гипербазитов подвергались метаморфизму в диапазоне от верхов зеленосланцевой фации до амфиболитовой и даже гранулитовой фаций. Наиболее продуктивен метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов. Метаморфизм никеленосных гипербазитов сопровождается биметасоматическим обменом между интрузивом и вмещающими породами, причем воздействие интрузива на вмещающие породы, как правило, невелико, в то время как воздействие вмещающих пород на интрузивные очень значительно и по интенсивности, и по глубине переработки.

Интенсивность и глубина метаморфической и метасоматической переработки во многом определяются также водообильностью вмещающих пород. Типичная метасоматическая колонка следующая: серпентинизированный оливинит — хризотил — лизардитовый серпентинит — антигоритовый серпентинит с тальком и хлоритом — амфиболовые породы — хлоритовые сланцы или слюдиты. В экзоконтактных зонах развиты хлоритовые, амфиболовые или амфибол-слюдяные породы.

Степень полноты развития метасоматической колонки зависит от мощности интрузивного тела, интенсивности его тектонической проработки. Мелкие интрузивные тела гипербазитов могут быть полностью сложены породами тыловой зоны (амфиболовыми, тальк-амфиболовыми или хлорит-тальковыми породами) в зависимости от фации метаморфизма. В крупных интрузивах метасоматическая колонка, как правило, полная, хотя мощность отдельных зон может сильно изменяться, а иногда некоторые из них полностью выпадают. По-видимому, в развитии метасоматической зональности главную роль играет диффузионный метасоматоз, одна из причин которого — резкое различие в содержании метаморфогенных растворов во вмещающих породах и ультрабазитах и большая потребность последних в воде для осуществления метаморфических реакций. Из вмещающих пород в гипербазиты кроме воды прив-

носятся кремнезем, кальций, иногда — алюминий и щелочи. Во вмещающие породы выносятся главным образом избыток магнезии.

Никель и кобальт, первоначально входившие в состав породообразующих минералов — оливина и пироксена, на первых этапах метаморфических преобразований ведут себя как вполне инертные компоненты. В полностью серпентинизированных гипербазитах содержание их, как показали статистические сопоставления многочисленных выборок многими исследователями, такое же, как и в несерпентинизированных разностях пород. Эти элементы в условиях устойчивой щелочной и окислительной среды входят в состав новообразований серпентина и в основном магнетита. При более глубоком преобразовании пород в термодинамических параметрах верхов зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций никель и кобальт в значительных количествах высвобождаются и переходят в миграционно способную форму. Поэтому в антигоритовых, хлорит-тальковых и особенно амфиболовых и флогопитовых породах содержание силикатного никеля на полпорядка или даже на порядок ниже, чем в серпентинитах.

Медно-никелевое оруденение в гипербазитах представляет собой сложно ветвящиеся залежи различной мощности, иногда сопоставимой с мощностью материнского гипербазитового тела. Морфология рудных тел, типы руд и интенсивность оруденения тесно связаны с характером проявления постинтрузивной тектоники и метасоматических процессов.

В слабодислоцированных гипербазитах, в которых происходили лишь хрупкие деформации и тектонические швы состоят из серии ровных прямолинейных трещин, рудные тела имеют пластобразную форму и относительно выдержанную мощность. Руды в этом случае представлены вкрапленным или прожилково-вкрапленным типом и имеют сравнительно невысокое содержание полезных компонентов. В интрузивных телах, претерпевших хрупко-пластические деформации и собранных в поперечные складки, рудные тела могут иметь облик макробрекчий, в которых блоки-будины ультраосновных пород разделены сульфидным цементом, или форму сложноветвящихся и четкооб-

разных жил. Во вмещающих породах наиболее типичны жильные тела и штокверковое оруденение. Такие формы рудных тел свойственны и жилам кислых пород, секущим материнские интрузивы.

Главные рудные минералы во всех типах руд одни и те же: пентландит, пирротин и халькопирит. Характерной особенностью метаморфических руд являются широкие изменения содержаний минералов. Практически отсутствуют или играют сугубо подчиненную роль структуры распада твердых растворов пентландита и пирротина. Часто наблюдается метасоматическое замещение как одних сульфидов другими, так и силикатов сульфидами. В жильных рудах, сложенных в основном сульфидами, иногда могут встречаться участки, в которых нерудные минералы содержатся в заметных количествах. В большинстве случаев также жильные руды локализованы в материнских интрузивах и связаны постепенными переходами с густо вкрапленными рудами. Среди нерудных в них широко распространены минералы, содержащие летучие компоненты — карбонаты, апатит и т. д. Иногда в них отмечается вторичный оливин. Существенно сульфидные руды приурочены к тектоническим швам как в материнских интрузивах, так и на значительном расстоянии от них (до нескольких сотен метров). Эти руды могут иметь массивную или брекчиевидную текстуру. Последняя обусловлена включением многочисленных обломков материнских, а иногда и вмещающих пород. Их содержание в отдельных случаях достигает 60 % и более.

Минеральный состав жильных руд крайне непостоянен. Наряду с халькопиритом — пентландитом — пирротиновыми разностями встречаются пентландитовые, пентландит-халькопиритовые, халькопиритовые, миллерит-борнит-

халькопиритовые и др. Минеральный состав жил в значительной степени зависит от состава вмещающих пород: в более кислых породах развиты богатые медными минералами руды. Прожилково-вкрапленные и прожилковые руды в породах экзоконтакта представлены халькопиритовыми или пентландит-халькопиритовыми разностями руд. В этих рудах иногда содержится много миллерита и борнита. В качестве второстепенных минералов во всех типах руд отмечаются арсениды никеля и кобальта, сфалерит, галенит, молибденит и другие типично гидротермальные минералы.

