В. Н. КОТЛЯР

ОСНОВЫ ТЕОРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

В. Н. КОТЛЯР

ОСНОВЫ ТЕОРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

(Общий курс месторождений полезных ископаемых)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1970

УДК 553.2

Основы теории рудообразования. *Котляр В. И.*, М., Изд-во «Недра», 1970, 464 стр.

Книга является общим курсом месторождений полезных ископаемых, который автор читал в течение ряда лет в б. Московском институте цветных металлов и в МГРИ. В вводных главах приведены основные понятия о месторождениях, рудных телах и рудах и рассмотрены некоторые общие вопросы геохимии и изотопного анализа в приложении к изучению минеральных месторождений.

В основу разделения месторождений на классы, серии, группы, рудные формации и генетические типы положены данные, вытекающие из современных представлений о процессах и геологических условиях рудообразования. При этом использованы не только геологические данные, но и данные физической химии, химической термодинамики, кристаллохимии и других смежных точных наук. При рассмотрении вопросов эндогенного рудообразования учтены результаты экспериментальных исследований, а также показана эволюция теоретических представлений о постмагматических процессах.

В работе дано обоснование серий плутоногенных и вулканогенных месторождений, существенно различающихся по характеру и способу образования. В отличие от других работ и учебных пособий выделение генетических групп постмагматических месторождений проведено по единому принципу метасоматических формаций, с которыми они тесно связаны. Это дает возможность применять генетический подход и учение Д. С. Коржинского и В. А. Жарикова о метасоматических процессах к изучению месторождений.

Экзогенные и метаморфогенные месторождения также рассмотрены на новом материале. Показано важное значение инфильтрационных процессов, внутрипластового окисления и палеогидрогеологии при их развитии.

Выделены формации вулканогенно-осадочных месторождений. В заключительной главе рассмотрены вопросы региональной металлогении, металлогении рудных районов, а также эндогенной и экзогенной ее типов.

Таблиц 26, иллюстраций 162, библиография 219 названий.

2—9—4
290—70

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий курс читался автором в течение ряда лет в Московском институте цветных металлов и золота и Московском геологоразведочном институте. Составление его было задумано еще давно совместно с академиком А. Г. Бетехтиным, но его длительная болезнь и кончина не позволили ему принять в нем то участие, на которое автор рассчитывал. Необходимость нового теоретического курса минеральных месторождений для технических вузов с каждым годом становилась все очевиднее. В учении о рудных месторождениях, как и во многих других науках, наступил тот период, когда уже нельзя обойтись одной констатацией необходимости замены и развития целого ряда теоретических положений новыми, лучше аргументированными и увязанными с данными практики, но требуется и непосредственная разработка таких положений.

В настоящее время теория рудообразования обогатилась многими крупными исследованиями, гипотезами и идеями, число которых продолжает бурно расти. Анализ огромного геологического материала по минеральным месторождениям, привлечение и использование данных точных и смежных наук, их обсуждение на региональных, общесоюзных и международных симпозиумах и конференциях — все это приводит к необходимости изложить эти данные в едином курсе, доступном для новых поколений геологов. Первый опыт в этом направлении был предпринят академиком В. И. Смирновым. Написанная им «Геология месторождения полезных ископаемых» несомненно является большим вкладом в теорию рудообразования и важным учебным пособием для университетов, поскольку в ней в той или иной мере нашли отражение новые теоретические положения и в том числе результаты исследований самого автора. Почти одновременно появилась и другая книга французского ученого П. Рутье в двух томах (P. Routhier. Le gisements Metalliferes. vol. 1, 2, Paris, 1963). Эта книга после широко использовавшихся курсов зарубежных ученых А. Рагена, Г. Шнейдерхена, А. Бетмана, а также ряда наших

отечественных ученых, отражавших, если так можно выразиться, линдгреновский, т. е. довоенный уровень состояния наших знаний, представляет собой серьезную попытку подойти к созданию нового курса. Однако П. Рутье недооценил важности использования «старого наследия» и несколько переоценил значение новых идей в области экзогенного рудообразования.

Противоположностью в этом отношении явилась книга Ч. Парка и Р. Мак-Дормида, сохранивших линдгреновские принципы на новом фактическом материале, в основном американском. Книга привлекательна сжатостью изложения, но она далеко не отражает главнейших достижений в развитии современной теории.

При таком положении нам кажется оправданным издание настоящей книги, ориентированной на подготовку студентов геологоразведочной специальности политехнических вузов. Это, конечно, не значит, что она закрывает пути для издания в дальнейшем подобных курсов на еще более высоком теоретическом уровне. Автор отдает себе отчет в том, что многие важные вопросы в настоящее время не закончены разработкой, теоретические и экспериментальные исследования по ним находятся еще на первых стадиях. Очевидно в дальнейшем по некоторым из них можно будет дать новые выводы или интерпретации.

Правильность теоретических положений всегда должна проверяться практикой. Теория в конечном счете должна привести к уверенному и эффективному прогнозированию всех видов минерального сырья, в котором нуждается человечество. Именно с этих позиций и должны оцениваться те или иные идеи, гипотезы и теоретические положения.

В предлагаемом курсе сделана попытка осветить новые теоретические положения по целому ряду основных вопросов теории рудообразования. Эти положения касаются трактовки образования магматических ликвационных, пегматитовых, постмагматических, особенно вулканогенных, а также и экзогенных инфильтрационных, осадочных и отчасти метаморфогенных месторождений, т. е. по существу почти всех классов и генетических серий месторождений. Кратко приведены данные теоретического характера с использованием выводов смежных наук и экспериментального обоснования основных положений и гипотез. Несмотря на стремление автора рассмотреть ряд вопросов не только с качественной, но и с количественной стороны (соотношение элементарных процессов, действующих масс, относительной длительности и скорости их протекания, глубинности, оценки количества продуктов, этапов и стадий и т. п.), далеко не всегда можно ограничиться одним выводом, даже наиболее вероятным. Поэтому если вопрос еще не решен, приводится несколько гипотез, но всегда подчеркивается та, которую автор считает более обоснованной или более вероятной. Для лучшего понимания нередко кратко приводится и эволюция представлений, приводящих к решению вопроса. Такой исторический подход приучает студентов и молодых геологов обращать больше внимания на различный уровень

состояния наук и ценить работы не только современников, но и наших предшественников.

В курсе широко использован формационной подход к изучению месторождений, выражающийся в выделении не только осадочных и рудных, но также магматических, метасоматических и структурно-геологических формаций, а также фаций глубинности, чего раньше не делалось. Классификация месторождений, являющаяся «гордиевым узлом» теории рудообразования, в курсе рассматривается как по линии основных генетических классов и серий месторождений, по существу являющейся общепризнанной, так и по линии выделения групп, генетических типов и рудных формаций, допускающих на современном уровне несколько различный подход к их выделению. Для наиболее спорной классификации гидротермальных месторождений в курсе принят принцип гидротермальных метасоматических формаций как характеризующий обстановку и охватывающий наиболее важные генетические признаки — температуру, давление, вмещающую среду, кислотность — основность, градиенты изменения термодинамических факторов и т. п.

В курсе показаны не только различия выделенных генетических групп, но и их связь между собой, в том числе взаимосвязь таких до сих пор противопоставлявшихся месторождений, как гидротермальные и экзогенные инфильтрационные, магматогенные и осадочные. Показана также полигенность некоторых, в частности колчеданных, медно-порфировых, железорудных магнетитовых и других месторождений, а также взаимосвязь рудных формаций с рассмотрением их в генетических группах (формационный принцип) и геохимических рядах.

Автор придает большое значение выделению группы вулканогенных и вулканогенно-осадочных месторождений. Ведь дело не столько в источниках рудного вещества, природа которого далеко не всегда уверенно распознается, сколько в совершенно иных, чем для интрузивных месторождений, условиях нахождения, размещения, залегания, морфогенезиса, строения и состава руд, поведения рудных образований. К сожалению, это еще далеко не всегда осознается, хотя именно за счет такого рода месторождений целые отрасли нашей промышленности обретают уверенное будущее. В такой же мере это касается и выделения вулканогенно-осадочных месторождений, для изучения которых предстоит еще много сделать. Нельзя не отметить, что в связи с этим понимание и оценка некоторых месторождений, даже таких знаменитых, как Чиатури, Садон, а за рубежом Бьютт, Тинтик, Кляймакс и многих других, оказывается принципиально иной.

В курсе получили отражение важные работы по геологии и геохимии не только цветных, благородных и черных металлов, но также редких и радиоактивных элементов.

Однако автор не считает предлагаемый курс совершенным: ряд вопросов еще не доработан, другие рассмотрены схематично. В трудоемкой работе по анализу и обобщению огромного фактического

и теоретического материала, потребовавшей в ряде случаев изучения смежных дисциплин, всегда возможны неточности и погрешности. За все замечания, которые могут быть сделаны, автор заранее приносит искреннюю благодарность.

Автор приносит глубокую благодарность академику В. И. Смирнову, академику АрмССР И. Г. Магакьяну, профессорам А. В. Пэку, Н. С. Скрипченко, М. Б. Бородаевской и Н. И. Бородаевскому, доцентам Свердловского горного института С. С. Щербину, А. П. Наседкину, а также А. В. Дружинину, П. Д. Яковлеву, Т. М. Кайковой, В. Я. Терехову, И. М. Баюшкину, В. В. Оленину и другим за дружеские советы, критические замечания и помощь в оформлении работы. Особую благодарность автор выражает заместителю министра геологии СССР В. И. Кузьменко, содействовавшему опубликованию этой книги.

Часть первая

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ УЧЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Глава I

ВВЕДЕНИЕ

Задачи, построение курса и методы изучения месторождений полезных ископаемых

Учение о месторождениях полезных ископаемых представляет собой одну из важнейших отраслей геологических наук, изучающих процессы образования руд и закономерности их нахождения в природе — их геологическое положение, форму рудных тел, состав руд и их изменения, а также генезис и размещение месторождений в земной коре, что необходимо для научного прогнозирования и правильного направления их поисков и разведки. Выяснение закономерностей формирования месторождений и их размещения вооружает геолога научными, практически необходимыми знаниями, где искать и как разведывать месторождения и какие полезные ископаемые он может обнаружить в том или ином месте. Без этих знаний поиски и разведки являются малоэффективными и, наоборот, чем полнее учитываются условия образования месторождений и закономерности размещения природных типов их, тем более значительны получаемые результаты.

Основные задачи и предмет курса могут быть охарактеризованы следующими словами великого русского ученого и геолога М. В. Ломоносова: «Велико есть дело достигать во глубину земную разумом, куда рукам и оку достигнуть возбраняет натура . . . проникать рассуждением сквозь тесные расселины и вечною ночью помраченные вещи и деяния выводить на солнечную ясность» («Прибавление о слоях земных», 1794, стр. 168—169). Наука «достигать во глубину земную разумом», т. е. распознавать руды и разнообразные геологические признаки, указывающие на их нахождение, чтобы выявлять по этим признакам скрытые в недрах месторождения полезных ископаемых, предсказывать их поведение на глубину, и составляет предмет данного курса.

Основной задачей курса является изучение процессов и условий образования месторождения полезных ископаемых для выяснения закономерностей их нахождения в природе, т. е. для выявления их закономерных связей с горными породами, геологическим строением

и всеми другими геологическими факторами, в совокупности определяющими условия и глубину их залегания, форму их проявления, состав руд и размещение.

Полезными ископаемыми называются минеральные агрегаты, которые могут быть использованы человечеством. Полезные ископаемые составляют основу материальной жизни общества. Чем богаче ими недра страны и чем шире и интенсивнее они используются в народном хозяйстве, тем выше уровень материальной жизни народа данной страны.

Полезные ископаемые используются человеком со времен глубокой древности. Еще в палеолите, т. е. много десятков тысяч лет до н. э., первобытный человек применял для изготовления орудий и утвари халцедон, кварц, обсидиан, серпентин, янтарь и другие минеральные образования. За несколько десятков тысяч лет до н. э. человечество научилось широко применять глину для гончарных изделий и строительный камень для строительства жилищ. Примерно за 25 тыс. лет до н. э. человеку уже было известно золото, а 12 тыс. лет назад он стал применять медные руды. Возникновение древнеегипетской, древнегреческой, славянской и других культур теснейшим образом было связано с вовлечением в использование различных видов полезных ископаемых. Зарождение и развитие промышленности, проявление все новых и новых ее отраслей и вся дальнейшая история развития человечества неразрывно связаны с развитием производительных сил и, в первую очередь, с выявлением и освоением полезных ископаемых. Этот процесс все более широкого использования полезных ископаемых продолжается до наших дней и будет продолжаться в дальнейшем.

В эпоху построения коммунистического общества мы являемся свидетелями вовлечения в производство целого ряда полезных ископаемых, которые приводят к коренным изменениям в области промышленности и условий жизни человека. Так, например, применение титана, ниобия, тантала и других редких металлов позволило во много раз увеличить скорости движения самолетов. Родившееся на наших глазах производство урана из урановых руд в настоящее время стало одним из показателей технического прогресса в области энергетики, а редких металлов — в области космонавтики. Открытие полупроводников и использование германия, селена и других металлов также характеризует собой новую ступень технического прогресса в области средств связи и оказывает огромное влияние на дальнейшее развитие целого ряда отраслей народного хозяйства. Все более широкое использование полезных ископаемых отражает творческий путь человеческого гения, ведущий к светлому будущему человечества.

Полезные ископаемые могут быть разделены на три основные группы:

1) металлические, или рудные, полезные ископаемые, из которых путем переработки извлекают различные металлы или их соединения, используемые промышленностью; сюда входят месторождения

черных, цветных, благородных, легких, редких и радиоактивных металлов;

2) неметаллические полезные ископаемые, используемые в химической, строительной и многих других отраслях промышленности в виде минеральных агрегатов целиком (например, мергели, стройматериалы в виде гранита, известняка, туфа и т. п., каменная соль и др.) или же путем выделения из добываемых руд полезных компонентов (например, алмазов, слюд, асбеста, серы и многих др.);

3) горючие полезные ископаемые — нефть, газ, каменный уголь и торф.

Полезные ископаемые разделяются также по их физическим свойствам на твердые, жидкие и газообразные. Курс месторождений полезных ископаемых делится на четыре части:

I часть общая, или теоретическая, где рассматриваются природные процессы рудообразования, геологические условия формирования месторождений полезных ископаемых, их размещение в земной коре; этой задаче посвящена настоящая книга;

II часть, в которой дается характеристика промышленных типов рудных (металлических) месторождений по отдельным металлам и генетическим группам;

III и IV части, где рассматриваются месторождения неметаллических и горючих полезных ископаемых по отдельным их видам, используемым в промышленности.

В первой части излагаются преимущественно теоретические вопросы образования месторождений важнейших типов, встречающихся в природе, во II и III частях дается описание конкретных месторождений, их групп и приводятся геолого-экономические сведения о месторождениях, используемых промышленностью. При этом в III и IV частях курса месторождения неметаллических и горючих полезных ископаемых рассматриваются лишь в общем виде, так как для специализации по ним имеются особые руководства. Для специальности геология и разведка редких и радиоактивных месторождений также составляется специальный учебник.

Для успешного усвоения курса месторождений полезных ископаемых необходимы знания в области минералогии и геохимии, петрографии, структурной геологии, а также кристаллохимии, химической термодинамики, экономики и технологии. Прохождение курса должно сопровождаться лабораторными занятиями по изучению коллекций каменных материалов, схем, диаграмм и иной графики, моделей и т. п., характеризующих отдельные месторождения и их генетические типы, а также лабораторными занятиями по изучению руд под микроскопом. При прохождении курса предусматривается самостоятельная проработка учебного материала путем составления курсовой работы по геологии одного из месторождений или группы их на базе материалов производственной практики и изучения соответствующей литературы.

Учение о месторождениях полезных ископаемых обладает своими методами исследований. К ним относятся детальная геологическая

съемка в масштабах от 1 : 25 000 до 1 : 500, подземное геологическое картирование в масштабах 1 : 200—1 : 50 с составлением геологических планов и разрезов, методы геологоструктурного анализа и геологической документации, металлогенические исследования с составлением металлогенических карт и карт прогнозов, специальные методы петрографических и минералогических исследований руд и вмещающих пород, методы минераграфии и парагенетического анализа, обычно сочетающиеся с методами спектрального, рентгеноструктурного, термического, фотометрического, полярографического и микрохимического анализа. Большое значение в изучении месторождений полезных ископаемых имеет сравнительный метод, основанный на выявлении типов месторождений, характеризующихся общими чертами и закономерностями. Наконец, очень важное значение имеют экспериментальные работы, воспроизводящие природные условия образования руд, которые все шире начинают применяться при изучении данного курса.

Преподавание курса полезных ископаемых сопровождается специальным курсом минераграфии, задачей которого является изучение вещественного состава руд и условий кристаллизации рудного вещества.

Краткая история развития учения о месторождениях полезных ископаемых

Связь учения о месторождениях полезных ископаемых с горным делом и зарождение знаний о минеральных месторождениях

Формирование и развитие учения о месторождениях полезных ископаемых теснейшим образом связано с возникновением и совершенствованием горного дела. Появление различных отраслей горнодобывающей промышленности не только основывалось на выявлении полезных ископаемых, но и являлось источником их познания. Накопление таких знаний, а также данные смежных наук и привели к формированию теории рудообразования.

Известно, что еще в древние времена, когда египтяне, вавилоняне, ассирийцы и индусы стали применять самоцветные камни в меновой торговле (3400 лет до н. э.), а древние греки, римляне, китайцы, «древняя чудь» и другие народы стали добывать и использовать золото, медь, олово, ртуть и другие металлы, рудокопы накапливали знания о природных концентрациях и поисковых признаках руд, например, в Казахстане, Средней Азии, Западной Сибири, на Урале и в других районах.

Находки месторождений самоцветных камней и металлов отмечались еще в древнейшее время. Так, например, в Майкопском кургане были найдены золотая диадема и серебряный сосуд времен элеолита (третье тысячелетие до н. э.). Во второй половине третьего

тысячелетия до н. э. высокого уровня достигло производство медных изделий на территории Болгарии, Венгрии, Югославии и стран Ближнего Востока. Уже тогда Древним Египтом посылались экспедиции за пределы страны для поисков меди, бирюзы и золота. Сохранился на папирусе древнейший план золотых рудников в Восточной пустыне (Вади Хаммамат), относящийся к XII—XI вв. до н. э.

Согласно Геродоту, в середине первого тысячелетия до н. э. производились не только поиски и разработка золота, меди, драгоценных камней, но в некоторых районах, например в Карамазаре (Средняя Азия), добыча серебра, свинца и меди в 786—804 гг. до н. э. достигла высокого уровня. Древнегреческий географ и историк Страбон, описавший разработки золота в Испании, указывал на золотоносность Колхиды (Грузии).

В эпоху древних веков для развития представлений о месторождениях полезных ископаемых существенное значение имели работы таджикского философа Авиценны (Абу-Али Ибн-Сина — 980—1037 гг. н. э.), который впервые выделил сульфидную группу минералов, а также минералогические исследования хорезмского ученого Бируни. В эту эпоху горные промыслы продолжают интенсивно развиваться, охватывая новые страны и районы, добыча и выплавка меди, железа, свинца, олова, ртути и других металлов производилась все в больших масштабах. В IX—X вв. н. э. такие знаменитые рудники древности, как Кан-и-Мансур, Кан-и-Гут, Ангрен, расположенные в Средней Азии, считались одними из самых крупных в мире. Примерно к этому же времени относятся железорудные разработки на Северном и Среднем Урале, несколько позднее возникли оловорудные копи Олонецкого края. Широко развит был горный промысел в древнем государстве Урарту, куда входила значительная часть Армянской ССР и в части Турции и Ирана, а также в Греции, Западной Европе и других странах.

Накопление народного опыта по изысканиям полезных ископаемых и использованию земных недр и явилось источником возникновения и развития учения о полезных ископаемых. Длительная история развития горного дела на территории нашей страны дала много ценных сведений о геологии полезных ископаемых.