Для всех типов руд характерно также высокое содержание минералов из группы виоларита — зигенита, метасоматически замещающих пентландит. В зонах интенсивной трещиноватости и расщепления пентландит может быть нацело замещен виоларитом. В таких рудах в большом количестве содержится бравоит.

Непостоянство минерального состава руд отражается на характере распределения главных рудных элементов. Для всех типов руд закон распределения содержаний никеля, кобальта и меди близок к логнормальному. Во всех типах руд (за исключением бедной и убогой сульфидной вкрапленности, возможно, имеющей первично-магматическую природу) корреляционная связь между содержаниями Ni и Cu слабая, иногда — обратная. Величина отношения Ni : Cu изменяется от долей единицы до нескольких сотен. В то же время наблюдается определенная закономерность в изменении средних величин отношений Ni : Cu в зависимости от состава вмещающих пород. В кислых породах (гнейсах и гранитах) это отношение близко к единице, в основных породах — от двух до пяти, в ультраосновных — до шести и более.

Предложенная работа — первый опыт всестороннего рассмотрения проблем формационного анализа породных и рудных объектов метаморфических комплексов, а также обобщение сведений по конкретным метаморфогенным рудным формациям, содержащим крупные и уникальные по размерам месторождения железа, марганца, меди, свинца, цинка, никеля, золота, урана, глинозема и др.

1. Формация метаморфических пород — это конкретная естественноисторическая парагенетическая многокомпонентная ассоциация пород с характерным для нее строением, химическим, минералогическим и петрографическим составом, первичный материал которой сформировался в одинаковых геотектонических условиях и впоследствии испытывал одно- и многоэтапный метаморфизм в сходной геологической, петрологической, термодинамической и вещественной обстановке, обусловившей единый план деформаций и минеральных ассоциаций пород и соответствующей определенным этапам геотектонического развития складчатых и жестких областей. Эта совокупность пород имеет близкий вещественный состав, общие условия образования и характеристики развития. Каждая формация метаморфических пород имеет свои особенности сопряженного рудообразования. По своей сути и иерархическому уровню организации вещества метаморфическая формация — представитель сообщества геологических формаций.

2. Среди метаморфических формаций как ее разновидности выделяются рудоносные метаморфические формации с закономерно обусловленным наличием в них метаморфогенной рудоносности (рудных концентраций, минерализации), генетически или парагенетически связанной во времени и пространстве с

процессами образования и становления этих формаций как таковых. По особенностям развитой рудоносности среди них отмечаются рудоносные продуктивные, рудоносные материнские и рудовмещающие метаморфические формации.

3. В понятие «рудная формация» разными исследователями вкладываются различное содержание и смысл. В настоящее время отмечаются три основных направления. Рассматриваются рудной формации как закономерно устойчивой парагенетической минеральной ассоциации или месторождений сходного состава, образовавшихся в близких геологических условиях независимо от времени формирования, и по уровню организации вещества находящихся на ранг ниже, чем геологическая формация, т. е. рудная формация есть часть геологической [62, 72 и др.]. Объединение в рамках рудной формации родственных объектов, для которых полное сходство вещественных и генетических характеристик не строго обязательно, а главное — общность условий образования, — по уровню организации вещества рудная и геологические формации сопоставимы [46, 47, 102, 124 и др.]. Понимание рудной формации как совокупности месторождений с одинаковыми или близкими геологическими особенностями независимо от их минералогического состава руд и представлений о генезисе месторождений, — рудные и геологические формации имеют одинаковый иерархический ранг [59 и др.].

Эти расхождения обусловлены тем, что в том или ином случае рассматриваются различные стороны и уровни одного и того же явления. Поэтому рационально всестороннее изучение рудных объектов и процессов их образования.

4. Метаморфогенная рудная формация представляет собой близкие в генетическом отношении промышленно

ценные концентрации сходного вещественного состава (элементы, минералы, породы), образовавшиеся в однотипных геологических формациях при метаморфизме определенного вида и степени, независимо от времени возникновения. Метаморфогенная рудная формация — генетически связанная часть метаморфической рудоносной формации, в которой она занимает закономерно обусловленное положение.

В. С. Домарев придерживается несколько иной, чем изложенная выше, точки зрения на определение метаморфогенных рудных формаций, рассматривая их как образования более высокого и широкого иерархического уровня организации геологических тел.

5. Основные критерии (признаки) выделения метаморфогенных рудных формаций, по которым, в частности, могут осуществляться их целенаправленные классификации, следующие: геоструктурное положение, природа дометаморфических образований (формаций), тип и степень (фациальность) рудоформирующего метаморфизма, природа и источник рудного вещества, вещественные и генетические особенности вмещающей среды, структурные и вещественные рудолокализирующие факторы, морфологическая характеристика залежей, вещественный (химический, минеральный, породный) состав рудных концентраций, черты развития их во времени (особенности эволюции) и др.

6. Целенаправленные классификации и разносторонний анализ метаморфогенных рудных формаций по объективным критериям имеют важное значение для развития теории метаморфогенного рудообразования и познания закономерностей образования метаморфогенных месторождений в литосфере. Они дают возможность на более глубокой основе анализировать закономерности размещения метаморфогенных концентраций минерального сырья, что в свою очередь имеет существенное значение для практики металлогенетических исследований, научно обоснованных прогнозов, поисков, оценки и разведки месторождений полезных ископаемых.

7. Метаморфогенное рудообразование, создание метаморфогенных рудных формаций осуществляются при таких типах метаморфизма, которые приводят к преобразованию, активизации, миграции и концентрации рудного (полезно-

го) вещества, т. е. при рудоформирующих типах метаморфизма: региональном, ультраметаморфизме, контактовым, регрессивном и гидротермальном. Каждый из них создает свойственный лишь ему тип метаморфогенных рудных формаций.

8. Метаморфогенные рудные формации месторождений железа, марганца, свинца, цинка, меди, золота, полиметаллических руд, урана, глинозема и других полезных ископаемых по вещественным и генетическим особенностям весьма разнообразны и многочисленны, как правило, являются полигенными, подразделяются на метаморфические и метаморфизованные разности, обладают определенной конвергентностью в том или ином отношении, а также другими особенностями.

Учение о формационном анализе метаморфических образований, прежде всего рудных, находится в начальной стадии развития и поэтому нуждается в дальнейшей комплексной разработке и совершенствовании. Особое внимание следует уделить следующим вопросам:

1) изучению состояния проблем формационного анализа метаморфических образований для выбора наиболее перспективных направлений и подходов в этих исследованиях;

2) совершенствованию понятий, терминологии, иерархии, признаков и критериев выделения и определения границ формаций метаморфических образований различных уровней организации;

3) развитию принципов, критериев, методик и направлений целевых классификаций метаморфических, рудоносных метаморфических и метаморфогенных рудных формаций;

4) развитию теоретических и методологических основ формационного анализа метаморфических образований и прежде всего логико-информационных, математических, литологических, петрологических и региональных;

5) изучению конкретных метаморфогенных рудных формаций в геоструктурном, генетическом, вещественном, металлогенетическом и других аспектах;

6) разработке критериев разделения и углубленному исследованию конвергентных и «наложенных» метаморфогенных рудных формаций, тесно связанных пространственно и вещественно с рудоносной формацией, но разорванных с нею в генетическом и возрастном отношении;

7) детальному изучению в метаморфических комплексах характера соотношений и масштабности рудных концентраций, образовавшихся в результате двух и более рудолокализирующих процессов, но различных генетических классов или разорванных во времени;

8) определению роли метаморфических процессов и принадлежности к классу метаморфогенных рудных формаций таких рудоносных образований, как скарны, грейзены, березиты, листовиты, пропилиты, щелочные и другие метасоматиты;

9) прогнозу новых метаморфических

рудных формаций, еще не выявленных геологической практикой;

10) установлению закономерностей пространственного размещения рудных формаций, их эволюции в конкретных регионах, комплексах и литосфере в целом, определению различного рода их связей и соотношений с другими формациями, различными геологическими ситуациями и условиями;

11) разработке и совершенствованию применения формационного анализа метаморфогенных рудных образований к задачам прогноза, поисков и оценки метаморфогенных месторождений полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басу К., Бортников Н. С., Мукерджи А. и др. Минералого-геохимические особенности стратифицированного полиметаллического месторождения Раджура-дариба, Раджастхан, Индия.— В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ М. : Наука, 1984, с. 99—105.
2. Беззубов А. И., Быших Ю. И., Дементьев П. К. и др. Уран в древних конгломератах.— М. : Госатомиздат, 1963.— 187 с.
3. Белевцев Я. Н. Структурные условия образования рудных месторождений.— Киев : Изд-во АН УССР, 1961.— 232 с.
4. Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М. : Недра, 1968, с. 648—712.
5. Белевцев Я. Н. Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск : Наука, 1976, с. 17—29.
6. Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование.— М. : Недра, 1979.— 275 с.
7. Белевцев Я. Н., Грешильников Н. П. Осадочное рудообразование в докембрийских конгломератах.— В кн.: Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев : Наук. думка, 1981, с. 20—28.
8. Белевцев Я. Н., Горошников Б. И. Основные положения генетической классификации метаморфогенных месторождений полезных ископаемых.— Геол. журн., 1975, 35, вып. 2, с. 23—30.
9. Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М. Условия образования и закономерности размещения железорудных формаций в докембрии Украинского щита.— В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л. : Наука, 1981, с. 5—38.
10. Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М., Веригин М. И. и др. Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка.— Киев : Наук. думка, 1981.— 232 с.
11. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б. Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натриевым метасоматозом в кристаллических породах щитов.— Геол. журн., 1968, 28, № 3, с. 3—17.
12. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Домарев В. С., Кулиш Е. А. Основы теории метаморфогенного рудообразования.— Там же, 1984, 44, № 3, с. 1—42.
13. Белевцев Р. Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия.— Киев : Наук. думка, 1975.— 218 с.
14. Бельков И. В. Кварцитовые сланцы свиты кейв.— М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1963.— 136 с.
15. Белькова Л. Н., Огнев В. Н. О возрасте и генезисе золотого оруденения Мурунтау.— Докл. АН СССР, 1971, 197, № 6, с. 1383—1386.
16. Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донатов В. И. и др. Геологические формации и металлогения Алданского щита.— Л. : Недра, 1976.— 339 с.
17. Билибина Т. В., Казанский В. И., Кратц К. О. Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия.— Геология руд. месторождений, 1976, № 4, с. 3—10.
18. Билибина Т. В., Кратц К. О., Лавров Н. П. и др. Металлогения докембрия и металлогенические эпохи.— В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л. : Наука, 1978, с. 3—29.
19. Бок И. И. О метаморфизме руд и метаморфогенных месторождениях.— Тр. Казах. политехн. ин-та, 1967, № 26, с. 68—86.
20. Бурляк В. А. Роль вулканогенно-осадочного и гидротермального минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых толщ.— Докл. АН СССР, 1976, 226, № 4, с. 907—910.
21. Бхатачария П. К., Десганта С., Рой С. и др. Минералогия и геохимия метаморфизованных марганцевых окисных руд и марганцевых силикатно-окисных пород на примере докембрийской группы Саусар в Индии.— В кн.: 27-й Междунар. геол. конгр. Металлогения и руд. месторождения : Доклады. М. : Наука, 1984, т. 12, с. 157—169.
22. Варенцов И. М. О главнейших марганцевых формациях.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 70, с. 119—173.
23. Вахрушев М. И. Минералого-геохимическая зональность контактово-метаморфизованных колчеданных месторождений на примере Северных Мугоджар.— Тр. Центр. н.-и. геол.-развед. ин-та, 1979, вып. 148, с. 88—99.
24. Ветренников В. В., Мисанс Я. П. Железные руды докембрия Латвийской ССР.— Сов. геология, 1984, № 6, с. 12—17.
25. Воскресенская М. Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии.— Там же, 1968, № 9, с. 14—33.
26. Генкин А. Д., Сафонов Ю. Г., Борони-