Начало формирования учения о полезных ископаемых относится к эпохе феодализма, когда развитие производительных сил стало более значительным. В это время мелкие кустарные разработки уступают место все более крупным рудникам, совершенствуется техника горных работ и выплавка металла, появляются первые заводы. Возникают горнопромышленные районы в Западной Европе (Чехословакия, Саксония, Швеция, Шотландия) и других частях света. Начинает развиваться горнозаводская промышленность и в древней Руси — в Подмосковье, на Урале, в Олонецком крае, а затем на Алтае и в Сибири. В XV в. стали разрабатываться железорудные залежи Тулы и Подмосковья, а в XVI в. месторождения района рек Хопер и Вычегда. В это время в Древней Руси железа выплавлялось так много, что значительная часть его вывозилась

за границу. Добывалось много соли, слюды, серы. Несомненный интерес представляют записи о месторождениях полезных ископаемых, производившиеся в средние века. В одной из таких записей, носящей название «Книга, глаголемая большой чертеж», и относящейся к XIV в., уже упоминаются рудные месторождения Древней Руси.

Необходимость расширения добычи руд потребовала усиления их поисков. В допетровской Руси поиски руд приобрели важное государственное значение уже в XV в. На поиски руд посылались специальные люди, которые в дальнейшем уступают место профессионалам—рудознатцам. С начала XVII в. начинается освоение рудных богатств Урала, а затем Сибири.

Развитие научных представлений о рудообразовании и формирование учения о месторождениях полезных ископаемых

Специальные работы, посвященные месторождениям, появляются в XVI и XVII вв. Георгий Агрикола (Бауер), изучавший проявления руд в природных условиях, в 1558 г. написал специальную работу о полезных ископаемых одного из старейших рудных районов Западной Европы — Фрейбергского, в которой он выделил земли, соли, драгоценные камни, металлы и прочие минералы. Он дал классификацию рудных тел по их форме и, описывая жилы, слои, штоки, прожилки, остановился на их происхождении. Он высказал соображения, что руды формировались не вместе с образованием Земли (земной коры), а позже нее, и что они произошли путем заполнения трещин и пустот продуктами, выпадавшими из вод поверхностного происхождения, проникавших в горные породы.

В 1644 г. Р. Декарт по-иному объяснил формирование руд. Он считал, что Земля представляет собой звезду с горячим ядром и руды образовались преимущественно из эманаций, поднимавшихся из глубин Земли. Несмотря на установление в дальнейшем многообразия и сложности процессов рудообразования и большие успехи, достигнутые наукой о полезных ископаемых, основной вопрос — что́ является главнейшим источником образования руд — магма и глубинные эманации или породы земной коры, в которых рассеяны рудные вещества, еще много раз рассматривался на протяжении столетий и до сих пор занимает мысли исследователей.

Указанные представления о происхождении рудных месторождений вызвали большие споры во Фрейбергской горной академии, учрежденной в 1756 г. в Саксонии. Существовавший до этого взгляд на происхождение минеральных месторождений путем испарений из недр Земли и отложения руд по трещинам был отвергнут основателем школы нептунистов профессором А. Г. Вернером. В своей книге «Новая теория образования жил», изданной в 1791 г., он утверждал, что все месторождения и все горные породы (в том числе и изверженные) образовались в результате выщелачивающего дей-

ствия нисходящих, просачивающихся сверху вод, берущих начало из мирового океана.

В противоположность этим односторонним, но очень широко распространившимся идеям, сторонниками школы плутонистов был высказан совершенно иной взгляд о глубинном происхождении руд. Глава этой школы Д. Хэттон, наблюдавший месторождения Шотландии, расположенные в области изверженных и метаморфических пород, в 1788 г. выдвинул гипотезу о том, что все месторождения являются магматическими инъекциями. Отрицая роль воды в образовании руд, он обосновывал свою также одностороннюю теорию тем, что рудные минералы нерастворимы в воде. Представления плутонистов получили чрезвычайно широкое распространение, и даже ученики А. Г. Вернера Л. Бух и А. Гумбольдт, вначале верные идеям своего учителя, стали его противниками. Представления нептунистов и плутонистов существовали в течение длительного периода времени. Отражая односторонние и поэтому неправильные взгляды каждой теории, спор нептунистов и плутонистов имел, однако, то положительное значение, что вызвал к жизни новые исследования, новое накопление фактов, причем исследования производились во многих странах, где развивалась горная промышленность.

Россия еще в XVII в. после мероприятий по развитию горной промышленности, проведенных Петром I, по выплавке железа и меди вышла на первое место в мире. К этому времени было открыто много месторождений: Березовское, Турьинское, Богословское, Благодатское и другие на Урале, рудные районы Алтайский и Нерчинский, каменные угли Подмосковья и Донбасса. Появились первые горные школы: в 1713 г. в Олонце, затем на Урале (1721, 1723 гг.) и Алтае, а в 1773 г. в Петербурге была учреждена Высшая горная школа, впоследствии Горный институт, давший целую плеяду замечательных русских ученых. Все в бо́льшем количестве появляются сообщения и работы, посвященные различным вопросам геологии полезных ископаемых: были опубликованы сообщения и записки В. Н. Геннина, С. П. Крашенинникова, В. Н. Татищева, статьи Г. В. Рихмана об асбесте (1720 г.), рудокопной науке (1738 г.) и нефти (1739 г.), работы А. М. Карамышева и многие др.

Особенно большую роль в создании основ науки о минеральных месторождениях сыграли работы величайшего русского ученого М. В. Ломоносова, явившегося провозвестником учения о рудных месторождениях. Он высказывал «еретическое» для того состояния науки мировоззрение об изменяемости природы и о взаимной связи различных явлений. В замечательных работах «О слоях земных», «Слово о рождении металлов от трясения земли» и «Первые основания металлургии и рудных дел» М. В. Ломоносов высказал важнейшие взгляды на многие основные вопросы рудных месторождений, независимые от суждений других исследователей.

Он указал на взаимосвязь землетрясений, тектоники и горообразования и ясно наметил связь рудных месторождений с тектоникой. За 90 лет до Эли-де-Бомона М. В. Ломоносов пришел к выводу

о разновременности и многоэтапности образования рудных жил; отметил значение не только послерудных нарушений, но и внутрирудной тектоники, должная оценка которой дана лишь в нашу эпоху. Он показал, что по взаимному пересечению рудных жил можно определить их относительный возраст. М. В. Ломоносовым высказаны правильные представления об окислении руд месторождений и об использовании этого фактора при их поисках.

Несмотря на распространение в эпоху М. В. Ломоносова так называемой теории «флогистона», от которой не был свободен и сам М. В. Ломоносов, его представления в части происхождения руд как образовавшихся из глубинных горячих водных растворов или паров в трещинах земной коры были несомненно прогрессивными. Он писал, что «горная материя сгущалась, от воды отделяясь и принимая в себя серные пары, металлы с ними соединяла». Еще за 100 лет до появления латераль-секреционной теории он указал на возможность заимствования металлов растворами также из вмещающих пород. Легко убедиться в том, что еще до развернувшегося спора нептунистов и плутонистов он хорошо представлял сложность и многообразие формирования рудных месторождений. В своих работах М. В. Ломоносов касался и других важных вопросов минеральных месторождений — морфологии жил и их благонадежности, рудных столбов, россыпей и др. Таким образом, работы М. В. Ломоносова явились важнейшим этапом в создании науки о минеральных месторождениях, а сам М. В. Ломоносов — одним из основателей этой науки.

Развитие феодализма, а затем и капитализма привело к широкому освоению рудных районов и к интенсивным поискам новых минеральных месторождений во многих странах Европы. Стали появляться многочисленные описания месторождений и районов, в результате чего накапливался большой фактический материал, который интерпретировался и обобщался, развивались различные отрасли науки. В России после М. В. Ломоносова серьезное значение имели исследования путешественника И. И. Лепехина, исследователя Кольского полуострова и Онежского края Н. Я. Озерецковского, затем М. Е. Головина, П. Н. Рычкова, Н. Г. Туманского, А. А. Нартова, И. Абрамова, исследователя Урала Н. Н. Фалька, известного путешественника П. С. Палласа, П. Г. Лемана, Г. К. Разумовского и многих др. Было создано «Горное ведомство», под руководством которого все более и более расширялись геологические работы. Начал выходить «Горный журнал», появились «геогностические» карты. В 1789—1794 гг. Д. Лебедевым и М. Ивановым была составлена первая геологическая карта Восточного Забайкалья. Работы В. М. Севергина, А. М. Теряева, Д. С. Меньшенина, И. Г. Гавеловского, Д. С. Соколова и других русских ученых, относившиеся к концу XVIII в. и первой половине XIX в., имели существенное значение для установления односторонности представлений нептунистов, с одной стороны, и плутонистов — с другой, и выявления многообразия природных процессов рудообразования.

В XVIII и XIX вв. появилось большое количество работ, посвященных изучению минеральных месторождений Европы и Америки. Особо важное значение имели работы французского ученого Эли-де-Бомона и его немецкого последователя Б. Котты. Эли-де-Бомон в 1847 г. указал на доминирующее значение месторождений, образованных эманациями глубинного магматического происхождения. Он выделил собственно магматические месторождения, образованные при охлаждении интрузий в процессе кристаллизации магмы, и месторождения гидротермальные, возникшие из горячих вод, выделявшихся при охлаждении магмы. Б. Котта (1859 г.) в своем трактате также подчеркнул многообразие происхождения рудных месторождений и указал на большую роль магматизма. Будучи хорошим петрологом, он акцентировал важную роль в образовании руд растворов магматического происхождения и отметил зональное расположение руд и минералов при их отложении в зависимости от падения температуры рудоносных растворов.

Несмотря на работы М. В. Ломоносова и позднейшие исследования и обобщения Эли-де-Бомона, Б. Котты и других ученых, обоснованные большим фактическим материалом, и достижениями развивающихся смежных отраслей наук, в конце XIX в. в Западной Европе, а затем и в Америке имело место возрождение взглядов нептунистов в виде латераль-секреционной теории. Эта теория, высказанная в начале 1847 г. К. Г. Бишоффом, но особенно защищавшаяся в Германии в 1882 г. Ф. Зандбергером, заключалась в том, что в качестве источника всех руд рассматривались вмещающие породы, из которых металлы выщелачивались водами атмосферного происхождения и отлагались по трещинам. Подтверждением этой теории авторы считали наличие некоторых металлов в минералах горных пород, например никеля, меди и кобальта в оливинах, свинца и цинка в пироксенах, габбро, мышьяка, свинца и цинка в биотитах и т. п. А. Добре, С. Ф. Эммонс (1868 г.) и С. Р. Ванхайз (1901 г.) также принимали эту теорию, но считали, что воды прогревались на глубине, приобретали химическую активность, в результате чего происходило выщелачивание рассеянных в горных породах металлов, а затем отложение руд по трещинам при подъеме вод в верхние горизонты.

Этим представлениям были противопоставлены данные многочисленных исследователей, отличавшихся большой тщательностью наблюдений. В критике теорий важную роль сыграли также работы А. Н. Карпинского, Е. С. Федорова, И. В. Мушкетова в России, Ф. Пошепного (1893 г.) в Чехословакии, П. Ниггли в Швейцарии, В. Линдгрена и К. Эммонса в США, И. Х. Л. Фогта в Норвегии и др.

В 1920 г., когда американский геолог И. Сперр выдвинул теорию происхождения руд из вязких рудных магм и совершенно исключил действие гидротермальных растворов, вновь возродилась теория плутонистов. Эта теория вызвала большой интерес и в других странах, но в результате большой дискуссии в США она была отвергнута и снова наступило владычество гидротермальной теории происхождения

руд. Особенно широкое распространение гидротермальная теория происхождения руд получила после опубликования В. Линдгреном его монографии и классификации минеральных месторождений. Многие американские и западноевропейские исследователи (в том числе и специалисты по рудным месторождениям) полагают, что «в настоящее время неоспоримо господствует теория магматических вод» (Бетман, 1925). Эта точка зрения нашла отражение и в работе Ч. Парка и Р. Мак-Дормида (1965 г.), переведенной на русский язык. Однако последние исследования показали, что такие представления уже не отражают всех достижений учения о рудных месторождениях. Глубокий анализ накопленного материала, полученного в результате проведения огромных по масштабу геологических работ, приводит к тому, что старые классические схемы уже не объясняют всего многообразия наблюдающихся фактов и требуют развития или замены. В настоящее время благодаря широкому использованию смежных и особенно точных наук качественные методы изучения рудных месторождений все более заменяются количественными.

Исследования показали, что в формировании эндогенных месторождений огромное значение имели процессы не только плутонизма, но и палеовулканизма, а также процессы метаморфизма, а в образовании экзогенных месторождений — процессы гипергенеза, седиментогенеза, диагенеза и катагенеза. Важное значение приобрела проблема рудоносности пород докембрия. Эти и многие другие теоретические вопросы имеют большое значение в изучении процессов рудообразования и в поисково-разведочном деле. Никогда ни в одной стране они не ставились столь широко и остро, как у нас в СССР. Нет сомнения, что основываясь на материалистическом понимании природных явлений, рассматривая их в поступательном развитии, во взаимосвязи между собой и средой, беря в основу диалектический метод, мы приближаемся к решению и этих сложных проблем, которое в конечном итоге сделает наши поиски и разведки еще более эффективными.

Развитие теории рудообразования в СССР

Как уже говорилось, большую роль в развитии науки о рудных месторождениях сыграли работы русских и, в частности, советских геологов.

Еще в 20-х годах большая плеяда замечательных ученых приступила к систематическому изучению геологии и полезных ископаемых главнейших областей СССР, в процессе которого подверглись проверке и дальнейшему развитию все теоретические положения. Исключительными по важности для своего времени и классическими по тщательности выполнения и объективности подхода являются исследования Н. К. Высоцкого, А. Н. Заварицкого и П. И. Преображенского по Уралу, В. А. Обручева, А. К. Мейстера, В. Н. Зверева, М. А. Усова, С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина по Сибири и Северо-Востоку Азии, В. К. Катульского, И. Ф. Григорьева и В. П. Нехо-

рошева по Алтаю, Н. Г. Кассина, И. С. Яговкина, М. П. Русакова, К. И. Сатпаева по Казахстану, И. В. и Д. И. Мушкетовых, В. Н. Вебера, А. Е. Ферсмана, В. А. Николаева и Б. Н. Наследова по Средней Азии, А. П. Герасимова, И. Г. Кузнецова, В. П. Ренгартена, К. Н. Паффенгольца, Л. К. Конюшевского, В. Г. Грушевого и др. по Кавказу, А. А. Полканова и В. Тимофеева по Кольскому полуострову, А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского по Русской платформе и др. Результаты этих исследований, продолжающих традиции русских корифеев геологии, и явились той основой, на которой были достигнуты в дальнейшем крупнейшие успехи в учении о месторождениях полезных ископаемых.

В важнейшей проблеме петрогенезиса и эндогенного рудообразования бесспорно выделяются капитальные работы А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, В. А. Николаева и В. С. Соболева, получившие широкое признание далеко за пределами нашей страны. Основываясь на приложении к природным процессам принципов физической химии и химической термодинамики, Д. С. Коржинский вскрыл сущность метасоматических процессов, широко распространенных при образовании рудных месторождений. Им же разработана имеющая важное значение методика парагенетического анализа, принятая в настоящее время и за рубежом.

В понимании происхождения месторождений магматического генезиса несомненно важная роль также принадлежит русским ученым. Классификации этих месторождений, разработанные А. Н. Заварицким и А. Г. Бетехтиным, в настоящее время являются по-существу общепринятыми. Крупные теоретические работы по магматическим месторождениям опубликованы М. Н. Годлевским, Г. А. Соколовым, П. М. Татариновым и др.

Геохимическое направление в изучении рудных месторождений было разработано в нашей стране такими замечательными учеными, как В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман. Изучая процессы рассеивания и концентрации элементов, они выявили важнейшие закономерности, приводящие к образованию рудных месторождений, и их выводы вместе с работами других геохимиков получили широкое признание в учении о минеральных месторождениях. Данное научное направление плодотворно развивается А. П. Виноградовым, А. И. Тугариновым, В. В. Щербиной и др. Большое значение в изучении пегматитов и пегматитового процесса имели работы А. Е. Ферсмана, а также позднейшие работы А. Н. Заварицкого, А. И. Гинзбурга, В. Д. Никитина и др.

Разработка металлогенического направления в науке о месторождениях полезных ископаемых и выявление закономерностей размещения рудных месторождений также в большой мере проводились советскими учеными. Блестящий знаток рудных месторождений С. С. Смирнов в ряде своих статей показал эклектичность представлений ряда ученых о неизменяемости во времени и пространстве гранитных батолитов, о постоянстве и непрерывности рудного процесса и т. п. и наметил пути и большие научные возможности металлогени-

ческого направления, а Ю. А. Билибин, М. И. Иниксон, Е. Д. Карпова, А. И. Семенов, К. И. Сатпаев, В. И. Смирнов, Е. А. Радкевич, Г. А. Твалчрелидзе и другие обобщили огромный материал и разработали методы металлогенических исследований.

Несомненно передовыми для своего времени были также идеи М. А. Усова о значении глубинности интрузий в образовании рудных месторождений, выделившего фации интрузивов и указавшего на большую роль гипабиссальных интрузий.

На значение фактора глубинности месторождений и на отсутствие должного учета его в широко распространенной классификации месторождений В. Линдгрена указал С. С. Смирнов; впоследствии этому вопросу большое внимание уделяли П. М. Татаринов, И. Г. Магакьян, Ю. А. Кузнецов и др.

Из многочисленных работ, посвященных роли тектоники в образовании рудных месторождений, выделяются работы советских ученых. Углубленно эти вопросы рассматривались Ф. И. Вольфсоном, А. В. Королевым, В. М. Крейтером, В. А. Невским, Л. И. Лукиным, А. В. Пэком, В. И. Смирновым и др.

Крупное значение имеют работы советских ученых в области изучения постмагматических процессов. С. С. Смирнов дал не только глубокую критику метафизических представлений, но и сделал важные выводы о характере и ходе рудного процесса. Он обосновал представления о прерывистом характере гидротермального процесса, развивающегося на фоне трещинообразования. В. А. Николаев в своих работах о воде в магме показал неприемлемость представлений зарубежных авторов об отделении летучих веществ от магмы, основанных на произвольном допущении неограниченной их смесимости; он обратил внимание на опыты Р. В. Горансона, показавшие только ограниченную их смесимость, а также на другие возможные варианты хода рудного процесса. Большое значение в познании природных процессов, приводящих к образованию руд, имеют экспериментальные работы Д. П. Григорьева, Н. И. Хитарова, Ф. Сыромятникова, И. А. Островского и др. Работы А. Г. Бетехтина о текстурах и структурах руд, парагенезисах минералов, составе и характере рудоносных растворов и способах переноса металлических соединений сыграли важную роль в развитии представлений в области теории гиротермальных процессов. Весьма плодотворны идеи Д. С. Коржинского и исследователей его школы, разработавших теорию кислотно-основной дифференции рудоносных растворов.

Советскими учеными разработана также современная теория образования месторождений экзогенного генезиса. Несмотря на существенные расхождения во взглядах о характере и существе осадочных процессов и методах их изучения, работы А. Д. Архангельского, С. В. Малявкина, Н. С. Шатского, В. П. Батурина, В. И. Данчева, Л. В. Пустовалова, Д. Г. Сапожникова и др. имеют исключительно важное научное значение и заставляют совершенно по-новому подходить к изучению экзогенных месторождений. Особенно интересны работы Н. М. Страхова об основах литогенеза, типах осадочного

процесса и условиях накопления руд. Крупное значение имеют работы И. И. Гинзбурга и А. И. Перельмана о месторождениях зоны гипергенеза, Н. С. Курнакова о месторождениях солей, Н. В. Казакова о генезисе фосфоритов и др.

Современное состояние науки о рудных месторождениях

Из сделанного обзора значения работ русских и советских ученых следует, что достигнутый уровень этой науки в советской стране в настоящее время является достаточно высоким и во многих отношениях не уступает, а даже превосходит соответствующий уровень теории рудообразования капиталистических стран. Однако, несмотря на имеющиеся успехи в развитии теории рудообразования и расширения сырьевой базы СССР, необходимо иметь в виду, что состояние разработки целого ряда научных проблем еще далеко не может нас удовлетворить.