- тин В. А. и др. Новые данные по минералогии и геохимии золоторудного поля Колар, Индия.— В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984, с. 82—99.
27. *Геологические формации*: (Терминологический справ.).— М.: Недра, 1982.— Т. 1.— 353 с. Т. 2.— 397 с.
 28. *Гинзбург А. И.* Проблемы редкометалльных гранитов.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972, с. 31—39.
 29. *Глебовицкий В. А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях.— Л.: Наука, 1973.— 127 с.
 30. *Головенко В. К.* Высокоглиноземистые формации докембрия.— Л.: Недра, 1977.— 268 с.
 31. *Горжевский Д. П., Козоренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом.— М.: Недра, 1965.— 298 с.
 32. *Горошкин Б. И.* Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины.— Киев: Наук. думка, 1971.— 211 с.
 33. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белюсов Б. Ф., Инина Н. А.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения.— Петрозаводск: Карелия, 1981.— 143 с.
 34. *Горяинов П. М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова.— Л.: Наука, 1976.— 148 с.
 35. *Греган Р. М., Бредбери Дж. К.* Флюоритово-полиметаллические месторождения рудного района Илинойс-Кентукки.— В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972, т. 1, с. 114—144.
 36. *Гречишников Н. П., Зинченко В. А., Крамар О. А. и др.* О причинах связи уранового оруденения с натриевыми метасоматитами.— Геол. журн., 1974, № 1, с. 75—84.
 37. *Грип Е.* Швеция.— В кн.: Минеральные месторождения Европы. М.: Мир, 1982, т. 1, с. 153—329.
 38. *Гурич Е. М.* Углеродистые марганцевосные формации.— Геология руд. месторождений, 1980, № 2, с. 76—83.
 39. *Добрецов Н. Л.* Принципы выделения и классификации метаморфических формаций и задачи формационных исследований.— В кн.: Метаморфические формации: (Принципы выделения и классификации). Новосибирск: Наука, 1981, с. 4—19.
 40. *Добрецов Н. Л., Василенко В. Б., Пономаренко Л. Г.* Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 82—102.
 41. *Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др.* Фации метаморфизма.— М.: Недра, 1970.— 432 с.
 42. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В. и др.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений.— М.: Недра, 1974.— 328 с.
 43. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений.— М.: Недра, 1972.— 288 с.
 44. *Домарев В. С.* Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений: (Регионал.-метаморфог. группы).— Докл. АН СССР. Н. С., 1954, 98, № 3, с. 447—450.
 45. *Домарев В. С.* Условия образования метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей Салаира.— Зап. Минерал. о-ва. Сер. 2, 1956, ч. 85, № 4, с. 498—508.
 46. *Домарев В. С.* Рудные формации как историко-геологические образования.— Геология руд. месторождений, 1968, № 4, с. 6—8.
 47. *Домарев В. С.* О формациях метаморфогенных месторождений.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 24—31.
 48. *Домарев В. С.* Формации рудных месторождений в истории земной коры.— Л.: Недра, 1984.— 168 с.
 49. *Дю-Тойт А.* Геология Южной Африки.— М.: Изд-во иностр. лит., 1957.— 490 с.
 50. *Епатко Ю. М., Лебедев Ю. С.* Металлогения железа в докембрии Украинского щита и проблемы прогнозной оценки железных руд.— В кн.: Металлогения докембрия: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Иркутск, 1981, с. 315—316.
 51. *Жариков В. А.* Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра 1968, с. 220—302.
 52. *Жданов В. В., Беляев Г. М., Блюман Б. А. и др.* Региональные метаморфогенно-метасоматические формации.— Л.: Недра, 1983.— 280 с.
 53. *Железисто-кремнистая* формация докембрия Мариульского рудного поля / Отв. ред. Ю. Ю. Юрк.— М.: Недра, 1974.— 151 с.
 54. *Железорудные* формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды / Отв. ред. Н. И. Голивкин.— М.: Недра, 1982.— 228 с.
 55. *Заварицкий А. Н.* Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.
 56. *Зак С. И., Кочнев-Первугов В. И., Проксуряков В. В.* Ультрасосновые породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение.— Петрозаводск: Карелия, 1972.— 129 с.
 57. *Захаров Е. Е.* О некоторых вопросах классификации рудных месторождений.— Сов. геология, 1965, № 9, с. 15—32.
 58. *Золотухин В. В.* Основные закономерности протектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской).— М.: Наука, 1964.— 204 с.
 59. *Иерархия* геологических тел: (Терминологический справ.).— Хабаровск: Кн. изд-во, 1978.— 680 с.
 60. *Казанский В. И., Крупянников В. А., Омельяненко Б. И., Прусс А. К.* О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов.— Геология руд. месторождений, 1968, № 1, с. 3—17.
 61. *Колчеданные* месторождения мира.— М.: Недра, 1979.— 284 с.