Так, например, требуют дальнейшего изучения такие проблемы, как переход от качественных к точным количественным измерениям при изучении рудных процессов. Перед нами стоит задача определения длительности этих процессов, перехода к абсолютному их летоисчислению. По-прежнему важной задачей остается определение баланса вещества при процессах эндогенного и экзогенного рудообразования, на что обращал большое внимание С. С. Смирнов. Изучение минеральных равновесий и парагенезисов при различных процессах получило широкое применение, но здесь предстоят большие и важные исследования, которые в конечном счете должны привести к более точным качественным и количественным прогнозам полезных ископаемых. Не менее важно установить надежные критерии глубины образования и распространения руд различного типа. Очень перспективно изучение проблемы рудоносности палеовулканизма и связанных с ним минеральных фаций, в связи с чем важное значение приобретает вопрос изучения рудоносных вулканических структур и различных типов приуроченных к ним месторождений, в частности, жерловых вулканогенно-осадочных и др. Еще недостаточно разработаны вопросы рудообразования в связи с седиментогенезом, катагенезом и региональным метаморфизмом.

В решениях XXIII съезда КПСС поставлена задача догнать США по абсолютному производству продукции, в том числе и по продукции горнодобывающей промышленности. В 1970 г. намечено выплавить 94—97 млн. *т* чугуна и 124—129 млн. *т* стали. Кроме того, за семилетие намечается увеличить производство алюминия в 1,9—2,1 раза, меди и цинка в 1,7 раза и значительно увеличить производство никеля, магния, титана, свинца, олова, а также редких металлов. Общий объем геологоразведочных работ увеличивается, снижается их себестоимость. Предусматривается повышение экономической эффективности работ и улучшение географического размещения минеральносырьевых баз путем выявления новых богатых месторождений в благоприятных экономических условиях.

В связи с расширением применения редких металлов перед советскими геологами стоит задача обеспечения сырьем новых отраслей промышленности, использующих титановые, литиевые, ниобиевые, танталовые, германиевые, цезиевые и другие руды. Развитие новых отраслей промышленности ведет к техническому прогрессу в энергетике, на транспорте и в различных областях техники.

Поставленные перед советскими геологами огромные задачи могут быть решены только на основе овладения передовым учением о рудных месторождениях — учением, отражающим все накопленные во все времена и всеми народами знания в данной области, на основе овладения и применения научных принципов марксизма-ленинизма. Учитывая огромные, неисчерпаемые богатства недр нашей советской Родины, эти задачи вполне выполнимы. Фонд месторождений, залегающих на глубинах, достигаемых современными техническими средствами, далеко не исчерпан и может полностью обеспечить все отрасли промышленности на многие десятилетия и даже столетия. Геологам необходимо при помощи современных средств и новых методов выявить открытые, закрытые поздними отложениями и слепые месторождения. Работа геолога, особенно изучающего и разведывающего рудные месторождения, стала сложнее и ответственнее. Он должен быть вооружен знаниями, должен быть подлинным энтузиастом своего дела и своего отечества, которому он отдает все силы и знания во имя лучшего будущего, во имя построения коммунизма.

ЛИТЕРАТУРА

Крук Т. История учения о рудных месторождениях. Глав. ред. горно-топ. и геологоразв. лит-ры, М.—Л., 1938.

Кузин А. А. История открытия рудных месторождений в России. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Смирнов В. И. Рудные месторождения СССР за 50 лет Советской власти. «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.

Тихомиров В. В. и Хаин В. Е. Краткий очерк истории геологии. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Хабаков А. В. Очерки по истории геологоразведочных знаний в России. М., Госгеолиздат, 1950.

Глава II

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ, РУДНЫХ ТЕЛАХ И РУДАХ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ВОПРОСЫ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Определение понятий промышленных и непромышленных месторождений

Месторождением полезного ископаемого называется природное скопление полезного ископаемого в земной коре в виде одного или нескольких сгруппированных рудных тел, которые могут явиться при данном состоянии техники объектом промышленной разработки в настоящее время или в ближайшем будущем. Каждое промышленное месторождение должно удовлетворять следующим основным требованиям:

1) количество руд (определяется размерами рудных тел и выражается тоннажем запасов полезного ископаемого и сопутствующих компонентов в недрах) должно обеспечивать возможность разработки месторождения на минимальный срок, оправдывающий капитальные вложения;

2) качество полезного ископаемого (выражается в процентном содержании руды), а также сопутствующих компонентов должно удовлетворять требованиям промышленности;

3) технология руд должна быть разработана и доказана техническая возможность и экономическая целесообразность извлечения данного компонента при современном состоянии техники;

4) горнотехнические условия разработки месторождения должны быть приемлемыми;

5) экономическое положение месторождения и экономика данного полезного ископаемого должны удовлетворять определенным минимальным условиям в отношении возможности и экономической целесообразности его промышленной разработки (потребность в данном виде полезного ископаемого, географическое положение месторождения, населенность, пути сообщения, энергетика и т. п.).

Если месторождение не удовлетворяет одному или нескольким из указанных требований, то в настоящее время оно является непромышленным и не может быть освоено. Многие непромышленные месторождения в связи с новыми достижениями в области горного дела, технологии полезных ископаемых и металлургии, а также широким экономическим освоением тех или иных территорий нередко переходят в разряд промышленных. Так, например, до экономического освоения отдаленных областей Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока Азии многие месторождения цветных и редких металлов долгое время оставались непромышленными (свинцово-цинковые

месторождения Восточного Забайкалья и др.); в настоящее время они успешно разрабатываются. Известные Ангаро-Илимские железорудные месторождения также не разрабатывались, и лишь в настоящее время в связи с экономическим освоением края и пуском Братской ГЭС начата их эксплуатация. С освоением Северного морского пути стала возможной разработка флюоритового месторождения Амдермы и многих других, в том числе и месторождений неметаллических полезных ископаемых.

С другой стороны, выявление на удаленных и труднодоступных территориях некоторых дефицитных и особо ценных видов полезных ископаемых или крупных месторождений нередко является причиной экономического освоения целых районов, как было, например, после открытия алмазов в Якутской АССР, золоторудных и других месторождений Магаданского края и др. В некоторых странах истощение источников получения богатых железных руд послужило причиной освоения месторождений, лежащих даже на дне озер, например, железорудного месторождения Стип-Рок в Канаде. В той же Канаде на о. Ньюфаундленд разработка железных руд месторождения Вабана ведется под дном океана в 4 *км* от берега. Подводные запасы руд этого района оцениваются в 3,5 млрд. *т*. Со дна морского в настоящее время добывают не только жемчуг, но и нефть, например у Апшерона, а также целый ряд других полезных ископаемых — газ, золото, монацит, циркон и др.

Месторождение может быть переведено в число промышленных в связи с усовершенствованием техники обогащения руд. Так, например, железистые кварциты (таконит), которые еще недавно промышленностью не осваивались, хотя и содержали 36% и более железа, в настоящее время разрабатываются в больших масштабах. Другим примером являются хибинские и красноярские нефелиновые сиениты, из которых получают глинозем. В ближайшем будущем намечается разработка псевдолейцитовых сиенитов Памбака в Армянской ССР. То же можно сказать о месторождениях и других полезных ископаемых.

В связи с увеличением потребления промышленностью многих руд и развитием техники (рис. 1) существенно изменяются также и требования к качеству руд. Средние промышленные содержания цветных и редких металлов в рудах некоторых месторождений с течением времени снижались в связи с отработкой богатых руд и усовершенствованием технологии и обогащения руд. Например, до 20-х годов настоящего столетия разрабатывались медные месторождения со средним содержанием не ниже 2—3%, некоторые месторождения разрабатывались с содержанием 6—8%, а впоследствии все в бóльших размерах в эксплуатацию стали вовлекаться крупные месторождения так называемых медновкрапленных руд со средним содержанием меди около 1%.

В настоящее время большое количество меди (свыше 30% мировых запасов) получают из бедных месторождений, обладающих, однако, очень крупными размерами. По данным статистического ежегодника

США, среднее содержание меди в добываемых рудах по месторождениям США упало и составляет в среднем 0,89% (рис. 2). Содержание металлов во многих свинцово-цинковых месторождениях до войны 1941—1945 гг. составляло не ниже 6—10%, а в настоящее время это содержание для ряда месторождений США, Канады, Японии и СССР

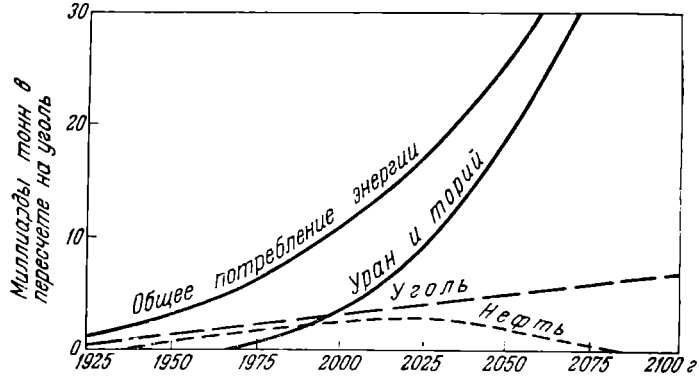


Рис. 1. Прогноз мирового потребления энергии в XXI в. По *Г. А. Мирлину*

снизилось до 4 и даже до 2,7—3% (Юго-Восточное Миссури в США, Икуно в Японии и др.). Понижение минимально промышленного содержания металла наблюдается также и для ряда других месторождений и обусловливается, во-первых, экономической целесообразностью разработки крупных месторождений, хотя и с менее богатыми

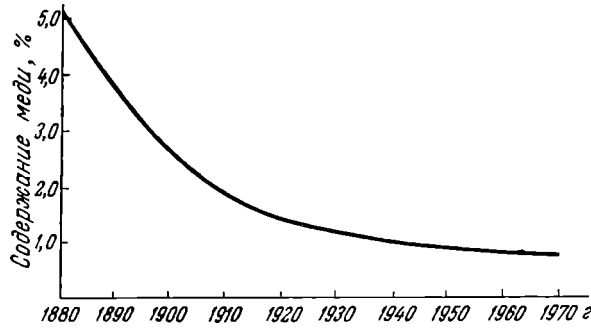


Рис. 2. Изменение содержания меди в добываемых рудах США. По *Г. А. Мирлину*

рудами, и, во-вторых, огромным увеличением производства различных видов минерального сырья и невозобновляемостью месторождений.

Мировая добыча различных видов полезных ископаемых растет в огромных размерах. За последнее столетие мировая добыча железа увеличилась более чем в 120 раз, достигнув в 1965 г. 335 млн. *т*,

нефти — более чем в 100 раз. Добыча бокситов составляла в 1930 г. 270 тыс. *т*, в 1940 г. 790 тыс. *т*, в 1950 г. 1850 тыс. *т*, а в 1965 г. уже более 37 млн. *т*. Добыча меди в 1938 г. составляла лишь 1946 тыс. *т*, а в 1955 г. 5 млн. *т*, добыча никеля соответственно увеличилась с 95,5 тыс. *т* до 427 тыс. *т* в 1965 г. и т. д. Общие запасы главнейших полезных ископаемых капиталистических стран могут быть выражены обеспеченностью их промышленности в годах (табл. 1).

Таблица 1

Обеспеченность промышленности капиталистических стран минеральным сырьем по учитываемой потребности (в годах)

По Ф. Фриденсбургу

Вид минерального сырья	Все капиталистические страны	США	Вид минерального сырья	Все капиталистические страны	США
Уголь	1763	2080	Свинец	65	10
Нефть	38	11	Золото	24	29
Газ	40	21	Титан	207	75
Алюминий	441	6	Вольфрам	33	12
Железо	468	51	Молибден	99	64
Марганец	79	1	Кобальт	150	
Хром	149	7	Цирконий	200	
Цинк	79	26	Ниобий	5882	15—18
Никель	154	5	Уран	44	
Медь	60	43	Ртуть	?	6
Олово	38	0			

Таким образом, понятие промышленных и непромышленных месторождений является относительным, зависящим от ряда условий, изменяющихся в течение времени. В современный период происходят все новые и новые технические открытия, расширяются области применения в промышленности полезных ископаемых в связи с выявлением их новых свойств. Открытие энергетических свойств урана повлекло за собой использование также ряда редких металлов. Литий стал широко применяться как окислитель в водородной бомбе, бериллий служит средством задержки распада атомов в реакции расщепления, цирконий применяется в атомной промышленности в связи с его жаропрочностью и коррозиеустойчивостью, ртуть стала использоваться в ядерных реакторах в качестве поглотителя тепла, гадолиний и самарий применяются как материалы, контролирующие ядерные реакции, и т. д. Открытие свойств полупроводников привело к необходимости поисков месторождений германия, селена и теллура, а открытие жаростойких свойств и высокой удельной прочности титана — к многократному увеличению его производства и переоценке многих месторождений. В ряде случаев непромышленные месторождения, содержащие только примеси ценных металлов, при выявлении их новых свойств не только становятся промышленными объектами, но часто приобретают важное значение.

Следовательно, указанные выше основные требования к промышленным месторождениям должны рассматриваться не изолированно, а во взаимосвязи. Например, во многих случаях экономически целесообразно разрабатывать месторождения крупного масштаба с более низким качеством руд, чем мелкие месторождения (рис. 3) с более богатыми рудами. По данным В. И. Красникова (1962), на крупные месторождения железа, меди, свинца и цинка, вольфрама, молибдена, сурьмы, ртути, кобальта и золота приходится 65% мировых запасов и 54% всей добычи, а на долю мелких месторождений — только 8—10% разведанных запасов и 12—15% добычи (рис. 4).

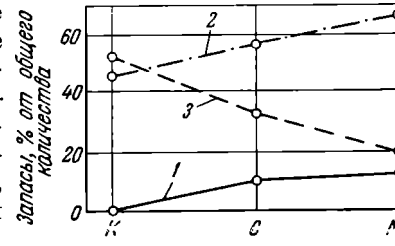


Рис. 3. График зависимости содержания металла в богатых (*1*), рядовых (*2*) и бедных (*3*) рудах крупных (*К*), средних (*С*) и мелких (*М*) месторождений меди. По *В. И. Красникову*

При оценке промышленного значения того или иного месторождения кроме его масштаба, качества руд, возможности их технологической обработки важное значение имеют горнотехнические условия — возможность применения дешевых систем разработки, в частности, добычи открытыми работами, применение сортировки и обогащения и т. п. Горнотехнические условия зависят от продуктивности месторождения, определяющейся размерами отдельных рудных скоплений и их густотой — количеством выхода продукции (металла) на единицу площади в плане или в разрезе. Различают месторождения высоко-, средне- и малопродуктивные.

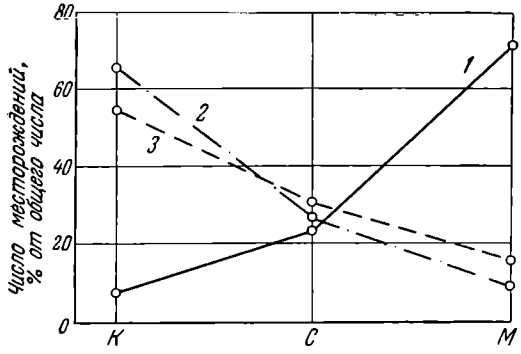


Рис. 4. Количественные соотношения крупных (*К*), средних (*С*) и мелких (*М*) месторождений (*1*) и их значение в запасах (*2*) и добыче (*3*) металлов. По *В. И. Красникову*

Горнотехнические условия каждого данного месторождения так же, как и экономические, разделяются на особо благоприятные, обычные, или средние, и неблагоприятные. В последнем случае промышленное значение месторождения определяется степенью дефицитности и ценности полезного ископаемого (высокой, средней или низкой). В табл. 2 приводятся данные ожидаемого расширения потребности в полезных ископаемых для СССР (Сидоренко, 1965) и США.

Таблица 2

Сравнение производства и потребности главнейших видов минерального сырья в СССР и капиталистических странах

Вид минерального сырья	Производство		Намечающаяся потребность в США	
	в СССР в 1967 г.	в капит. странах в 1965 г.	в 1980 г.	в 2000 г.
Нефть, *млн. т*	288	430	720	1350
Газ, *млрд/м³*	159			
Уголь, *млн. т*	595	436	630	718
Сталь, *млн. т*	102			
Чугун, *млн. т*	74,8	72	121	194
Железная руда, *млн. т*	168			
Атомная энергия, млрд. *квт/ч*		20	420	2400

В табл. 3 приводятся данные производства цветных металлов, достигнутого в капиталистических странах в 1965 г., и намечающегося производства к 1980 и 2000 гг. в США.

Таблица 3

Производство металлов в капиталистических странах и потребность в них на ближайшее тридцатилетие в США

Вид минерального сырья	Производство в капиталистических странах в 1965 г.	Намечающаяся потребность в США	
		в 1980 г.	в 2000 г.
Марганцевые руды, *млн. т*	11,6		
Алюминий, *млн. т*	6,7	5,6	14,7
Медь, *млн. т*	5,0	3,6	6,8
Свинец, *млн. т*	2,63	1,5	2,3
Цинк, *млн. т*	4,9	1,8	3,4
Молибден, тыс. *т*	52,3		Намечается увеличение в 10 раз
Сурьма, тыс. *т*	62,8		
Ртуть, тыс. *т*	20,9		
Кадмий, *т*	12,5		Намечается увеличение в 4 раза
Кобальт, тыс. *т*	15,5	10	19
Никель, тыс. *т*	428	263	563
Ванадий, тыс. *т*	8,0		Намечается увеличение в 4 раза
Хромпты, млн. *т*	4,9		
Олово, тыс. *т*	202	104	165

В природе наблюдается большое число скоплений различных рудных минералов, оценка которых до проведения поисково-разведочных работ остается неясной. Такие рудные скопления называются рудными проявлениями. На большое число таких рудопроявлений приходится лишь 1—2 месторождения, и только немногие из них оказываются промышленными.

Горные породы и месторождения

Все месторождения полезных ископаемых залегают среди горных пород, поэтому изучение их неразрывно связано с изучением вмещающих пород. Это одинаково относится к месторождениям любого генетического типа. Горные породы являются той средой, в которой происходило формирование месторождений, их изменение и разрушение. Месторождения могут образовываться одновременно с горными породами, в которых они размещаются, или после них путем проникновения в породы газовых или жидких растворов различного происхождения, переносящих рудные вещества в растворенном состоянии и отлагающих их тем или иным способом. В первом случае месторождения называются сингенетическими, во втором — эпигенетическими. Примером первых могут служить осадочные месторождения, формирующиеся в общем вместе с вмещающими их и особенно с тонко переслаивающимися с ними породами, например, многие россыпные месторождения, месторождения джеспилитовых железных руд, солей, а также магматические, образующиеся при раскристаллизации интрузивных пород, например, месторождения хрома, платины, алмазов и др. Без выяснения природных условий образования вмещающих пород и последующих изменений их нельзя понять и закономерностей формирования связанных с ними месторождений и обусловливаемых ими особенностей их геологического положения, строения и состава. Это одинаково касается как эндогенных, так и экзогенных условий образования. Но и для эпигенетических месторождений вмещающие породы, являясь средой, в которой протекали процессы рудоотложения, оказывали то или иное влияние на отложение руд, их строение и состав, в каких бы различных условиях эти процессы ни протекали. Более того, это влияние часто настолько существенно, что по характеру вмещающих пород, их особенностям и изменениям, протекавшим в них в связи с образованием руд, можно понять и сложные процессы самого рудообразования.

Природные группы месторождений полезных ископаемых

Месторождения многих полезных ископаемых размещены в земной коре не в одиночку, а группами, причем в распределении таких групп наблюдаются определенные закономерности, которые рассматриваются в главах о металлогении. Рудные месторождения, сгруппированные на ограниченном участке земной коры, связанные

общностью происхождения и близкие по времени формирования, рассматриваются как рудное поле. В зависимости от происхождения и геологических особенностей строения размеры рудных полей колеблются от нескольких до десятков квадратных километров. Существенно различной по этим же причинам может быть и конфигурация рудных полей. Например, Соколовско-Сарбайское рудное поле в Зауралье состоит из трех железорудных месторождений — Соколовского, Сарбайского и Качарского; Букукинско-Белухинское рудное поле в Восточном Забайкалье — из трех вольфрамовых месторождений — Букуки, Белухи и Антоновой горы; Хайдарканское рудное поле в Средней Азии — из сурьмяно-ртутных и ртутных месторождений Медной горы, Главного поля, Кара-Арчи и др. В состав рудного поля в ряде случаев могут входить и различные по составу руд месторождения, например, медные и полиметаллические (Кафанское рудное поле в Армянской ССР), молибденовые и золоторудные (Давединско-Ключевское) и др. В некоторых случаях выделяются сложные рудные поля, представленные месторождениями различного происхождения (например, ранне- и позднемагматические хромитовые, рудоносные скарны и гидротермальные жилы и т. п.).

Представленные несколькими рудными полями группы месторождений, приуроченные к пересечениям или к сопряжениям региональных структур, связанные с магматическими или литолого-стратиграфическими комплексами, рассматриваются как рудный район, или рудный узел. Некоторые исследователи считают рудное поле и рудный узел однородными понятиями.

Изучение месторождений полезных ископаемых в земной коре показывает, что закономерные природные сочетания их не ограничиваются рудными полями или рудными районами. Последние нередко сосредоточиваются в определенных структурно-формационных зонах и разобщены большими пространствами, где не наблюдается почти никаких рудных проявлений. Такие большие по площади и различные по конфигурации области сосредоточения рудных месторождений, обладающих общими характерными чертами, часто позволяющими предполагать их родственную связь, называются металлогеническими, или минерагеническими провинциями.

При изучении любого месторождения необходимо выяснить не только закономерности локализации рудных тел и руд данного месторождения, но и их размещение в рудном поле, рудном районе и металлогенической провинции. В связи с этим можно наметить следующий ряд рудоносных и рудных единиц, различных по масштабу проявленного в них оруденения (от крупных к мелким): металлогенические провинции — рудные районы — рудные поля — месторождения — рудные тела — рудные столбы — руды (рудные агрегаты). Всестороннее изучение месторождений полезных ископаемых должно включать изучение, с одной стороны, локальных условий образования месторождений рудных тел, рудных столбов и руд и, с другой — выявление закономерностей регионального размещения месторожде-

ний и рудных полей в рудном районе и в металлогенической провинции. Только такое изучение может привести к правильному выяснению генетического типа изучаемого месторождения и его особенностей.

РУДНЫЕ ТЕЛА

Месторождение того или иного твердого полезного ископаемого может быть представлено одним, несколькими и даже многими обособленными рудными телами, сгруппированными на ограниченном участке. Они могут выходить на поверхность или быть скрытыми наносами или более молодыми геологическими отложениями. Во многих случаях рудные тела, образованные на глубине, вообще не достигли поверхности: такие тела называются слепыми. Для выявления слепых и скрытых молодыми отложениями рудных тел пользуются геологическими и другими поисковыми признаками. Поиски слепых рудных тел представляют собой в настоящее время особо важную задачу.

Рудные тела состоят из руд, которые и являются объектами промышленной разработки. Слагающие одно и то же рудное тело руды, в зависимости от внутреннего строения тела и содержания в нем металла и компонентов, могут быть промышленными и непромышленными.

Формы рудных тел

Большое разнообразие процессов и условий образования месторождений выражается в различиях форм и размеров рудных тел. Форма рудного тела определяется его конфигурацией в пространстве, размеры — величиной его главных или характерных сечений, а залегание — пространственной ориентировкой и отношением его к вмещающим породам. Большое разнообразие форм рудных тел объясняется особенностями процессов и условий образования руд. Поскольку форма и размеры тел определенным образом связаны между собой, то обычно при морфологической группировке рудных тел учитываются оба эти параметра. В зависимости от способа образования месторождения очень часто находится и форма рудных тел. Например, для сингенетических осадочных месторождений, образующихся среди осадочных горных пород, характерна пластовая или пластообразная форма рудных образований. Эпигенетическим месторождениям свойственно многообразие форм рудных тел. При этом особенно большое значение имеет геологическая структура в том или ином сочетании с литологическим составом вмещающих пород. Поэтому для выяснения формы рудных тел необходимо изучать рудовмещающие структуры и их формирование, вмещающие породы и их соотношения с рудными телами, физико-механические свойства пород и др. Все эти вопросы составляют предмет специального курса «Структуры рудных полей и месторождений» и рассматриваются также в структурной геологии. Таким образом, изучение форм рудных

тел важно не только для подсчета запасов полезного ископаемого и горнотехнических условий разработки месторождения, но имеет также и существенное генетическое значение.

В зависимости от соотношений величин трех измерений, определяющих пространственное положение рудных тел, В. И. Смирнов выделяет четыре основных типа форм рудных тел: 1) тела изометрические или близкие к ним, три измерения которых близки; 2) тела плитообразные, два измерения у которых (длина и ширина) значительно больше, чем третье (мощность); 3) тела трубообразные, у которых одно измерение (длина) значительно больше двух других (мощность и ширина); 4) тела сложной формы, имеющие неправильные, резко изменяющиеся очертания, часто с причудливыми контурами во всех измерениях.

Рудные тела изометрические или близкие к ним

К ним относятся рудные тела, образованные при различных, преимущественно эндогенных процессах. Среди них в зависимости от размеров и строения можно выделить следующие формы.

Рудные или оруденелые массивы со сплошным или вкрапленным оруденением, например некоторые железорудные месторождения, альбититовые месторождения редких металлов, массивы нефелиновых сиенитов в Хибинах и на Памбаке в Армении, асбеста на Урале и др. Такие массивы обладают большими размерами (1 *км* и более) и часто являются объектами промышленной разработки в очень крупных масштабах. Конфигурация их в плане и разрезах может быть существенно различной, поэтому изометричность размеров является довольно условной. Они могут представлять собой как сингенетические (например, магматические), так и эпигенетические (например, гидротермальные) образования.

Штокверковые массивы представляют собой тоже оруденелые массивы или участки оруденелых пород разнообразных размеров, но оруденение их представлено не сплошными или вкрапленными рудами, а множеством различно ориентированных рудных прожилков, интенсивно разбивающих эти породы. Таким образом, штокверки отражают собой не столько форму, сколько строение рудных тел. Часто прожилки сопровождаются также вкрапленностью рудных минералов. Нередко в пределах штокверков намечаются обогащенные участки, контролируемые развитием определенного типа трещиноватости, контактами различных пород, дайками и т. п. В некоторых случаях штокверки имеют удлиненную форму, переходя в прожилковые зоны. При относительно небогатом оруденении штокверки имеют значительные и даже крупные размеры, что определяет возможность разработки их в больших масштабах. Штокверки являются часто встречающейся в природе формой проявления руд месторождений цветных, редких и благородных металлов. При этом они могут или давать выходы на поверхность, или быть скрытыми в недрах, т. е.

слепыми. В первом случае они обычно разрабатываются весьма экономичным открытым способом. Штокверки всегда представляют собой эпигенетические образования.

Штоки — грубо изометрические, обычно также эпигенетические рудные тела средних размеров, измеряемые первыми сотнями метров. Они характерны для многих свинцово-цинковых, медных, сернокол-чеданных, железорудных и других месторождений. Обычно эти формы образуются при значительном участии процессов замещения развивающихся околожильных трещин, их пересечения или сопряжения, или в участках сочетания разрывных нарушений и пород, литологически благоприятных для замещения рудных веществом. Нередко в штоках отмечается вытянутость в вертикальном или горизонтальном направлении с тенденцией перехода в таких случаях к линзам. Штоки часто являются объектами разработки относительно богатых руд в средних и значительных масштабах (Осиновский шток свинцово-цинковых руд в Восточном Забайкалье).

Гнезда — это формы небольших по размерам (от нескольких до десятков метров) изометрических рудных тел, очень характерных для многих хромитовых, сурьмяных, ртутных и других месторождений. Конфигурация таких тел разнообразна. Ввиду их малого размера промышленные месторождения указанных руд обычно состоят из большого числа гнезд. Рудные гнезда принадлежат как к сингенетическим (например, при остывании магм), так и к эпигенетическим образованиям.

Карманы, почки и другие мелкие образования встречаются в виде очень небольших тел, измеряемых единицами или десятками сантиметров; в них содержатся полезные ископаемые высокой ценности, например самородная платина, пьезокварц, драгоценные камни и др.

Плоские рудные тела

Среди плоских рудных тел можно выделить две подгруппы: пластообразные и жилообразные тела. Первые из них обычно приурочены к слоистым или расслоенным породам и представляют собой согласные залежи, вторые являются чаще секущими рудными телами.

Пластообразные рудные тела

Рудные пласты представляют собой согласные тела, характерные для осадочных и некоторых метаморфогенных месторождений, в частности, для железорудных и марганцевых месторождений, бокситов, золотоносных и урановосных конгломератов и т. п., а также для многих неметаллических и горючих ископаемых — глин, минеральных солей, углей и многих др. Они отличаются большой выдержанностью по мощности, простиранию и падению и приуроченностью к стратиграфическим и литологическим горизонтам. Обычно масштабы подобных месторождений определяются мощностью пластов, их выдержанностью по простиранию и падению и количеством

в данном разрезе. Рудные пласты могут быть простыми и сложными. Простые пласты имеют однородное строение, например пласты каменной соли, углей и т. п., в то время как сложные пласты представлены чередованием слоев разного состава, рудных и нерудных, богатых и бедных и т. п. Некоторые рудные пласты (например, бокситов), будучи приурочены к определенным горизонтам, имеют неровную, иногда причудливую поверхность как почвы, так и кровли. Благодаря

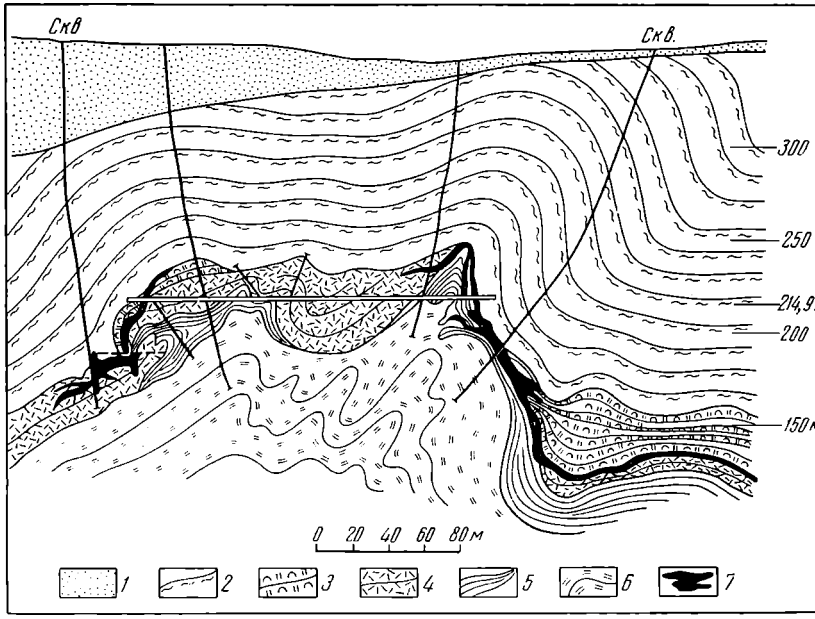


Рис. 5. Пластообразная форма полиметаллического месторождения Рудного Алтая. По *И. Е. Галдину*

1 — наносы; *2* — известково-хлоритовые сланцы; *3* — серицит-кварцевые сланцы; *4* — порфироид, частично милонитизированный и окварцованный; *5* — углистые сланцы; *6* — кремнисто-песчанистые микросланцы; *7* — основные рудные тела Восточной и Западной рудных зон

выдержанности по простиранию и падению пластовые месторождения при больших размерах часто являются объектами промышленной разработки в весьма крупных масштабах.

Пластообразные залежи обычно также приурочиваются к стратиграфическим и литологическим горизонтам, но отличаются меньшей выдержанностью по мощности, разными размерами по простиранию и падению и прерывистостью. Такая форма рудных тел характерна для медистых песчаников Джезказгана в Казахстане, некоторых свинцово-цинковых месторождений, например Алтая и Каратау, для ряда месторождений урана, фосфоритов и многих других, причем не только для осадочных, но и для эндогенных, в частности магматических и гидротермальных (рис. 5).

Линзы и линзообразные залежи представляют собой сравнительно короткие рудные тела, быстро выклинивающиеся. Такую форму имеют многие рудные тела свинцово-цинковых, медноколчеданных, апатитовых и других месторождений. Размеры линз разнообразны — от сотен метров по простиранию и до нескольких метров и десятков метров по мощности. Являются характерной формой рудных тел некоторых гидротермальных месторождений (например, Урала и др.).

Чечевицы отличаются от линз меньшими размерами и так же, как и они, приурочены к слоистым породам.

Седловидные залежи представляют собой тела более сложной формы. Это — согласные изогнутой формы тела, образующиеся эпигенетическим путем в сводовых частях куполов и антиклиналей. Имеют различные размеры в длину по оси складки — до 1 *км* и более. Характерны для многих месторождений сурьмы (Кадамджай, Касан, Терексай в Средней Азии и др.), ртути (Хайдаркан), золота (Бендиго в Австралии) и др.

Жилообразные рудные тела

Плитообразные жилы представляют собой типичные жилы, отличающиеся простой формой без разветвлений и резких изменений мощности и залегания (рис. 6). Такие формы встречаются не столь часто. Плитообразные жилы имеют различные размеры. Длина их для крупных жил — несколько километров, для мелких первые сотни и даже десятки метров. Мощность соответственно варьирует от десятков метров (для выдержанных крупных жил) до десятков сантиметров (для жил малых размеров). Хорошим примером являются кварц-вольфрамитовые жилы Дедовогорского месторождения в Восточном Забайкалье.

Ветвящиеся, или сложные жилы — обычная форма рудных жил многих золоторудных, меднорудных, оловорудных, вольфрамовых и других месторождений. Размеры их варьируют также в широких пределах. Ответвления жил называются апофизами. При большом количестве разветвлений, среди которых теряется основная ведущая жила, такие ветвящиеся жилы переходят в жильные или прожилковые зоны, отличающиеся, как правило, более бедным качеством руды, чем простые жилы, выполненные рудными и жильными минералами. Некоторые жилы развиваются по двумя системам трещин (рис. 7, 8).

Линзовидные жилы отличаются линзовидными раздувами от нескольких до десятка метров длиной, разобщенными пережимами. Характерны для древних золоторудных жил, залегающих в сланцах и гнейсах. При многократных раздувах и пережимах и общей значительной длине такие жилы называются линзующимися. Разновидностью их являются фестончатые жилы, распространенные среди метаморфических сланцев Западной Сибири.

Морфологические разновидности жил часто зависят от характера пересекаемых ими пород (рис. 9). Например, в отличие

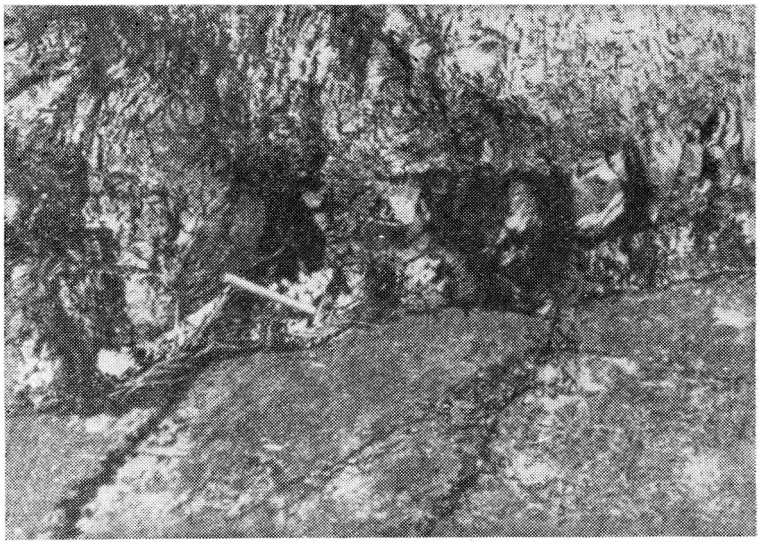


Рис. 6. Плитообразная жила вольфрамовых руд. Месторождение Е-Ган-сен в КНР. Фото *В. П. Котляра*

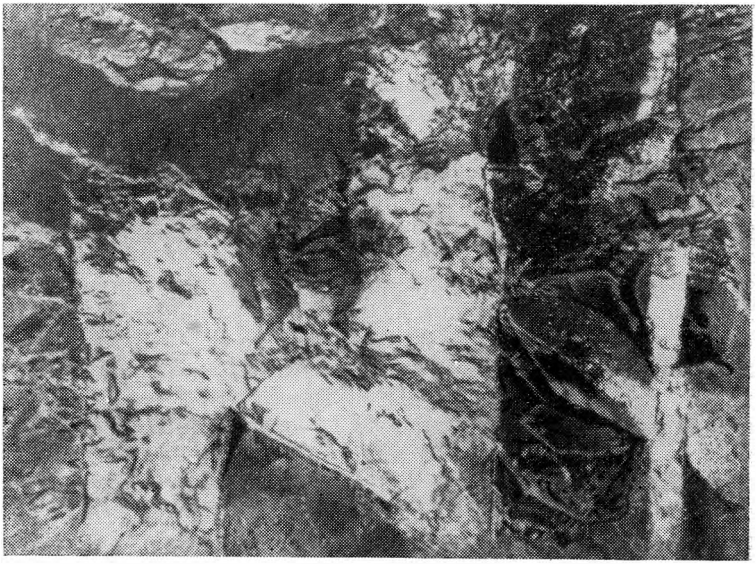


Рис. 7. Сложная жила вольфрамовых руд, образованная по двум системам трещин. Месторождение Белуха. Восточное Забайкалье. Фото *И. З. Симонова*

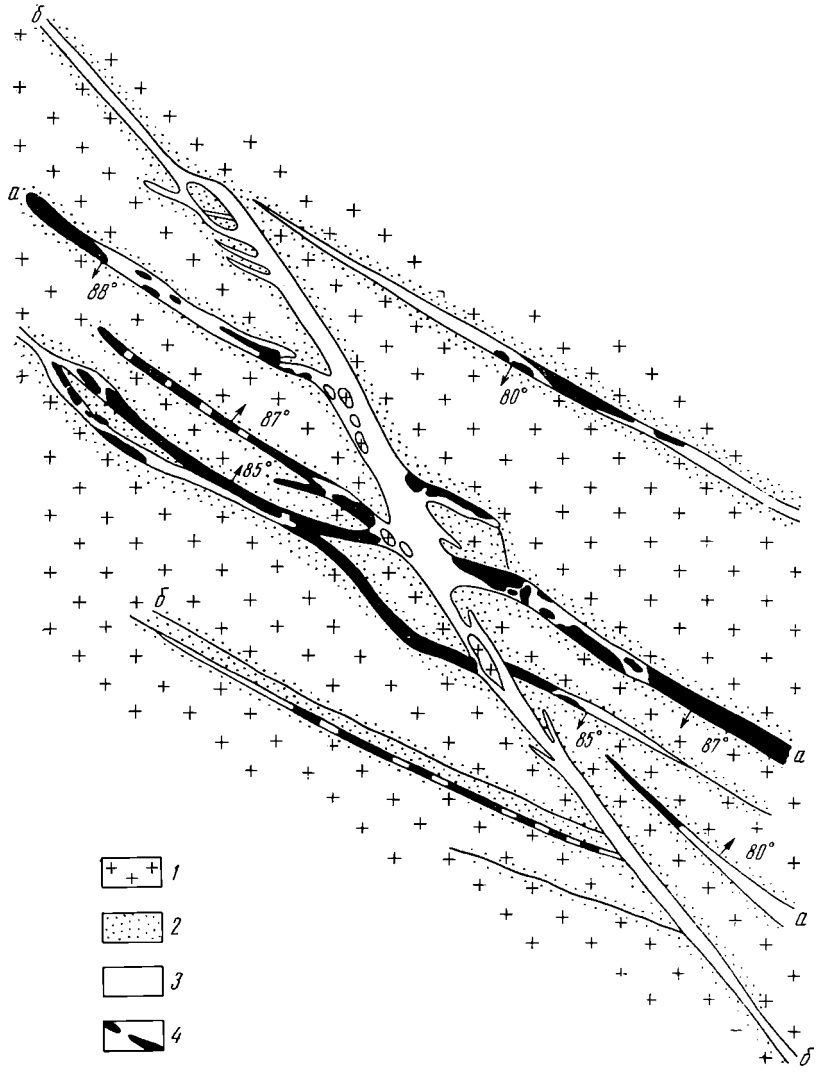


Рис. 8. Системы золоторудных жил по оперяющим трещинам скола (*а*) и отрыва (*б*). Березовское месторождение. По *П. И. Кутюхину*

1 — гранит-порфиры; *2* — березиты; *3* — кварц; *4* — сульфиды

от линзующихся, рубцовые жилы обычно не дают закономерной и многократной смены раздувов и пережимов; четковидные жилы представляют собой жилы с частым чередованием раздувов и пережимов при небольших размерах раздувов (1—2 *м*). Камерные жилы отличаются единичными раздувами в связи с развитием замещения в том участке жилы, где имеет место пересечение ею слоя благоприятных для замещения пород, сопряжение оперяющих трещин, развитие кливажа и т. п.