62. *Константинов Р. М.* Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений.— М. : Наука, 1973.— 216 с.
63. *Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постамагматические процессы в докембрии Удакано-Становой зоны.— М. : Наука, 1967.— 298 с.
64. *Кормилицын В. С.* Рудные формации и процессы рудообразования.— Л. : Недра, 1973.— 326 с.
65. *Кормилицын В. С., Строна П. А.* Мезозойские рудные формации Забайкалья.— В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л. : Недра, 1971, с. 30—40.
66. *Корнилов Н. А.* Генетические проблемы железорудных месторождений БССР.— В кн.: Вещественный состав и генезис твердых полезных ископаемых БССР. Минск : БелНИГРИ, 1981, с. 5—25.
67. *Корнилов Н. А., Ветренников В. В., Мотуза Г. Б., Петерсель В. Х.* Геология железорудных месторождений и проявлений Белорусско-Прибалтийского региона (с предварительной оценкой перспектив рудоносности).— Киев, 1982.— 53 с.— (Препр. АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов).
68. *Корнилов Н. А., Шатрубов Л. Л.* О формационной принадлежности железистых кварцитов Белоруссии и сопоставлении их с железистыми кварцитами других регионов.— Докл. АН СССР, 1976, 228, № 2, с. 423—425.
69. *Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования.— М. : Недра, 1970.— 464 с.
70. *Крестин Е. М.* Условия формирования и основные закономерности размещения промышленного медно-никелевого оруденения на северо-западе Сибирской платформы.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М. : Наука, 1972, с. 45—81.
71. *Критерии* прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые / *К. А. Марков, Б. М. Михайлов, Н. И. Предтеченский* и др.— Л. : Недра, 1978.— 607 с.
72. *Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А.* Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематика.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М. : Наука, 1972, с. 7—22.
73. *Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И.* Эндогенные рудные формации, принципы их выделения и систематизации.— В кн.: Геологические формации. Л. : ВСЕГЕИ, 1968, с. 131—134.
74. *Кузнецов К. М., Цепкина С. В.* Сравнительная геолого-экономическая характеристика промышленных типов месторождений полезных ископаемых : Тантал и ниобий.— М. : ВИЭМС, 1970.— 52 с.
75. *Кулиш Е. А.* Кварциты архея и южной части Алданского щита.— Магадан : Кн. изд-во, 1964.— 120 с.
76. *Кулиш Е. А.* Формации регионального метаморфизма советского сектора Тихоокеанского пояса.— В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 112—114.
77. *Кулиш Е. А.* Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология.— Хабаровск : Кн. изд-во, 1973.— 370 с.
78. *Кулиш Е. А.* Зоны разломов Алданского щита.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 70—73.
79. *Кулиш Е. А.* Эволюция вещественного состава алданского комплекса при ультраметаморфизме.— В кн.: Геологический, тектонический режим и металлогения местаморфизма. Свердловск : Урал. горн. ин-т, 1977, с. 124—126.
80. *Кулиш Е. А.* Основные формации и формационные ряды метаморфических пород Востока СССР.— В кн.: Геология и рудоносность метаморфических комплексов Дальнего Востока. Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 12—34.
81. *Кулиш Е. А.* Формирование высокоглиноземистых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.— В кн.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 65—81.
82. *Кулиш Е. А.* Метаморфогенные рудные формации.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : Тез. докл. Винница, 1982, с. 8—9.
83. *Кулиш Е. А.* Основные генетические аспекты метаморфогенного рудообразования в докембрии Дальнего Востока.— Геол. журн., 1982, 42, № 2, с. 25—31.
84. *Кулиш Е. А.* Осадочная геология архея Алданского щита.— М. : Наука, 1983.— 208 с.
85. *Кулиш Е. А., Кулиш Л. И., Меркурьев К. М., Панских Е. А.* Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР.— М. : Наука, 1981.— 208 с.
86. *Кулиш Л. И.* Марганцеворудные формации Дальневосточной континентальной окраины.— В кн.: Тез. докл. VI симпозию., Междунар. асоц. по геологии рудных месторождений. Тбилиси, 1982, с. 297—298.
87. *Кулиш Л. И., Кулиш Е. А.* Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока.— Хабаровск : Кн. изд-во, 1974.— 468 с.
88. *Лаверов Н. П., Смилкстын А. О., Шумилин М. В.* Зарубежные месторождения урана.— М. : Недра, 1983.— 320 с.
89. *Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Груба И. Н.* Минералогия Донецкого бассейна.— Киев : Наук. думка, 1975.— Ч. 1. 254 с.
90. *Лазько Е. М., Кирилук В. П., Лысак А. М. и др.* Формации супракравстальных пород и принципы их выделения.— В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск : Наука, 1972, т. 2, с. 119—134.
91. *Лебедев Ю. С.* Особенности образования новой для Украинского щита разновидностей докембрийских метаморфогенных железных руд.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования : Тез. докл. Киев : Наук. думка, 1974, с. 166—167.