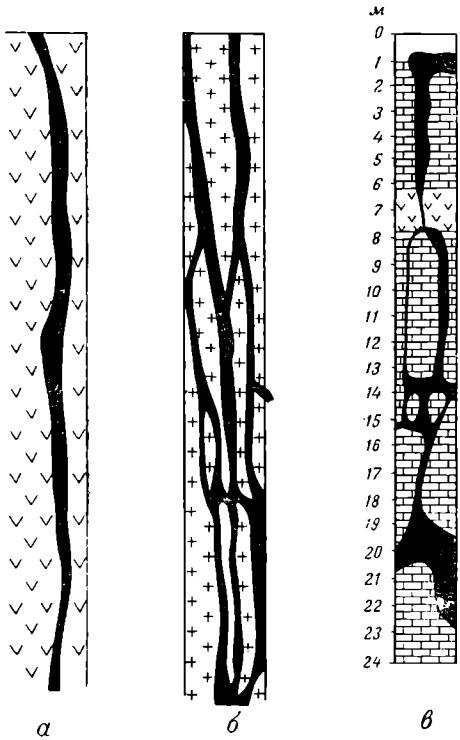


Рис. 9. Формы золоторудных жил в зависимости от характера вмещающих пород. Алдан. По *И. В. Петровской*.

а — в сиенит-порфирах; *б* — в гранитах; *в* — в доломитах

Прожилковые зоны — широко распространенная в природе форма рудных тел многих крупных месторождений меди, свинца, цинка, золота и других металлов. В отличие от простых и сложных жил они обычно характеризуются большим числом ветвящихся мелких жил или прожилков, подчиненных зонам разломов со значительными размерами прожилковых зон при более бедном оруденении в связи с включением в рудный контур разобщающих рудные прожилки вмещающих пород. Некоторые зоны протягиваются на многие сотни метров и километры при значительной мощности, достигающей десятков метров. Имеются все переходы от таких зон к штокверкам.

Трубообразные рудные тела

Трубообразные рудные тела очень часто контролируются жильной трещиной, пересечением или сопряжением трещин, а также другими структурными факторами. Они характерны для некоторых свинцово-цинковых месторождений, залегающих в карбонатных породах или связанных со скарнами (Тетюхе в Приморье), оловорудных месторождений Австралии (рис. 10), ряда медных и молибденовых месторождений Чили, Мексики и др. Их форма и положение часто определяются структурами сопряжения и пересечения разрывных нарушений, упором трещины в экранирующие породы, приоткрытием в шарнирных частях «стоячих» складок и особенно приуроченностью к древним вулканическим жерлам.

Существенно отличными являются конические и кольцеобразные тела, образующиеся в древних вулканических аппаратах или возле них. Такие тела могут отличаться по интенсивности оруденения отдельных зон (рис. 11). Некоторые из них имеют огромные размеры.

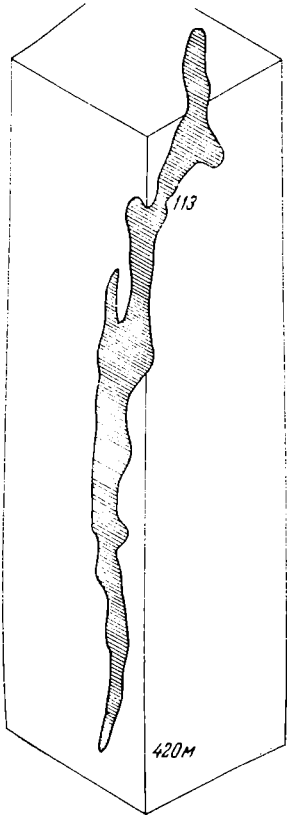


Рис. 10. Трубообразное рудное тело оловорудного месторождения Вулкан, Австралия. По *А. А. Мезону*



Рис. 11. Меднорудные кольцевые тела месторождения Бес-Тюбе. По *С. И. Гавриковой*

1 — кварцевые жилы; *2* — вмещающие породы; *3* — дайка гранит-порфира; *4* — нарушения

Сложные тела неправильной формы

В эту группу входят многие рудные тела, залегающие в карбонатных и других благоприятных для замещения породах, а также рудные тела, приуроченные к зонам смятия, межформационным структурам и т. п. Сложные тела замещения в карбонатных породах являются широко распространенной формой проявления свинцово-цинковых (Восточное Забайкалье) и некоторых медных месторождений. При этом формы рудных тел зависят не только от состава

вмещающих пород, но и от ориентировки и развития первичной их слоистости, полосчатости и трещиноватости. Многие из таких рудных тел в литературе называются телами неправильной формы.

Некоторые формы рудных тел, подчиненных зонам смятия, а также усложненные линзообразные залежи некоторых медных и свинцово-цинковых месторождений также относятся к сложным формам рудных тел. В ряде случаев сюда должны быть отнесены и седловидные

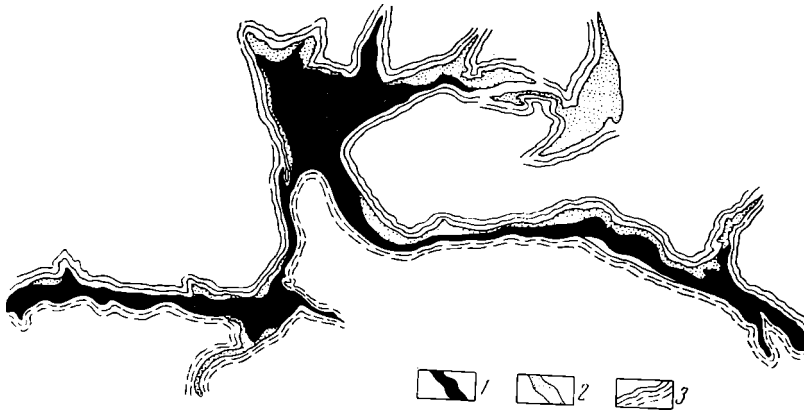


Рис. 12. Медиорудное тело сложной формы с апофизами. Белоусовское месторождение, Рудный Алтай. По *И. Храмцову*

1 — сплошные руды; *2* — вкрапленные руды; *3* — сланцы

залежи, усложненные дорудными разломами, например стулообразные тела ряда некоторых сурьмяных (Раздольное в Красноярском крае), медных (Белоусовское на Алтае, рис. 12) месторождений. Размеры сложных тел различны.

Таким образом, формы рудных тел чрезвычайно разнообразны. Нередко в одном и том же месторождении рудные тела представлены различными формами. Однако для рудных тел многих рудных формаций характерны типичные формы. Их характеристика приводится ниже при рассмотрении генетических групп месторождений.

Условия залегания рудных тел

В зависимости от способа образования рудных тел они могут обладать или не обладать резкими границами. Контакты рудных тел с вмещающими горными породами могут быть резкими, причем в этих случаях рудные жилы часто ограничиваются так называемыми зальбандами, или постепенными, как, например, в случаях замещения рудным веществом околорудных вмещающих пород. Наконец, границы рудных тел, да и сами рудные тела могут быть невидимыми, неразличимыми в случаях, когда рудные минералы представлены

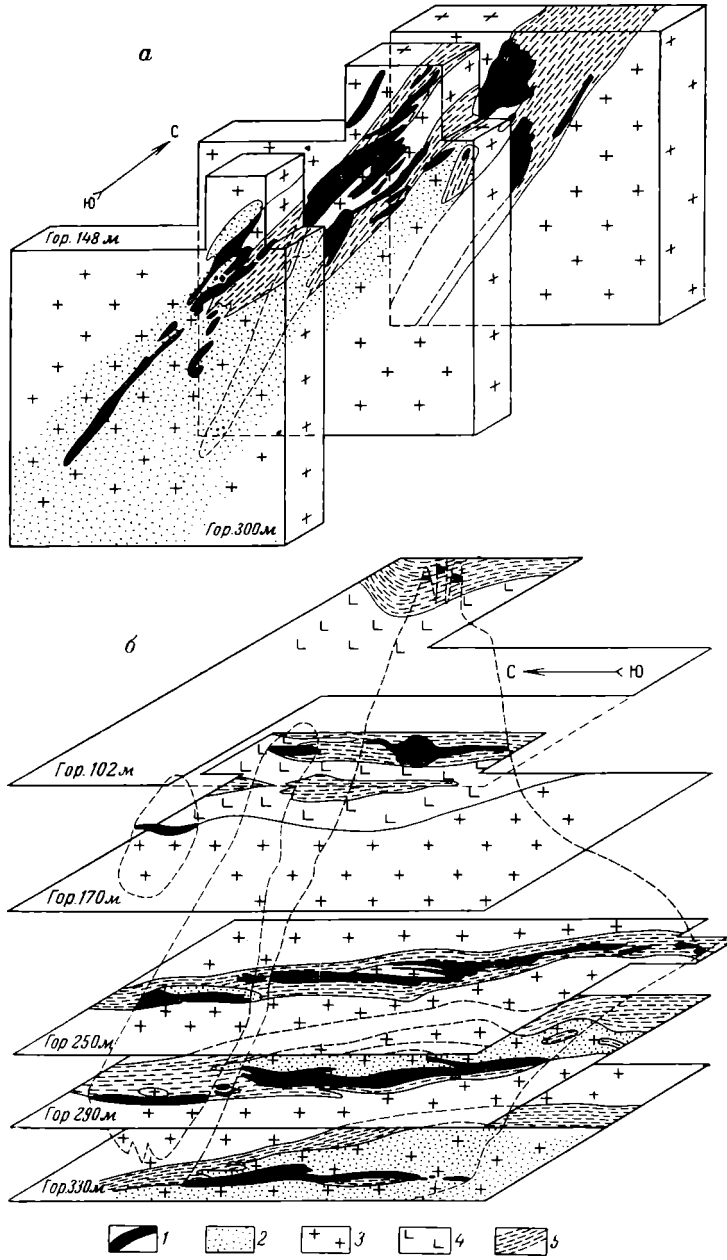


Рис. 13. Блок-диаграммы Спорного (*а*) и Первомайского (*б*) цинковых месторождений, иллюстрирующие падение и склонение рудных тел. По *А. С. Лапухову*

1 — сливные сульфидно-баритовые рудные тела; *2* — прожилково-вкрапленные руды; *3—4* — кварцевые кератофиры: *3* — крупнопорфировые, *4* — мелкопорфировые; *5* — туфовые сланцы

тонкой рассеянной вкрапленностью. При этом контуры рудных тел определяются по минимальному содержанию полезных компонентов в пробах и называются экономическими. По отношению к вмещающим слоистым породам эпигенетические рудные тела могут залегать согласно с ними или несогласно, когда они занимают секущее положение по отношению к слоистости. Рудные тела удлиненной плитообразной формы характеризуются простиранием и падением. В зависимости от угла падения выделяют рудные тела крутые, когда угол падения превышает 45°, и пологие, когда он меньше. Часто рудные тела изменяют свое залегание, из согласных превращаются в секущие и наоборот — из крутых в пологие и т. п. Изучение залегания рудных тел и их соотношений с вмещающими породами имеет чрезвычайно важное значение в деле разведки и эксплуатации месторождений.

При изучении форм рудных тел и их залегания нередко приходится сталкиваться с явлениями склонения и скатывания рудных тел. Склонением рудного тела называется угол, образующийся его осью с горизонтальной плоскостью (рис. 13). Такой угол часто определяется приоткрытием полости трещины во время ее заполнения рудным веществом, ее прекращением в пластичных некомпетентных породах, ограничением экранирующими поверхностями, например, зонами смятия, дайками и т. п. В случае, если рудное тело, продолжаясь на глубину, делает еще некоторый поворот вокруг своей оси, то угол между линией, ограничивающей рудное тело по простиранию, с проекцией ее на горизонтальную плоскость называется скатыванием, или нырянием. Скатывание отмечается во многих линзо- и трубообразных рудных телах. Склонение и скатывание рудных тел в ту или иную сторону является очень важной закономерностью, которую необходимо учитывать при разведке месторождений. Неучет этой особенности для месторождения рудника имени Дзержинского на Урале привел в свое время к тому, что несколько пробуренных скважин глубиной до 900 *м* не встретили рудного тела, в связи с чем был сделан неправильный вывод о выклинивании главного рудного тела на глубину. И лишь впоследствии, когда при дальнейшей разработке было выявлено его склонение, буровыми скважинами рудное тело было пересечено. В качестве другого примера можно привести Кансайское свинцово-цинковое месторождение, где трубообразные рудные тела оказались приуроченными к сопряжению двух тектонических нарушений. Учет склонения и скатывания этих небольших рудных тел по нарушениям дал возможность правильно ориентировать разведочные выработки и буровые скважины.

Рудные столбы

Рудные тела далеко не всегда сложены целиком промышленными рудами однородного состава. Часто в пределах одного и того же рудного тела выделяются руды богатые и бедные, промышленные и непромышленные. Нередко внутри рудного тела встречаются участки

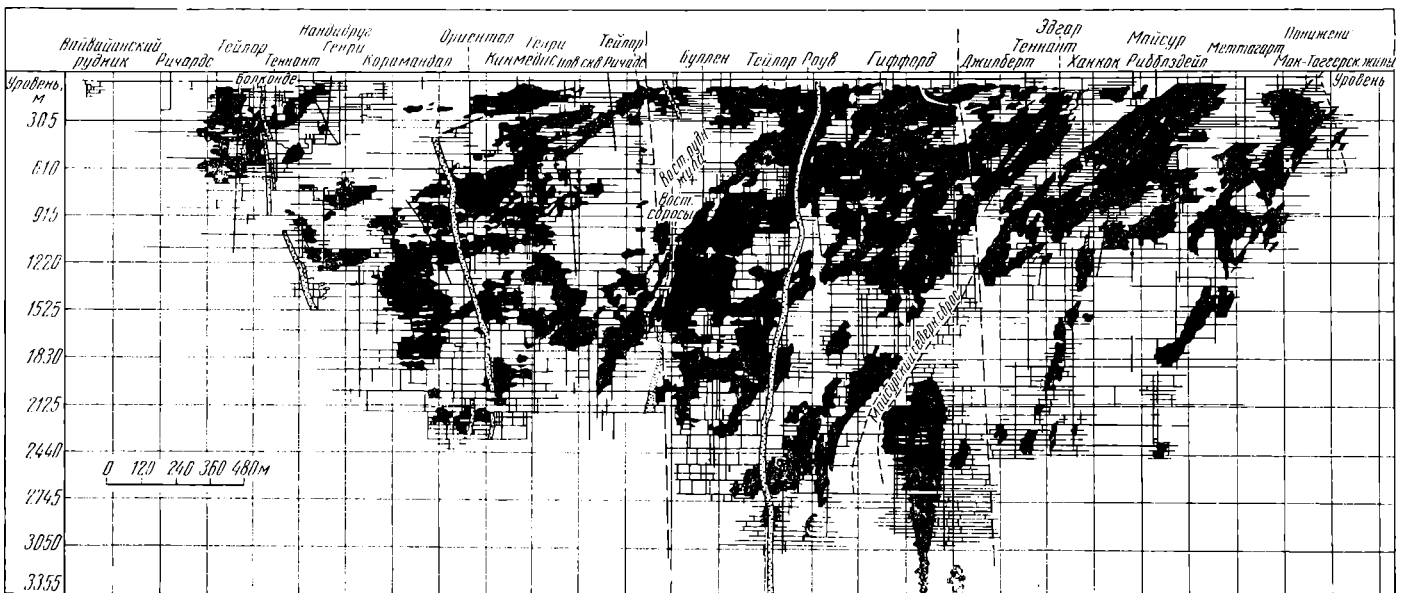


Рис. 14. Рудные столбы в золоторудной жильной системе Чемпион. Колар, Индия. По *И. С. Рожкову*

пустых неоруденелых пород, которые в зависимости от их размеров добываются вместе с промышленными рудами и тем самым разубоживают их, или остаются при эксплуатации неотработанными в недрах. Весьма часто наблюдается чередование обогащенных и необогащенных или пустых участков в рудных жилах. Обогащенные части рудных тел, резко выделяющиеся повышенным содержанием рудных компонентов, а иногда и более значительной мощностью среди бедной или слабо оруденелой массы, называются рудными столбами. Часто представляют промышленную ценность рудных жил только рудные столбы, остальная же, бо́льшая часть, сложена непромышленными рудами и не отрабатывается (рис. 14). Рудные столбы могут быть первичными, образующимися при формировании месторождений, и вторичными — в результате воздействия поверхностных вод, приводящих к изменению первично отложенных руд.

Первичные рудные столбы характерны для многих золоторудных месторождений, но также часто встречаются в полиметаллических, оловорудных, вольфрамовых, молибденовых и др. Размеры рудных столбов различны — от десятков метров до 1500 *м* по падению (Мазер Лёд в США), а в месторождении Гресс-Валлей в США рудный столб Норд Стар был прослежен на огромную глубину 2700 *м*.

Первичные рудные столбы возникают:

а) при противоположном движении стенок жильной трещины (вольфрамовое месторождение Чорух-Дайрон в Средней Азии, золоторудное месторождение Степняк в Казахстане и др.);

б) при пересечении жильных трещин (Явленское свинцово-цинковое месторождение в В. Забайкалье);

в) при сочленении оперяющих трещин с основными нарушениями (свинцово-цинковые месторождения Кансай в Средней Азии);

г) при изгибах трещин (вольфрамовые месторождения Бурун-Ундур в Восточной Сибири, Давендинское месторождение);

д) при подпруживании рудоносных растворов экранирующими породами (Хайдарканское ртутное месторождение, Кадамджайское сурьмяное месторождение в Средней Азии и др.);

е) при пересечении жильными трещинами благоприятных для замещения рудным веществом пород (вольфрамовое месторождение Кти-Теберда на Северном Кавказе, Западно-Каразаргинское месторождение в Восточном Забайкалье и др.);

ж) в участках раздробленности, кливажа и брекчирования пород (свинцово-цинковое месторождение Шаумян в Армянской ССР, урановое месторождение Лимуза во Франции и др.).

Установление закономерностей в размещении рудных столбов приводит к выявлению условий рудообразования и нередко является основным фактором, определяющим успех разведочных работ.

РУДЫ

Состав руд и методы их изучения

Руды, слагающие рудные тела, представлены рудными и нерудными минералами. Изучение минерального состава руд месторождений чрезвычайно важно не только для выявления качества руд, возможности их промышленного использования и их технологических свойств, но и для изучения процессов формирования месторождения, закономерностей локализации, изменения руд и т. п. Руды могут быть м о н о м и н е р а л ь н ы м и, состоящими из одного рудного минерала; например, в некоторых случаях железные руды представлены только сидеритом или гематитом, залежи каменной соли состоят из галита и т. п. Гораздо чаще руды являются полиминеральными, состоящими из нескольких и многих минералов. Для подавляющего числа месторождений металлических полезных ископаемых и для многих неметаллических полезных ископаемых слагающие рудные тела минеральные массы имеют сложный и притом неоднородный состав. Поэтому его изучение требует применения специальных методов. В рудных месторождениях различаются монокомпонентные, бикомпонентные и поликомпонентные руды.

В состав руд входят не только рудные, но и нерудные минералы, причем последние во многих случаях преобладают. В месторождениях гидротермального происхождения нерудные минералы, входящие в состав руд, называются ж и л ь н ы м и. К наиболее распространенным жильным минералам принадлежат: кварц, кальцит, доломит, анкерит, родохрозит, флюорит, барит, хлорит, серицит, каолинит, адуляр, амфибол и др.

В зависимости от количественного соотношения рудных и нерудных минералов различают р у д ы с п л о ш н ы е, состоящие преимущественно из рудных минералов, и в к р а п л е н н ы е, где они распределены в виде вкрапленности. Вкрапленность рудных минералов может быть густой, если рудные минералы составляют 20—50% общей массы, и бедной, если они составляют менее 20%. Входящие в состав руд минералы могут образовывать как однородный минеральный агрегат (например, сплошные массивные руды), так и совокупность минеральных агрегатов, отражающих различные способы отложения руд. Последние особенно характерны для руд месторождений металлических полезных ископаемых.

По содержанию полезного компонента руды могут быть простыми и комплексными. П р о с т ы м и называются такие руды, из которых извлекаются лишь один полезный компонент, например железо, алюминий, марганец, фосфор, графит и др. К о м п л е к с н ы м и называются руды, из которых может извлекаться несколько полезных компонентов, например железо и титан, свинец и цинк, медь, золото, серебро, мышьяк, сурьма, кадмий и гафний (такие руды называются полиметаллическими); никель, медь, кобальт, платина и палладий; вольфрам и молибден; медь и молибден; уголь и германий, тантал и ниобий, слюда, полевой шпат и кварц и др.

Во многих случаях руды содержат также примеси тех или иных элементов, присутствующих в незначительных количествах (сотые и тысячные доли процента). Примеси могут быть полезными и вредными. Полезными примесями называются такие, которые могут, так же как и главные компоненты, быть извлечены из руд и тем самым повышать ценность руд. Например, присутствие примеси серебра, золота, кадмия и некоторых других элементов увеличивает ценность свинцово-цинковых руд, присутствие примеси кобальта, платины и палладия — руд медно-никелевых месторождений и т. п. Некоторые металлы добываются вообще из таких руд, где они являются только примесями. К таким металлам, в частности, относятся кадмий, гафний, индий, рений, прндий, палладий, висмут и др. Вредными примесями называются такие, которые усложняют или затрудняют технологическую обработку руд или их металлургический передел, или же ухудшают качество получаемого продукта. Например, присутствие повышенных количеств серы, фосфора или мышьяка в железных рудах усложняет металлургию производства чугуна и стали, а присутствие значительных количеств железа в бокситах делает их неприменимыми для получения алюминия.

Слагающие руды минералы могут быть гипогенными и гипергенными. Гипогенными называются минералы, образовавшиеся непосредственно при первичных эндогенных процессах — магматическом, пегматитовом или постмагматическом, т. е. из магматического расплава или из рудоносных растворов глубинного происхождения. Гипергенными минералами называются такие, которые образуются в результате вторичных процессов, протекающих на поверхности земли или вблизи нее. Многие первичные гипогенные минералы окисляются и превращаются во вторичные гипергенные минералы, развивающиеся в верхних частях рудных тел, выходящих на поверхность.

В большинстве рудных месторождений, как уже было отмечено, мы имеем дело с рудами сложными, комплексными, состоящими из нескольких металлов. При этом они могут быть связаны с различными минералами (например, в свинцово-цинковых рудах свинец связан с галенитом, а цинк — со сфалеритом) или с одним и тем же минералом (например, с блеклой рудой связаны свинец, медь, золото, серебро, с энаргитом — медь и мышьяк и т. п.), но нередко один и тот же металл может входить в состав разных присутствующих вместе минералов (например, серебро может быть связано с галенитом, фрейбергитом, аргентитом или находиться в самородном состоянии, медь может входить в состав совместно присутствующих халькопирита, кубанита и борнита и т. п.). Следовательно, кроме минерального состава для руд и рудных минералов, особенно для тех, которые имеют переменный состав, необходимо также знать и химический состав. Все эти вопросы имеют большое значение не только для технологической обработки руд, но и для выяснения условий образования руд и оценки месторождения.

Поминерально изученный химический состав руд рассматривается как вещественный состав. Изучение вещественного состава руд, особенно для месторождений сложных комплексных руд, требует не только выполнения точных химических анализов руд и минералов, но и применения современных методов спектрального, рентгеноструктурного, термического, электронномикроскопического и других видов анализа. При этом важное значение имеет выделение мономинеральных фракций при отборе нужного для анализа количества совершенно чистого свободного от сростков минерала, для чего требуются специальные приборы и лаборатории. В настоящее время применение приближенных методов определения минералов и их состава, например паяльной трубки, капельного и других видов качественного и приближенного количественного определения, обычно ограничивается только первой поисковой и полевой стадиями изучения месторождения, а при дальнейших исследованиях совершенно необходимо использовать более точные методы.

Изучение минерального и вещественного состава руд производится вместе и обычно неразрывно с изучением всех других свойств месторождения — размеров и строения рудных тел, их распределения, залегания, рудной тектоники, соотношений с вмещающими породами, текстур руд, изменений минерального и вещественного состава в различных направлениях, распределения компонентов, изменения вмещающих пород и т. п.

Изучение руд производится прежде всего при детальной геологической документации обнажений, горных выработок и буровых скважин, когда имеется возможность непосредственно изучать их в природной обстановке. В дальнейшем руды и отдельные рудные агрегаты изучаются в рудных штуфах, которые могут быть вынесены из выработок и рассмотрены при дневном освещении. Важное значение имеют пришлифовки рудных штуфов — на них более отчетливо выступают соотношения отдельных минеральных агрегатов и ассоциаций.

Особенно важное значение имеет изучение руд под микроскопом в отраженном и проходящем свете. И. С. Волынским разработана методика определения в полированных шлифах рудных и нерудных минералов. Минераграфическое изучение руд под микроскопом предусматривает применение не только физических методов (определение отражательной способности, микротвердости и других констант), но во многих случаях и микрохимических методов. В настоящее время выдвигается задача изучения не только химического, но и изотопного состава элементов, входящих в состав руд и минералов, что открывает новые перспективы в исследовании рудных процессов. Для изучения процессов рудообразования применяется парагенетический анализ руд, разработанный Д. С. Коржинским, позволяющий предсказывать те минералы в рудах, которые еще не открыты, или же заранее устанавливать так называемые «запрещенные» минералы, которые не могут присутствовать в определенных парагенетических минеральных ассоциациях. Все более широко

начинают применяться при изучении руд электронная микроскопия, электронное зондирование и некоторые другие современные методы.

Текстуры и структуры руд

По сравнению с горными породами руды отличаются большой неравномерностью и изменчивостью. Многообразие структур и текстур руд и их изменчивость отражает более сложные условия их образования и изменение этих условий в течение рудного процесса. Поэтому изучение структур и текстур руд является одним из важнейших методов расшифровки условий их формирования и преобразования. В изучении этого большого вопроса важнейшее значение имеют работы А. Г. Бетехтина, А. Л. Филимоновой, А. Д. Генкина, Т. Н. Шадлун, отличающиеся большой детальностью и глубиной.

Структурой руд называется строение отдельных минеральных агрегатов, обусловливающееся формой, размерами и способом сочетания зерен, слагающих данный минеральный агрегат. Под текстурой понимается строение руд, определяющееся сочетанием и соотношением слагающих их минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга по составу, форме и величине. Например, текстура брекчиевых руд определяется соотношением включений и цемента. Таким образом, между структурой и текстурой руд имеется принципиальное различие. В то время как структурный признак характеризуется степенью крупности зерна, их сочетанием между собой, строением отдельных зерен и т. п., текстурный признак заключается во взаимных сочетаниях минеральных агрегатов, отражающих минеральные ассоциации, и определяется взаимным соприкосновением, проникновением или пересечением минеральных агрегатов.

В связи с этим структуры руд отражают физико-химические условия, существовавшие во время выделения руд из жидкой фазы — расплава или раствора, текстуры же характеризуют изменение этих условий в период рудоотложения в связи с геологическими и физико-химическими факторами, изменявшимися во времени и в пространстве в процессе последовательного выделения различных порций растворов на пути их следования.

Образование минералов, слагающих минеральные агрегаты и рудные тела, может происходить следующим образом:

1) отложением из газовых растворов;

2) кристаллизацией из жидких сред — расплавов или водных растворов;

3) путем метасоматоза или замещения при химическом взаимодействии растворов и пород, в которых они просачиваются;

4) в результате перекристаллизации и перегруппировок в твердом состоянии среди ранее отложенного вещества;

5) путем механического переноса и концентрации.

Различные способы отложения минералов отражаются в структурах руд. Образование структур зависит также от химической

природы кристаллизующегося вещества и особенно от переохлаждения или пересыщения жидкости, с чем связано количество кристаллизационных центров в единицу времени, а также скорость кристаллизации, выражающаяся в скорости линейного роста кристаллов в миллиметрах в минуту. При большой линейной скорости роста нередко происходит захват кристаллизующимся веществом и растворителя. По температуре гомогенизации или декрипитации таких включений можно судить о температурных условиях выделения данного минерала.

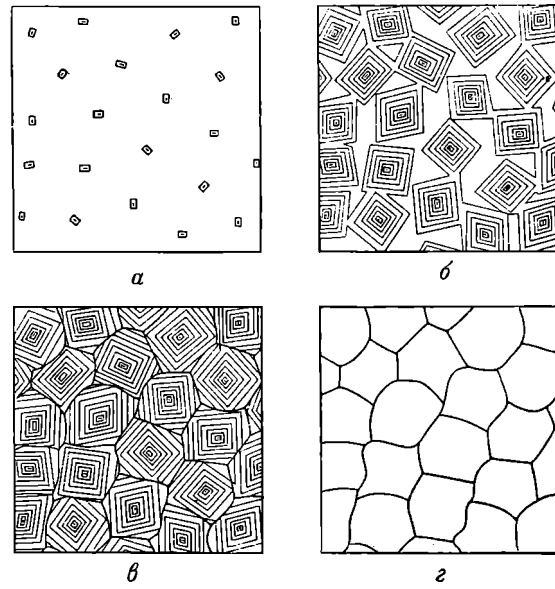


Рис. 15. Стадии раскристаллизации рудного вещества из расплава или раствора. По *А. Г. Бетехтину*

а — появление кристаллизационных центров; *б* — свободный рост кристаллов; *в* — стесненный рост кристаллов; *г* — рост кристаллов без следов постепенного развития

Кристаллизация, скорость и сила кристаллизации зависят не только от температуры, но также от давления и концентрации. А. Г. Бетехтин выделяет следующие стадии раскристаллизации вещества: 1) появление кристаллизационных центров; 2) свободный рост правильных кристаллов; 3) стесненный рост кристаллов — борьба за пространство; 4) вытеснение одних минералов другими и развитие коррозионных структур (рис. 15). В последней стадии главное значение получает сила кристаллизации. При переохлаждении расплавов и растворов, а также при пересыщении последних образуются мелкозернистые структуры, при медленном охлаждении — крупнозернистые. При малой линейной скорости кристаллов получаются кристаллические панидиоморфнозернистые, при большой — неправильные аллотриоморфнозернистые структуры.

Структуры в большой мере зависят не только от переохлаждения и перенасыщения, а также от химического состава веществ, от примесей и механических явлений, сопровождавших отложение руд.

Текстуры руд, как отмечено выше, отражают изменения геологических и физико-химических условий в течение процесса минерализации и рудоотложения. При длительности рудного процесса часто происходит изменение тектонической, магматической, литологической и геохимической обстановки — дробление стенок и частично отложенного рудного и жильного материала, образование новых трещин, возобновление старых «залеченных» нарушений, внедрение жильных пород и т. п. Наряду с изменением геологических условий происходит изменение и физико-химических условий рудоносных растворов — их температуры, давления, концентрации, а также и состава. Выделение различных минеральных веществ из растворов сопровождается также явлениями коррозии и замещения одних, ранее отложенных агрегатов другими, более поздними. В результате получаются текстуры руд, характеризующиеся часто большой неоднородностью.

Текстуры руд являются важным показателем условий их образования, изменения этих условий в ходе развития рудного процесса, а также показателем состава и состояния рудоносных растворов и происходивших изменений этого состояния. Тем самым изучение текстур руд дает нам одну из важнейших серий признаков происхождения или генезиса изучаемых рудных месторождений.

Генетическое значение изучения текстур руд было особенно подчеркнуто А. Г. Бетехтиным, который разработал наиболее детальную и отвечающую современным требованиям генетическую классификацию текстур руд. В основу этой классификации положено разделение их на основные генетические классы месторождений — эндогенные, экзогенные и метаморфогенные. Следующим и наиболее важным генетическим признаком А. Г. Бетехтин считает способ отложения минеральных агрегатов. Различают следующие способы отложения: 1) магматическая сегрегация из расплавов при кристаллизации магмы; 2) отложение из растворов в пустотах; 3) отложение путем метасоматического замещения; 4) седиментация.

Далее текстуры различаются по степени развития диагенетических изменений руд после их образования. В связи с этим можно выделить следующие типы текстур руд: 1) текстуры руд без следов позднейших изменений или со слабыми следами таких изменений; 2) текстуры руд, измененные последующими процессами метаморфизма, но сохраняющие остаточные, или реликтовые, текстуры; 3) текстуры нацело измененных руд без сохранения реликтовых текстур.

При изучении текстур учитывают: 1) формы минеральных агрегатов (прожилки, полоски, линзочки, пропластки, корки, неправильные формы и т. п.); 2) размеры минеральных агрегатов, в частности, макротекстуры, различимые невооруженным глазом в забое и в штуфах, и микротекстуры, отличающиеся только под микроскопом или в лупу; 3) взаимоотношения минеральных агрегатов между собой или способ их сочетания (с резкими и нерезкими границами; примыкающие агрегаты — полосчатые, пятнистые текстуры, текстуры

окаймления — конкреционные, кокардовые; текстуры проникающих агрегатов — петельчатые и др.).

Для руд магматического происхождения, образованных при застывании магмы, характерны однородные текстуры сплошных или вкрапленных руд. При этом для сингенетических рудных образований, особенно для вкрапленных руд, наблюдаются нерезкие, обычно постепенные переходы к вмещающим их породам. Кроме массивных (рис. 16) и вкрапленных текстур руд в рудных телах магматических месторождений встречаются также пятнистые руды, показывающие, по А. Г. Бетехтину, неоднородный состав расплава до начала кристаллизации. Наблюдаемые иногда полосчатые текстуры вкрапленных руд указывают на состояние движения рудоносной магмы перед моментом ее затвердевания (рис. 17).

В условиях высокой текучести расплава в результате гравитационной дифференциации может образоваться псевдослоистая текстура руд, встречающаяся в хромитовых месторождениях Рифа Меренского в Южной Африке. В некоторых случаях могут образоваться жильные и брекчиевые текстуры руд, а в случае неполного затвердевания вмещающей породы — петельчатые структуры. Характерными являются нодулярные текстуры руд некоторых хромитовых месторождений, образование которых рассматривается как проявление ликвационной дифференциации.

Текстуры выполнения жильных трещин и полостей минеральными веществами, выпадающими из ионно-молекулярных растворов, обычно характеризуются резкими контактами с вмещающими породами и имеют свои особенности. Отражая, как показано С. С. Смирновым, длительный, изменяющийся во времени и часто прерывистый ход процесса рудообразования, изучение текстур и строение рудных тел дает возможность судить о физическом состоянии и химизме гидротермальных растворов и об изменении их на разных стадиях рудного процесса.

Строение рудных тел, образованных в результате выполнения полостей, определяется не только их первичным характером, но главным образом теми обычно небольшими внутрирудными движениями в пределах этих полостей, каковыми бóльшей частью являются жильные трещины. С. С. Смирнов отмечал, что в течение рудного процесса жильная трещина как бы живет, заполняясь отложениями термальных растворов, затем, приоткрываясь вновь, снова заполняется, потом снова приоткрывается и т. д. Таким образом часто происходит не только формирование и усложнение текстур руд, но и наращивание рудных тел по мощности, на глубину и по восстанию. Этот вопрос подробнее будет рассмотрен в других разделах курса.

Наиболее характерными текстурами руд рассматриваемого типа являются симметричные и несимметрично полосчатые (рис. 18). При этом образование симметрично-полосчатых текстур руд в жилах происходит в следующих условиях: а) при заполнении жильной трещины отлагающимися на ее стенках минеральными агрегатами, последовательно сменяющими друг друга в процессе подъема растворов;

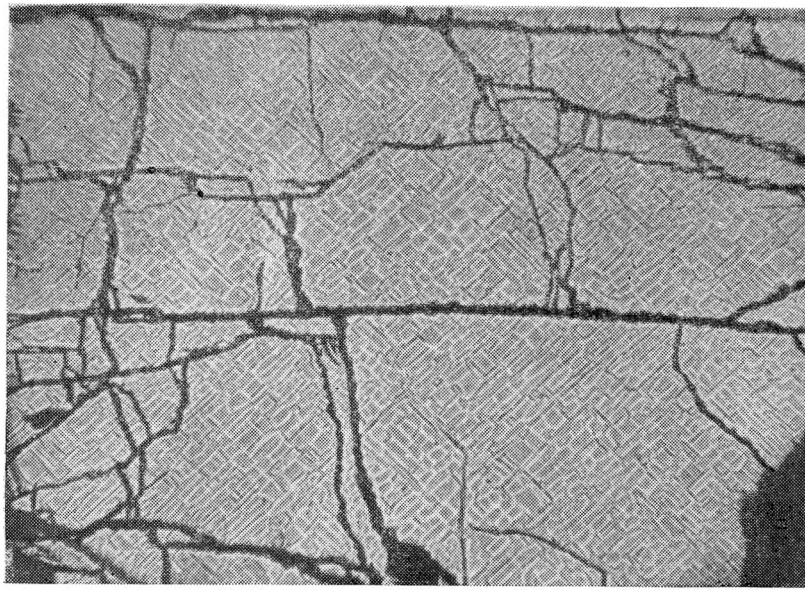


Рис. 16. Массивная текстура хромитовых руд, образующихся из расплавов. Без анализатора. Увел. 40

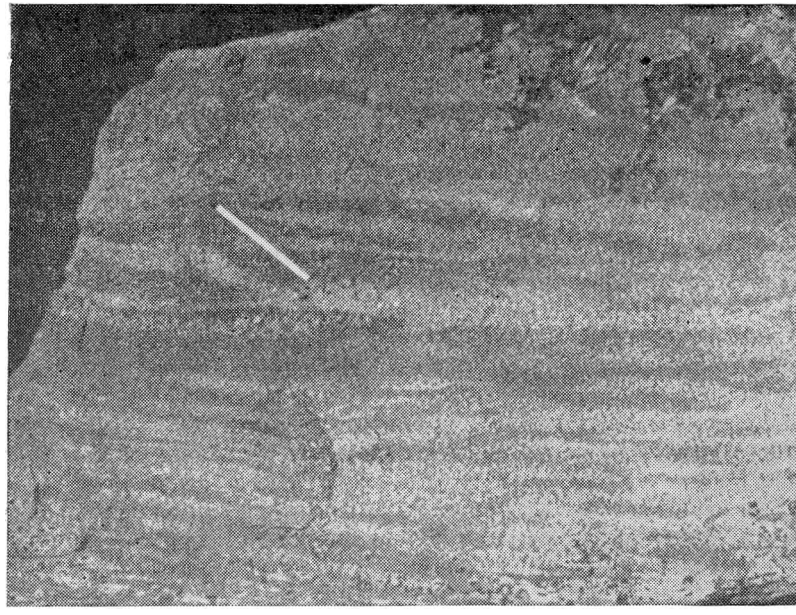
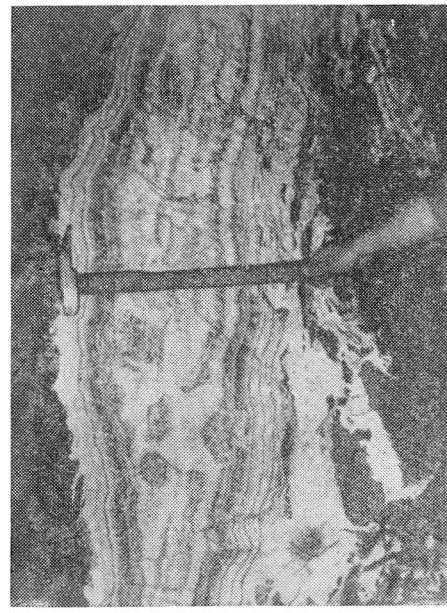
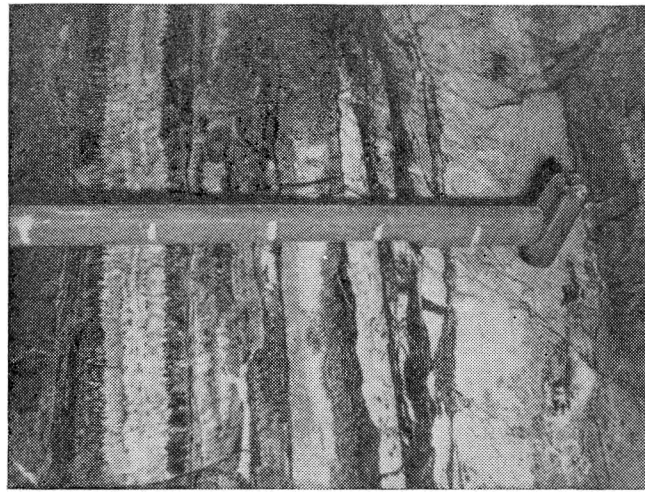


Рис. 17. Полосчатые текстуры хромитовых руд. По *Г. Г. Кравченко*



а



б

Рис. 18. Симметрично (*а*)- и несимметрично-полосчатое (*б*) выполнение жильных трещин уранового месторождения. Фото *А. В. Заварзина*

и их циркуляции, без последующего приоткрывания трещины после ее заполнения; б) с расширением трещины во время циркуляции растворов до ее полного заполнения; в) с последующим после заполнения приоткрыванием трещины в средней части по ее оси. Несимметрично-полосчатое строение жил можно объяснить многократным приоткрыванием жильной трещины по одному из ее контактов, являвшихся тем направлением, где разрешались возникавшие напряжения.