92. *Лебедев Ю. С., Лучинская Г. Л., Рыков К. Е. и др.* Геолого-технологическая оценка железистых кварцитов Белоруссии.— В кн.: Сборник научных трудов Белорусского н.-и. геол.-развед. ин-та. Минск, 1978, с. 116—124.
93. *Логинов В. П.* Формации семейства колчеданных месторождений.— В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, т. 2, с. 111—148.
94. *Магакьян И. Г.* Опыт классификации рудных формаций СССР.— Геология руд. месторождений, 1967, № 5, с. 35—44.
95. *Малышев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— 272 с.
96. *Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.— 324 с.
97. *Маракушев А. А., Безмен Н. И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования.— М.: Наука, 1972.— 230 с.
98. *Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцева Н. А. и др.* Магматические формации.— Л.: Недра, 1983.— 259 с.
99. *Мауленков А. Н.* О связи золотого оруденения в Северном Казахстане с флишопидными формациями.— В кн.: Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 39—41.
100. *Мазнач А. С., Доминиковский Г. Г., Пасюкевич В. И. и др.* Железорудные формации докембрия Белоруссии.— Минск: Наука и техника, 1974.— 144 с.
101. *Мельников Ю. П.* Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов.— Киев: Наук. думка, 1973.— 287 с.
102. *Металлогения Казахстана.* Металлогенетические комплексы и закономерности их проявления.— Алма-Ата: Наука, 1983.— 208 с.
103. *Мусин Р. А.* Генетические типы месторождений корундовых руд как разновидности глиноземистых формаций.— Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1957.— 154 с.
104. *Наседкина В. Х.* Месторождения корундовых и шпинелевых пород юго-западного склона Батеневского кряжа.— М.: Наука, 1977.— 106 с.
105. *Наумов Г. Б., Кочнев А. В., Герасимовский В. И. и др.* Уран в осадочных породах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 139—219.
106. *Нечухин В. М., Гуревич Л. Н.* Зеленокаменный метаморфизм и колчеданное рудообразование.— Тр. ин-та геологии и геохимии, 1973, вып. 102, с. 123—138.
107. *Никитин В. Д.* Пегматитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 84—151.
108. *Общие принципы региональной металлогенетического анализа и методика составления металлогенетических карт для складчатых областей.*— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— 150 с.— (Материалы Всесоюз. геол. ин-та; вып. 23).
109. *Овчинников Л. Н.* Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— Тр. Геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1960, вып. 39.— 496 с.
110. *Орлов В. П., Голышкин Н. И., Дмитриев В. П. и др.* Металлогенетическое районирование и оценка прогнозных ресурсов железных руд КМА.— Киев, 1984.— 57 с.— (Препр. АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов).
111. *Основные типы рудных формаций:* (Терминолог. справ.).— М.: Наука, 1984.— 512 с.
112. *Павлов Е. С., Чернов Б. С.* О новых типах вольфрамовых месторождений.— Разведка и охрана недр, 1971, № 7, с. 9—13.
113. *Панский Е. А., Кулиш Л. И.* Скарново-магнетитовые руды и марганцевая минерализация Шимановского рудного узла (Приамурье).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 2, с. 75—86.
114. *Петров Р. П., Карпенко В. С., Мещерский Ю. А.* Месторождения урана в железорудных формациях докембрия.— М.: Атомиздат, 1969.— 71 с.
115. *Плаксенко Н. А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии.— Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966.— 264 с.
116. *Плющев Е. В., Ушаков О. П., Шатов В. В., Беляев Г. М.* Методика изучения гидротермально-метасоматических образований.— Л.: Наука, 1981.— 262 с.
117. *Попов В. Е., Тихомиров Л. И.* Направление работ на поиски стратиформного комплексного оруденения в Северном Приладожье.— Разведка и охрана недр, 1973, № 6, с. 5—7.
118. *Проблемы осадочной геологии докембрия.* М.: Наука, 1981, вып. 7, кн. 1.— 216 с.; кн. 2.— 260 с.
119. *Рахманов В. П., Ходак Ю. А., Грибов Е. М.* Марганцевые руды и марганцевосность формации.— В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М.: Наука, 1973, с. 56—92.
120. *Рахманов В. П., Чайковский В. К.* Марганцевые формации Мира и типы месторождений.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1972, вып. 8, с. 78—89.
121. *Реввердатто В. В.* Фации контактового метаморфизма.— М.: Недра, 1970.— 272 с.
122. *Резен О. М.* Метаморфизованная галька бокситов в конгломерате среди докембрийских сланцев Кокчетавского массива (Ц. Казахстан).— Докл. АН СССР, 1967, 174, № 4, с. 921—922.
123. *Рудные и рудоносные формации:* (Терминолог. справ.).— М.: Недра, 1983.— 176 с.
124. *Рудоносность и геологические формации структур земной коры.*— Л.: Недра, 1981.— 424 с.
125. *Рудогенез Д. В.* Эволюция рудообразования во времени.— В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1969, т. 5, с. 303—331.
126. *Рудогенез Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения.— М.: Недра, 1971.— 328 с.
127. *Сергиевский В. М.* Колчеданные месторождения Урала.— В кн.: Материалы по геологии месторождений полезных