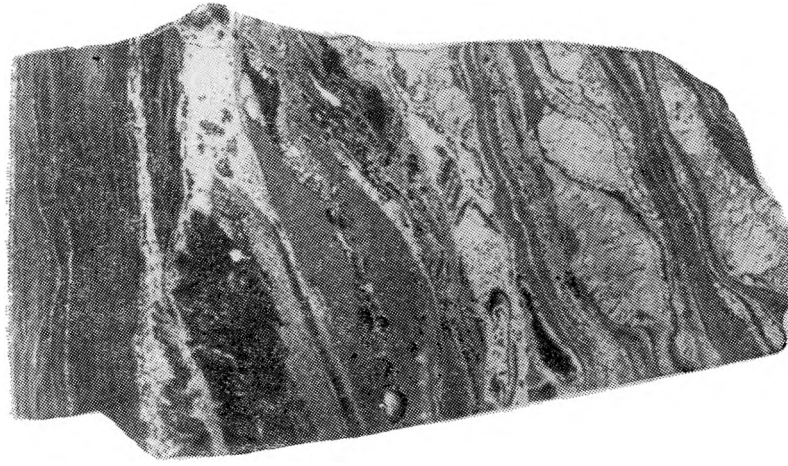


Рис. 19. Текстура разлома в рудах, образующихся из водных растворов в трещинах и полостях в полиметаллических рудах. $^1/_2$ нат. вел. Фото *Т. Н. Шадлун*

Полосчатое строение наблюдается и при заполнении полостей, не имеющих формы трещин, например древнего карста, когда в трубчатых полостях могут развиваться полосчатые текстуры концентрического характера, в трещинах отслоения и т. п.

В зависимости от характера и степени заполнения полости, а также характера происходивших во время процесса минерализации движений, могут развиваться следующие текстуры руд.

1. Текстуры жильные с полным заполнением трещины однородным рудным веществом. Такие текстуры нередко развиваются в простых плитообразных жилах медных и полиметаллических месторождений (Кафан, Дарасун и др.).

2. Текстуры разлома, когда жилки, относящиеся к жильной зоне, штокверку или другому подобному рудному телу, густо пересекают породу, представляя собой сеть трещин, выполненных рудным веществом. Такие текстуры имеют весьма широкое распространение и встречаются во многих месторождениях (рис. 19).

3. Брекчиевые текстуры имеют также широкое распространение и представляют собой обломки вмещающей породы, жильного ма-

териала или того и другого вместе, сцементированные жильным материалом более поздней стадии. Такие текстуры также имеют очень широкое распространение, причем нередко их интенсивное развитие обусловливает образование наиболее крупных и богатых рудных столбов и участков (Тургай в Казахстане, Касан в Киргизии, Шаумян в Армении и др.).

4. Полосчатые и, как их разновидность, симметрично-полосчатые текстуры, как уже отмечалось, являются характерным и широко проявляющимся видом макротекстур для целого ряда месторождений цветных и редких металлов, золоторудных, а также некоторых нерудных полезных ископаемых (например, флюоритовых, баритовых и др.). Призальбандовые полосы рудных жил часто сложены отличным по составу или структуре от срединных частей минеральным веществом. Полосчатые структуры обычно являются результатом последовательного отложения рудного вещества из охлаждающихся и изменяющих свой состав, а нередко и состояние (например, истинные растворы сменяются коллоидными) растворов.

5. Крустификационные текстуры являются разновидностью полосчатых. Они отличаются тем, что на одни полосы послойно отлагающегося материала накладываются другие, сохраняя скульптуру стенок трещины и ранее образованных слоев, в частности, кристаллические и даже почковидные очертания слагаемых их минералов. Такие текстуры очень характерны для ряда урановых, свинцово-цинковых, медных и других месторождений (Гюмушхана, Кафан в Армении, Рудные горы на границе Чехословакии и ГДР и др.).

6. Гребенчатые текстуры являются также обычно разновидностью полосчатых текстур и характеризуются развитием шестоватых минералов, растущих преимущественно в одном направлении, перпендикулярном стенкам полости. Получаются текстуры, похожие на зубья гребенки. Такие текстуры нередко наблюдаются в вольфрамовых, арсенопиритовых, а также халькопиритовых и других жилах.

7. Друзовые и жеодовые текстуры характеризуются наличием пустот, выполненных по стенкам друзами минералов. Такие текстуры широко развиты в рудах многих месторождений олова, меди, свинца и цинка, в рудоносных пегматитах и др., а также характерны для месторождений пьезокварца, драгоценных камней и др.

8. Кокардовые текстуры характеризуются концентрическим отложением рудных и жильных минералов вокруг обломков пород, руд, ранее выделившихся минералов и т. п. Обычно имеют местное значение, развиваясь вместе с брекчиевыми и другими текстурами.

Типичными текстурами руд коллоидного происхождения являются колломорфные, представляющие собой почковидные и скорлуповатые модификации многих минералов, в том числе и таких, как пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды и др. В настоящее время известны колломорфные модификации многих сульфидов и окислов — магнетита, касситерита (деревянистое олово) и др. (рис. 20). Среди этого типа текстур различают концентрически скорлуповатые, ритмически зональные, почковидные, гроздьевидные и т. п.

Такие текстуры могут развиваться самостоятельно в результате выпадения минеральных веществ из ионно-молекулярных и коллоидных растворов, которые, как показали А. Г. Бетехтин и Е. А. Радкевич, не должны противопоставляться друг другу. Наблюдаются также сложные комбинированные текстуры, представленные чередованием зернистых и колломорфных руд. Подобные текстуры могут давать целый ряд разновидностей, рассмотренных выше, в частности, полосчатые, крустификационные и др.

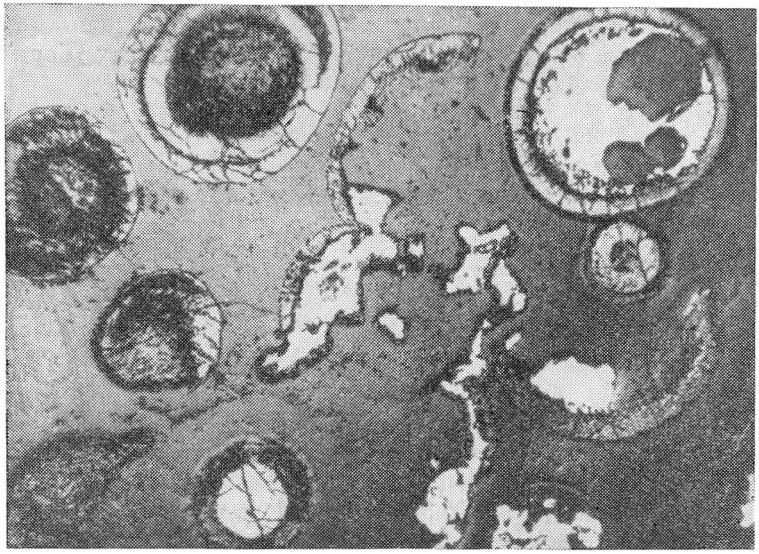


Рис. 20. Колломорфная текстура в сульфидно-касситеритовых рудах. Микрофото *И. Н. Кигай*

Текстуры метасоматического замещения под действием гипогенных растворов также очень широко распространены в самых различных месторождениях, причем такие текстуры могут иметь как самостоятельное развитие, так и проявляться в том или ином сочетании с текстурами отложения и др.

Наиболее типичными текстурами метасоматического замещения являются реликтовые, представляющие собой такое сочетание минеральных агрегатов, где сохраняются следы замещенной породы, например слоистость, полосчатость, зернистость, брекчиевидность, порфировидность, конгломератовидность и др. Характерной особенностью метасоматических рудных тел является обычное отсутствие резких контактов и постепенные переходы к вмещающим породам через вкрапленники. Поэтому и вкрапленные текстуры также рассматриваются как метасоматические образования. Из других текстур данного типа нужно отметить массивные, брекчиевидные, пятнистые и петельчатые.

Характерными текстурами руд метаморфогенного происхождения являются сланцеватые. Однако для установления этих текстур должно быть доказано, что они не являются реликтовыми текстурами замещения сланцев, которые имеют с ними большое сходство. К доказательствам должны привлекаться и другие признаки — морфологические, минералогические, петрографические.

Очень характерны также текстуры развальцевания, плойчатые, массивные, реликто-полосчатые, брекчиевидные, вкрапленные и др.

Типичными текстурами руд осадочного происхождения являются слоистые. Слоистость может выражаться в чередовании рудных прослоев различной структуры, состава или чередованием их с прослоями осадочных пород. Такие текстуры характерны для многих железорудных, марганцевых и других месторождений (Аятское, Чиатурское, Никопольское). Очень характерными текстурами осадочных железных руд являются оолитовые, представляющие собой небольшие (до 1 *см*) концентрические образования рудного материала вокруг зерна минерала, породы или остатков организмов.

Разновидностями этих текстур являются органогенные, конкреционные, конгломератовые, брекчиевые, линзовидные и другие, иногда относящиеся только к отдельным прослоям.

Различают также текстуры плотные, или массивные, порошковатые, сажистые и др.

Наряду со слоистыми текстурами сплошных руд в осадочных месторождениях распространены вкрапленные, представляющие собой рассеянные зерна рудного минерала (например, магнетита, монацита) среди минералов породы.

Руды месторождений выветривания, образующихся в результате выноса нерудных компонентов породы и обогащения ее рудными, характеризуются остаточными, корковыми, порошковатыми, иногда пористыми и кавернозными текстурами. Для таких месторождений не может быть резких контактов, и переход от рудных участков к безрудным совершенно постепенный.

Некоторые общие вопросы геохимии руд в приложении к изучению месторождений полезных ископаемых

Из данных распределения химических элементов в земной коре, изучаемых в минералогии и геохимии, следует, что такие химические элементы, как O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H, Ti, C, Cl, P и Mn, слагают более 99,5% всей массы земной коры, в то время как на остальные элементы приходится менее 0,5%.

Кларки наиболее распространенных элементов, входящих в состав горных пород, по А. П. Виноградову следующие (в %):

Кислород	47,00	Натрий	2,50
Кремний	29,50	Калий	2,50
Алюминий	8,05	Магний	1,87
Железо	4,65	Водород	1,00
Кальций	2,96	Титан	0,45
		Марганец	0,10

Далее выделяется группа элементов-минерализаторов, входящих в состав легколетучих соединений — хлор, фтор, сера, фосфор, бор, углерод, содержание каждого из которых в земной коре составляет от 0,1 до 0,001%. В таких же количествах распространены стронций, рубидий, цирконий, а в количествах от 0,01 до 0,001% присутствуют такие элементы рудных месторождений, как скандий, ванадий, кобальт, никель, хром, медь, цинк, ниобий, висмут, лантан, церий, торий и свинец. Ряд других элементов — бериллий, олово, вольфрам, молибден, цезий, тантал, редкие земли, гафний и уран — распространены в земной коре в количестве от 0,001 до 0,0001%, а кадмий, индий, сурьма, селен, ртуть, палладий, серебро, золото — в количестве лишь 0,0001—0,000001% и меньше.

Таким образом, среднее содержание подавляющего числа металлогенных элементов выражается крайне низкими цифрами. Следовательно, образование промышленных рудных концентраций и месторождений происходит в особых геологических условиях в результате процессов, изучение которых и относится к теории рудообразования.

В распространении химических элементов в земной коре отмечается общая закономерность, заключающаяся в относительно большем распространении элементов с меньшей массой ядра, т. е. с меньшим номером в периодической таблице элементов, и наоборот. Кроме того, наблюдается зависящая от ядерных свойств элементов периодичность, заключающаяся в том, что каждый шестой элемент, начиная от кислорода, обладает повышенной распространенностью (рис. 21). Чем больше масса ядра атома, т. е. чем выше его порядковый номер, характеризующийся числом положительных зарядов, тем больше нужно орбитальных электронов для их нейтрализации. Кроме того, чем сложнее строение атома и чем выше, поэтому, размер радиуса атома и иона, тем легче отрываются внешние электроны, т. е. тем ниже ионизационный потенциал и сильнее проявляются основные свойства элемента.

В вопросах минералообразования одним из важных факторов распределения химических веществ и строения различных участков земной коры является величина ионного потенциала, точно определяемая. Валентность элемента в том или ином соединении определяется числом электронов наружной оболочки, утраченных или приобретенных атомами при образовании данного соединения. Отрыв электронов и повышение за счет этого валентности атомов или переход спаренного электрона на незанятый квантовый уровень и обусловливают образование сложных соединений и их строение.

Наличие в природе устойчивых ионов, часть которых заряжена положительно, а другая отрицательно, объясняется взаимодействием противоположных по природе атомов. Способность атомов переходить в ионы и закономерности ионообразования имеют огромное значение в геохимии минеральных месторождений. В связи с этим приобретает важное значение и величина ионных радиусов различных

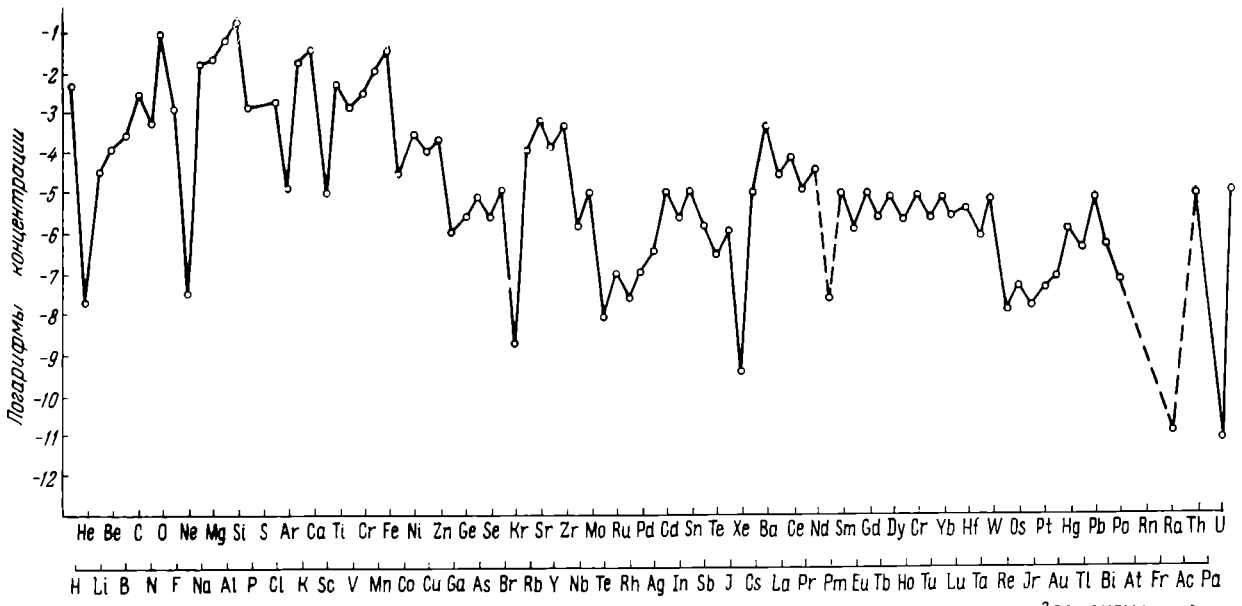


Рис. 21. Периодичность распространенности химических элементов. По *В. В. Щербине*

Периодичность повторяемости свойств, связанных с особенностями строения ядра, кратная 6 и связанных с электронными оболочками — кратная 8.

элементов, положенная в основу выделения геохимических ассоциаций.

Атомы различных элементов обладают различной способностью отдавать или приобретать электроны. Эта способность выражается их потенциалом ионизации, под которым понимается минимальное напряжение, измеряемое в электронвольтах, при котором происходит отрыв от нейтрального атома наружных электронов и превращение его в катион.

В теории рудообразования различают петрогенные элементы, для которых характерно сродство с кислородом, и металлогенные халькофильные элементы, у которых выражено сродство с серой. Различие этих свойств объясняется разницей между атомными и ионными объемами соответствующих элементов. Петрогенные элементы, куда входят щелочные металлы, щелочные земли и элементы, располагающиеся в таблице вблизи них, при потере одно-двухвалентных электронов значительно уменьшают свой объем и отличаются невысоким потенциалом ионизации. Поэтому для этих элементов характерно стремление к полной или частичной ионной связи. Металлогенные элементы, такие, как медь—цинк, серебро—кадмий, золото—ртуть и другие, при потере своих валентных электронов не способны значительно уменьшать свои объемы. Потенциал ионизации их в 1,5—2 раза выше, чем у щелочных металлов и щелочных земель. Поэтому для них стремление к ионной связи ярко не выражено, у них проявляются также атомные связи.

При различии ионных радиусов кислорода и серы кислород имеет бóльшую склонность к ионному состоянию, чем сера, у которой более выражено стремление к атомной связи. Этим объясняются соответствующие различия в сродстве различных элементов с кислородом и серой. Элементы, склонные к образованию ионных связей, обнаруживают бóльшее сродство с кислородом, а элементы, характеризующиеся склонностью давать атомные связи, вступают в связь с серой, которая также обнаруживает стремление к образованию атомных связей (В. И. Лебедев, 1963 г.).

Теллур, характеризующийся аналогичным электронным строением, но еще большей величиной атомного и ионного радиусов, чем сера, обладает более высокими связеобразующими свойствами и способностью давать направленные атомные связи. Этими особенностями объясняется наличие соединений его с металлами — Cu, Pb, Bi, Hg, Ag и Au. Приведенный ряд, отражающий увеличивающуюся степень сродства с теллуром, объясняется увеличением связеобразующих свойств указанных металлов. С другой стороны, этот ряд характеризуется уменьшением сродства с серой. Таким образом, образование соединений различных металлов с кислородом, серой, селеном и теллуром, которые сами по себе образуют ряд связеобразующих элементов, обусловлено различиями свойств, характеризующих наличие атомной связи — металлической ненаправленной или ковалентной направленной. От этого зависит не только

образование тех или иных соединений, но и распространенность их в природе.