- ископаемых Советского Союза. М.: Госгеолтехиздат, 1953, с. 100—160.
128. *Сердюченко Д. П.* Барито-гематитовые и силлиманито-корундовые месторождения их архейских осадочно-метаморфических формаций Якутии и Южной Африки.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 410—429.
 129. *Сердюченко Д. П.* Новый тип редкометалльного рудообразования в метасадочных породах.— Сов. геология, 1972, № 2, с. 124—126.
 130. *Сидоренко А. В.* Металлогения докембрия — роль и значение экзогенных и метаморфических процессов.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1982, вып. 8, с. 7—14.
 131. *Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 586—647.
 132. *Смирнов В. И.* Об особенностях формирования некоторых колчеданных месторождений по данным декрепитации и вариациям изотопов серы слагающих их сульфидов.— Тр. ин-та геологии и геофизики, 1973, вып. 102, с. 3—10.
 133. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых.— М.: Недра, 1982.— 668 с.
 134. *Смирнов В. И.* Периодичность рудообразования в геологической истории.— В кн.: 27-й Междунар. геол. конгр. «Металлогения и руд. месторождения»: Доклады. М.: Наука, 1984, т. 12, с. 3—10.
 135. *Соколов Ю. М.* Метаморфогенные мусковитовые пегматиты.— Л.: Наука, 1970.— 190 с.
 136. *Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Турченко С. И.* Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа.— Сов. геология, 1975, № 2, с. 52—66.
 137. *Соколова Е. А.* Марганценосность вулканогенно-осадочных формаций.— М.: Наука, 1982.— 196 с.
 138. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Т. 1. 211 с.
 139. *Строна П. А.* Главные типы рудных формаций.— Л.: Недра, 1978.— 199 с.
 140. *Стрыгин А. И.* Вопросы систематики, генезиса и рудоносности альбититов.— Геол. журн., 1970, 30, № 2, с. 109—120.
 141. *Твалчрелидзе Г. А.* О металлогенической эволюции земной коры.— Геол. сб. Кавказ. ин-та минер. сырья, Тбилиси, 1962, № 2, с. 6—43.
 142. *Твалчрелидзе Г. А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей: (На металлоген. основе).— М.: Недра, 1966.— 176 с.
 143. *Тийшендорф Г.* Источник элементов селенидной минерализации около Тилькероде (Гарц).— Геология руд. месторождений, 1968, № 4, с. 79—83.
 144. *Усов М. А.* Проблемы Рудного Салаира.— Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, 1932, вып. 4, с. 25—40.
 145. *Хейл А. В.* Месторождения цветных металлов. Верхнемиссисипской долины.— В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972, т. 1, с. 11—41.
 146. *Хлестов В. В., Ушакова Е. Н.* Петрография и генезис Кяхтинского силлиманитового месторождения.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, 1, с. 197—241.
 147. *Холл М.* Комбинаторный анализ.— М.: Изд-во иностр. лит., 1963.— 324 с.
 148. *Хорева Б. Я.* Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов.— М.: Недра, 1978.— 214 с.
 149. *Хоужинс Б. Мэри-Кэтлин.*— В кн.: Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980, с. 484—487.
 150. *Чайловский В. К., Разманов В. П., Ходак Ю. А.* Принцип составления прогнозно-металлогенических карт марганценосных формаций.— М.: Недра, 1972.— 50 с.
 151. *Чугуевская О. М., Новохатский И. П., Трофимов Н. А.* О новом типе руд в магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба.— Докл. АН СССР, 1968, 178, № 1, с. 185—187.
 152. *Шабьини Л. И.* Магнезиально-скарновые железорудные месторождения.— М.: Недра, 1978.— 232 с.
 153. *Шадлуи Т. П.* Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 117—147.
 154. *Шадлуи Т. П.* О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 93—103.
 155. *Шатский Н. С.* Избранные труды: Геол. формации и осадоч. полез. ископаемые.— М.: Наука, 1965.— 348 с.
 156. *Шнейдерхен Г.* Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе.— В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 11—62.
 157. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения.— М.: Изд-во иностр. лит., 1958.— 501 с.
 158. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации.— М.: Недра, 1968.— 180 с.
 159. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.— 431 с.
 160. *Щербак Н. П.* Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1975.— 272 с.
 161. *Ярош П. Я.* Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале.— М.: Наука, 1973.— 239 с.
 162. *Ярошук М. А.* Железорудные формации Белоперковско-Одесской металлогенической зоны.— Киев: Наук. думка, 1983.— 224 с.
 163. *Bachinski D. I.* Metamorphism of cupriferous iron sulfide deposits Notre Dame bay Newfoundland.— Econ. Geol., 1976, 71, p. 443—452.
 164. *Barrett F. M., Binns R. A., Groves D. J. et al.* Structural history and metamorphic modification of Archean volcanictype nickel deposits: Jilgarn Block, Western Aus-

- tralia.—Econ. Geol., 1977, 72, N 7, p. 1195—1223.
165. *Boyle R. W.* The geology, geochemistry and origin of the barite, manganese, and Pb—Zn—Cu—Ag deposits of the Walton—Cheverie area, Nova Scotia.—Geol. Surv. Canada, 1971, Bull. 166, 181 p.
 166. *Carlson H. D.* Origin of the corundum deposits of Reufrew Country, Ontario, Canada.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 68,—1605 p.
 167. *Clarke M. C. G.* Current chinese thinking on the south China tungsten province.—Trans. Inst. Mining. and Met. B, 1983, 92, N 2, p. 1310—1315.
 168. *Cox R. A., Glasson K. R.* Economic geology of the Cleveland mine, Tasmania.—Econ. Geol., 1971, 66, N 6, p. 861—878.
 169. *Cunningham W. B., Hill R., Taupitz K. C.* Two new tungsten bearing horizons in the older precambrian of Rhodesia.—Miner. deposita, 1973, 8, N 2, p. 200—203.
 170. *Gammon J. B.* Fahlbands in the precambrian of southern Norway.—Econ. Geol., 1966, 61, N 1.—237 p.
 171. *De Kun N.* The Mineral resources of Africa.—Amsterdam etc. : Elsevier, 1965.—740 p.
 172. *Dzulynski Sr.—Sass-Gustkiewicz M.* Ore breccias in the triassic rocks of the Cracow—Silesian region (Poland).—Schriften. Wrdwiss. Kommis. Öst. Akad. Wiss., 1978, p. 125—130.
 173. *Fleischer R. A., Routhier P.* The «Consanguineons» origin of a tourmaline-bearing gold deposits : Passagem de Moriana (Brasil).—Econ. Geol., 1973, 6, N 1, p. 11—22.
 174. *Goni J., Picot P.* Certaines particularités mineralogiques des tectites a scheelite du nord-est du Brésil.—Bull. Soc. franc. miner. Crist., 1965, 78, N 1, p. 11—16.
 175. *Höll R., Maucher A., Westenberg H.* Syn-sedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata — and time bound scheelite deposits of Klemarlal an Febertal in the Eastern Alps.—Miner. deposita, 1972, 7, N 1, p. 217—226.
 176. *Hösel G.* Zur Genese der sogenannten Zinnlager von Aue und Bockau im Erzgebirge.—Z. Angev. Geol., 1973, 19, H. 1, S. 4—8.
 177. *Hübner H.* Molybdenum and tungsten occurrences in Sweden.—Sver. geol. unders. Ca, 1971, N 46, p. 29—57.
 178. *Lahusen L.* Schicht- und zeitgebundene Antimonit—Scheelit—Vorkommen und Zinnober—Vererzungen in Kärnten und Osttirol (österreich).—Miner. deposita, 1972, 7, N 1, S. 31—60.
 179. *Lambert J. B., Sato T.* The Kuroko and associated ore deposits of Japan: a review of their features and metallogenesis.—Econ. Geol., 1974, 69, N 8, p. 1215—1236.
 180. *Lusk J.* A possible volcanic exhalative origin for lenticular nickel sulfide deposits of volcanic association, with special reference to those in Western Australia.—Can. J. Earth. Sci., 1976, 13, N 3, p. 451—458.
 181. *McDonald J. A.* Metamorphism and its effects on sulphide assemblages.—Miner. deposita, 1967, 2, p. 200—220.
 182. *Mendelsohn F.* The geology of the Northern Rhodesian copper-belt.—London : McDonald, 1961.—523 p.
 183. *Niggli P., Koenigsberger J., Tarker R. L.* Die Mineralien der Schweizeralpen.—Basel, 1940.—326 S.
 184. *Roy S.* Manganese deposits.—London : Acad. press, 1981.—458 p.
 185. *Sullivan C. J.* Ore and granitization.—Econ. Geol., 1948, 43, N 6, p. 171—498.
 186. *Sullivan C. J.* Ore and granitization.—Econ. Geol., 1949, 44, N 4, p. 336—347.
 187. *Tweto O.* Scheelite in the Precambrian gneisses of Colorado.—Econ. Geol., 1960, 58, N 7, p. 1406—1429.
 188. *Vokes F. M.* A review of the metamorphism of sulphide deposits.—Earth—Sci. Revs, 1969, 5, p. 99—143.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Е. А. Кулиш, В. С. Домарев)	5
--	---

ГЛАВА 1

Принципы выделения рудных формаций и метаморфические изменения первичных рудных концентраций (В. С. Домарев)	8
--	---

ГЛАВА 2

Метаморфогенные рудные формации (Е. А. Кулиш)	21
Метаморфические формации	22
Рудоносные метаморфические формации	25
Понятие, категории и признаки метаморфогенных рудных формаций	27

ГЛАВА 3

Классификации метаморфогенных рудных формаций (Е. А. Кулиш)	30
---	----

ГЛАВА 4

Рудные формации различных типов метаморфизма (Е. А. Кулиш)	46
Тип рудных формаций регионального метаморфизма умеренных давлений	46
Тип рудных формаций регионального метаморфизма высокого давления	49
Тип ультраметаморфических рудных формаций	50
Тип рудных формаций контактового метаморфизма	55
Тип рудных формаций гидротермального метаморфизма	57

ГЛАВА 5

Рудные формации месторождений железа (Я. Н. Белевцев, Ю. М. Епатко, Ю. С. Лебедев)	60
Рудные формации метаморфических месторождений железа	60
Рудные формации метаморфизованных железных руд	65

ГЛАВА 6

Рудные формации метаморфизованных месторождений цветных металлов (В. С. Домарев)	76
Основные черты формаций месторождений меди, свинца, цинка, никеля, вольфрама и др.	76
Формации стратиформных залежей меди, свинца и цинка в осадочных толщах	79
Формации колчеданно-полиметаллических месторождений	85

ГЛАВА 7

Марганцеворудные метаморфогенные формации (Е. А. Кулиш)	94
---	----

ГЛАВА 8

Высокоглиноземистые формации

(*Е. А. Кулиш*) 111

ГЛАВА 9

Формации урановых месторождений

(*Я. Н. Белевцев, В. Б. Коваль, Н. П. Гречишников*) 126

Формация рудоносных конгломератов 126

Формации железисто-урановых месторождений 129

Щелочно-метасоматические формации 134

ГЛАВА 10

Рудные формации метаморфических месторождений

(*В. С. Домарев*) 142

ГЛАВА 11

Формации сульфидных медно-никелевых руд

(*В. Н. Макаров*) 149

Формация сульфидных медно-никелевых руд в расслоенных базит-
гипербазитовых комплексах 149

Формация сульфидных медно-никелевых руд в гипербазитовых
комплексах 154

Заключение (*Е. А. Кулиш, В. С. Домарев*) 157

Список литературы 160

Яков Николаевич Белевцев, Виктор Сергеевич Домарев,
Евгений Алексеевич Кулиш, Вадим Борисович Коваль,
Юрий Михайлович Елатко, Виктор Николаевич Макаров,
Николай Петрович Гричишников,
Юрий Сергеевич Лебедев

**МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ
В ДОКЕМБРИИ**

ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Утверждено к печати ученым советом
Отделения металлогении Института геохимии
и физики минералов АН УССР*

Редактор
Н. Я. ЧЕХОВИЧ
Художественный редактор
Р. И. КАЛЫШ
Технический редактор
В. А. КРАСНОВА
Корректоры
Л. Н. ЛЕМБАК, С. Е. НОТКИНА

ИБ № 7416

Сдано в набор 10.09.85. Подп. в печ. 15.04.86. БФ 01573. Формат 70×108/16. Бум.
тип. № 1. Обыкн. нов. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 14,7. Усл. кр.-отт. 14,7.
Уч.-изд. л. 16,33. Тираж 1250 экз. Заказ 5—2643. Цена 2 р. 80 к.

Издательство «Наукова думка». 252601 Киев 4, ул. Решина, 3.

Отпечатано с матриц Головного предприятия республиканского производственно-
го объединения «Полиграфкнига». 252057, Киев, ул. Довженко, 3 в Нестеровской
городской типографии. 292310 Нестеров, Львовской обл., ул. Горького 8.

Зак. 2815,

4743

РЕКОМЕНДАЦИИ