Геохимический закон максимальной энергетической выгодности состояния вещества имеет большое значение для объяснения и многих других вопросов, с которыми мы сталкиваемся при изучении процессов рудообразования. К ним относятся вопросы окисления и восстановления в растворах, гидратации, увеличения плотности минералов с глубиной и др.

Такие свойства элементов, как валентность, величины потенциалов ионизации, величины ионных радиусов, энергетические

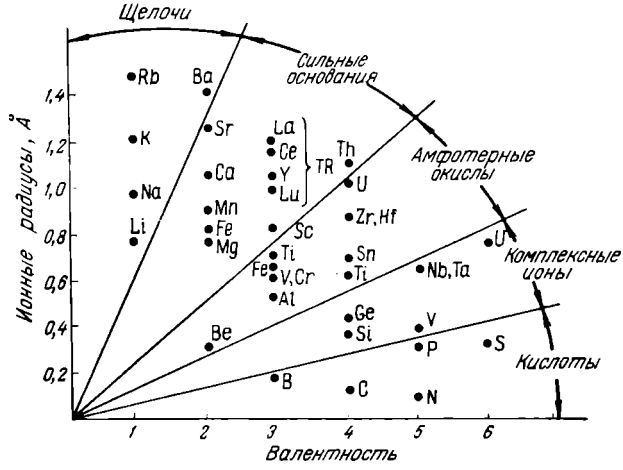


Рис. 22. Кислотные и щелочные свойства элементов в зависимости от соотношения их ионных радиусов и валентности. По *В. В. Щербине*

свойства ионов, щелочные или кислотные свойства, сродство с кислородом или серой, способность к комплексообразованию и другие, связаны с электронной оболочкой их атомов.

Ионные потенциалы, представляющие собой отношение валентности к ионному радиусу, характеризуют кислотные или щелочные свойства элементов. На диаграмме рис. 22 показаны поля щелочных ионов, затем сильных оснований, амфотерных окислов и кислот. Величина pH выпадения гидроокисей ряда металлогенных элементов характеризует проявление у них свойств сильного или слабого основания. Величина pH гидролиза для металлогенных элементов, по В. В. Щербине следующая:

$Ti(OH)_4$	1,4	$Ga(OH)_3$	3,5
$Sn(OH)_4$	2,0	$Ti(OH)_3$	4,0
$Zr(OH)_4$	2,05—2,47	$Al(OH)_3$	4,1
$Hf(OH)_4$	2,13—2,50	$Zn(OH)_2$	5,2
$Fe(OH)_3$	2,48—4,5	$Cr(OH)_3$	5,3
$Th(OH)_4$	3,5	$Cu(OH)_2$	5,4
		$Fe(OH)_2$	5,5—7

Чем меньше валентности, тем больше размер катиона, тем дальше от его ядра располагается отрицательно заряженный ион гидроксила и тем легче он отрывается от катиона, характеризуя щелочные свойства этого катиона. Небольшие высоковалентные катионы на основании закона Кулона настолько сильно притягивают к себе кислород гидроксила, что он отрывается от водорода, а освобождающийся ион водорода обусловливает кислотные свойства соединения.

Геохимические особенности элементов характеризуют также их способность к комплексообразованию, что имеет огромное значение в процессах рудообразования (рис. 23).

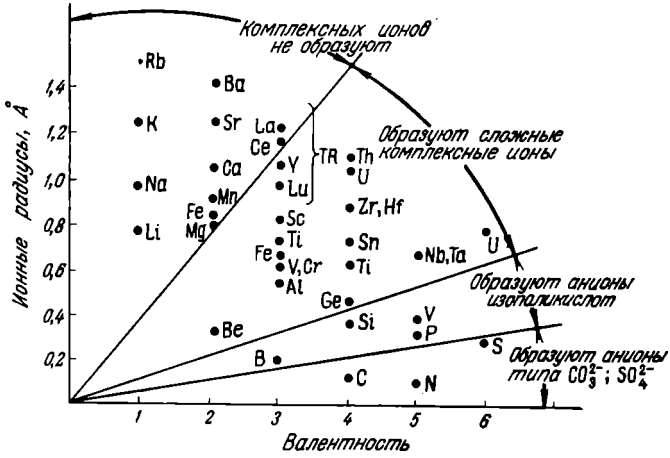


Рис. 23. Положение ионов-комплексообразователей на диаграмме рис. 22. По *В. В. Щербине.*

Разности потенциалов ионизации и характер типов связи (ионной, ковалентной), возникающих за счет различных электронов атома, также обусловливают различное поведение элементов в геохимических процессах.

Таким образом, в процессах рудообразования важнейшее значение имеют геохимические закономерности, обусловливающие состояние вещества в различных условиях и его миграцию в зависимости от строения, формы химической связи, процессов ионизации и энергетики происходящих геохимических процессов.

Ассоциации химических элементов в рудах месторождений полезных ископаемых

В. М. Гольдшмидт предложил схему распределения химических элементов по геосферам, слагающим земной шар. Эта схема приводится в курсах минералогии. Г. Вашингтон разделил элементы на петрогенные, слагающие горные породы, и металлогенные, входящие в состав руд рудных месторождений, о чем было сказано выше.

Для вскрытия геохимических закономерностей различных элементов на основе периодической таблицы широко используется геохимическая таблица А. Н. Заварицкого, где элементы расположены по атомным номерам, отражающим число положительно заряженных протонов атомного ядра и равное число электронов атома элемента в его нейтральном состоянии (рис. 24). Кружками в таблице показаны радиусы атомов в ангстремах (10^{-8} *см*), соответственно радиусы ионов изображены концентрическими кругами. Сплошными толстыми линиями показаны катионы, прерывистыми — анионы. Около кружков в цифрах показано число электронов в электронных оболочках.

Из приведенной геохимической таблицы можно сделать следующие выводы о сродстве химических элементов. Благородные газы образуют колонку в левой стороне таблицы и характерны для атмосферы. Далее выделяется группа отмечавшихся выше петрогенных элементов горных пород, к которой примыкают в верхней части таблицы такие редкие элементы как Li и Be, характерные для пегматитов, а в нижней части Rb, Sr, Cs, Ba, встречающиеся преимущественно в породах в рассеянном состоянии. В верхней части таблицы выделяются элементы магматических эманаций — S, B, F, P и Cl.

Выделяется также группа элементов железа, начиная от титана и кончая никелем, отличающихся переменным числом электронов не только во внешней, но и во второй наружной оболочке. Эта группа занимает положение между петрогенными и металлогенными элементами. А. Н. Заварицкий объяснял это тем, что процессы концентрации их стоят ближе к процессам образования пород, чем типичных металлогенных элементов.

В средней части таблицы выделяется группа редких элементов и редких земель, куда входят Zr, Hf, Nb, Ta, а также элементы цериевой и иттриевой групп редких земель, занимающие левую нижнюю часть таблицы. Последние встречаются как изоморфные примеси, но образуют и самостоятельные минералы в виде сложных окислов (минералы группы перовскита, пирохлора, минералы лопарит, эвдиалит, самарскит и др.), а также фосфатов, силикатов и др. (монацит, ксенотим, ортит, апатит и др.). Эти минералы присутствуют не только в виде акцессориев, но образуют и рудные скопления. А. И. Гинзбург отмечает, что каждому петрогенному элементу соответствует редкий рассеянный элемент. Такими элементами-аналогами являются кремний—германий, алюминий—галлий, калий—рубидий—таллий, сера—селен—теллур, цирконий—гафний, молибден—рений, цинк—кадмий и др. В связи с близостью их кристаллохимических свойств и резким различием концентрации имеет место рассеяние редкого элемента в кристаллической решетке минералов петрогенного или рудообразующего элемента. Вместе с тем в ходе развития магматического, пегматитового и постмагматического процессов происходит закономерное накопление редких и рассеянных элементов к концу процесса, причем тем более значительное, чем

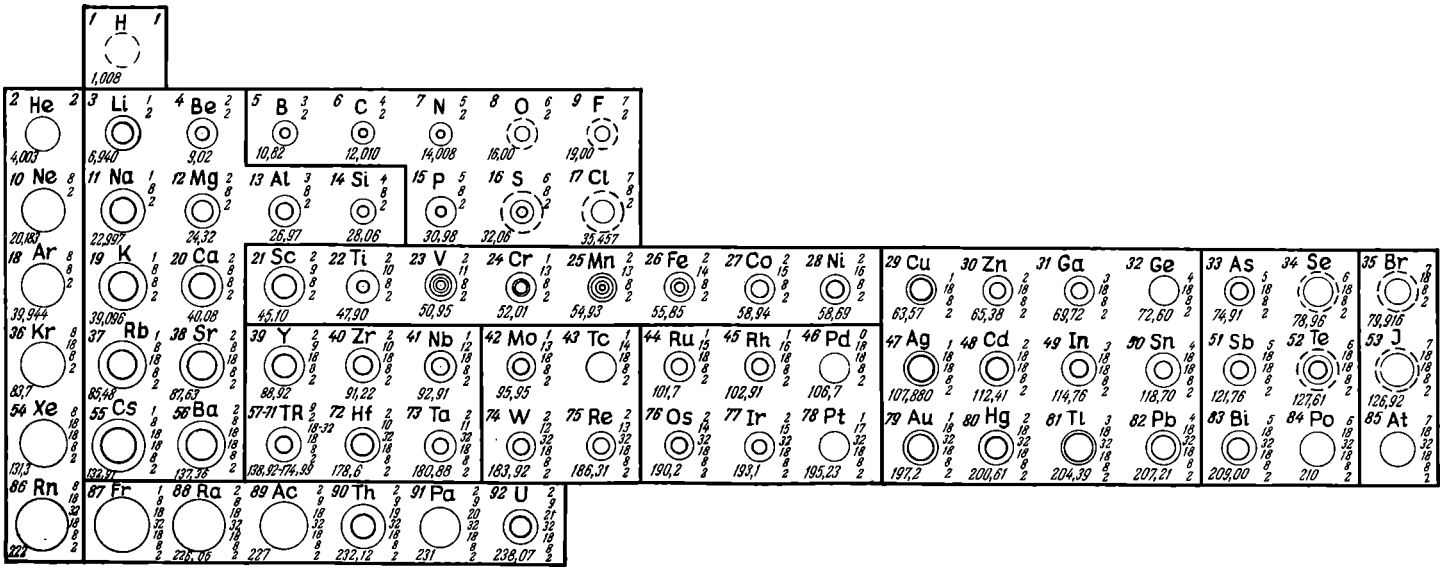


Рис. 24. Ассоциация химических элементов рудных месторождений. По *А. Н. Заварицкому*

больше ионный радиус данного элемента отличается от его петрогенного аналога.

Выделяется группа молибдена и вольфрама, куда относится также рений. Несмотря на одинаковые размеры атомов и ионов молибдена и вольфрама, они отличаются различным сродством их к сере и кислороду: молибден в виде катионов Mo^{4+} обладает сильным сродством с серой, в связи с чем в эндогенных условиях он обычно встречается в виде молибденита и окислов не образует, хотя и встречается в виде изоморфной примеси в шеелите в виде катиона Mo^{6+}. Вольфрам, наоборот, обладает сродством с кислородом, встречаясь главным образом в виде окисных соединений: вольфрамита, шеелита и сульфидов не образует. В то же время оба металла обладают сродством и между собой, встречаются в одних и тех же природных условиях, часто в одних и тех же месторождениях и даже в одних и тех же минералах, например в шеелите.

Группа металлогенных элементов сульфидных месторождений занимает положение в правой части таблицы в трех длинных периодах. Все они имеют 18-электронную оболочку и обнаруживают (за исключением золота) сильное сродство с серой. Вместе с тем среди них выделяются элементы, отличающиеся некоторыми особенностями. В левой части этой группы медь, серебро и золото примыкают к группе элементов платины и нередко присутствуют в самородном виде. Металлогенные элементы также находятся в соседстве с элементами группы железа, в связи с чем соседствующая с ними медь обнаруживает сродство, выражающееся в образовании двойных сульфидов (халькопирита, борнита и др.). Среди данной группы необходимо отметить большое сродство свинца и цинка, хотя они имеют свои геохимические отличия, в частности, в отношении образования сульфосолей (свинец их образует, а цинк нет). Медь, свинец и цинк в эндогенных условиях образуют сульфиды и не образуют окислов. В отличие от них для олова более характерно сродство с кислородом и в меньшей степени — с серой. Концентрации олова наблюдаются как вместе с вольфрамом, так и вместе с сульфидами свинца, цинка, меди и др.

Ртуть по способности переходить в самородное состояние близка к золоту, с которым она дает прочные соединения. Она образует концентрации в виде киновари, а также присутствует в рассеянном состоянии во многих сульфидах, барите, флюорите и др.

Кадмий, индий, галий являются типичными рассеянными элементами, хотя образуют и индивидуализированные минералы. Часто присутствуют в сфалеритах.

Группа полуметаллов и тяжелых минерализаторов (As, Sb, Bi, Se, Te и Po) также имеет важное значение не только как объекты промышленного использования, но и как спутники других важных элементов. С катионами Cu^{+}, Ag^{+}, Pb^{2+} мышьяк, сурьма и висмут образуют сульфосоли (сульфоарсениды, сульфоантимониты, сульфовисмутиты), а с серой—простые сульфиды (AsS, As_2S_3, Sb_2S_3, Bi_2S_3). Анион As^{-} присутствует в арсенопирите, встречается мышьяк в самородном

виде, в более окислительной обстановке мышьяк присутствует уже в виде катиона As^{3+} в аурипигменте, а в виде катиона As^{5+} — в энаргите. Почти аналогичный ряд можно наметить и для сурьмы, входящей в минералы различного происхождения. Для висмута характерна близость его свойств со свинцом, в связи с чем он нередко изоморфно замещает его.

Группа радиоактивных элементов обладает наиболее тяжелыми атомами и образует нижний неполный период. Как известно, они характеризуются нестойкостью и способностью эманировать.

Из этой группы в природных скоплениях мы встречаем уран и торий, характеризующиеся большими размерами ионных радиусов. Они обладают сродством между собой и поэтому нередко присутствуют вместе (например, в ураноторите, бреггерите, монаците), но весьма часто образуют индивидуализированные соединения. Оба они четырехвалентны, но уран образует также и шестивалентные ионы, как в гипогенных, так и в гипергенных образованиях, давая ряд разнообразных минералов — силикатов, фосфатов, ванадатов, арсенатов, сульфатов и карбонатов.

Уран обнаруживает сродство с целым рядом и других элементов, присутствуя вместе с ними в одних и тех же месторождениях и рудах — с Ti, Mo, Pb, Zn, Au, Co, Bi, Ag, Ni и некоторыми другими. Часто присутствует в виде изоморфной примеси в танталониобатах, титанатах, цирконе, торите, апатите, сфене и др.

Радий присутствует обычно в урановых минералах как продукт радиоактивного распада, а иногда в виде изоморфной примеси, например в баритах.

Изотопный состав элементов и его значение в изучении руд и месторождений

Установлено, что многие химические элементы, входящие в состав руд месторождений полезных ископаемых, представлены смесью различных изотопов — атомов с одинаковым зарядом, но с различной массой, отличающейся количеством нейтронов. Так, например, свинец представлен четырьмя изотопами: Pb^{204}, Pb^{206}, Pb^{207} и Pb^{208}, кислород — тремя: O^{16}, O^{17} и O^{18}, сера — четырьмя: S^{32}, S^{33}, S^{34} и S^{36}, олово — десятью изотопами и т. д. В настоящее время лишь для некоторых нечетных элементов не установлено стабильных изотопов. Поскольку распространение изотопов не является случайным, а связано со строением атомного ядра, то изучение изотопного состава элементов приводит к важным закономерностям, которые широко используются при изучении месторождений. При этом нужно иметь в виду, что хотя это изучение находится еще в начальной стадии, но оно постепенно становится очень важным методом освещения вопросов процессов рудообразования.

В настоящее время уже намечается ряд закономерностей, вытекающих из изучения изотопного состава элементов. В частности, установлено, что изотопы свинца Pb^{206} и Pb^{207} имеют радиогенное

происхождение за счет урана, изотоп Pb^{208} — радиогенное происхождение за счет тория и только происхождение изотопа Pb^{204}, пока не выяснено. Установлено, что изотопный состав свинца изменялся с изменением геологического возраста. Чем раньше он изолирован от урана и тория, тем меньше он содержит изотопов Pb^{206} и Pb^{207}, и наоборот. Эта закономерность используется при определении абсолютного возраста минералов и пород.

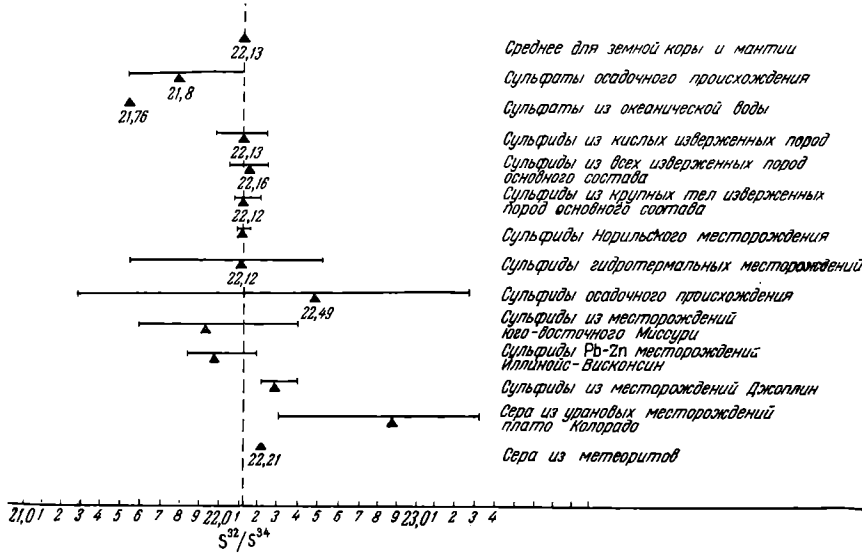


Рис. 25. Содержание изотопов серы S^{32}/S^{34} в природных образованиях. По *У. Ю. Олту и Д. Л. Калпу*

Треугольники — средние статистические отношения изотопов S^{32}/S^{34} для отдельных групп образований

Выяснено также, что в породах и рудах большое значение имеет отношение наиболее распространенных изотопов O^{18}/O^{16}. В кислых изверженных породах по сравнению с основными и еще больше в гидротермальных образованиях происходит обогащение изотопом O^{18}. Установлено, что осадочные породы отличаются от магматических более высоким содержанием изотопа O^{18}. Е. И. Донцовой было показано, что отношение δO^{18} в изученных ею карбонатитах составляет 1,5—2,4%, а в морских известняках 0,1—0,6%, что свидетельствует о глубинной (ювенильной) природе растворов, с которыми связано образование карбонатитов.

Изучение отношения изотопов углерода C^{12}/C^{13} привело к тому, что выделяется углерод различного эндогенного происхождения с δC^{13} — 2,5 и 0,6% и углерод вторичного биогенного генезиса (А. П. Виноградов и О. И. Кропотова).

В настоящее время изучается соотношение изотопов серы S^{32}/S^{34} в связи с вопросом происхождения сульфидных месторождений.

А. П. Виноградов пришел к выводу, что в рудах с колломорфными и метаколлоидными текстурами это отношение выше и что оно повышается при окислительных процессах. Особенно сера обогащается изотопом S^{34} при образовании ионов SO_4^{2-}. Д. Л. Калп, У. Ю. Олт, Х. У. Фили на основании исследования 80 образцов сульфидов из гидротермальных, пегматитовых и магматических месторождений пришли к выводу, что низкий коэффициент S^{32}/S^{34} свидетельствует о начальном высоком содержании сульфатов, а высокий — о первоначальном обогащении осадочными сульфидами (рис. 25). Таким образом, эти соотношения могут указывать на источник серы.

Т. С. Ловеринг, Д. Г. Маккарти и И. Фридман на основании исследований в рудном районе Друм Маунтинз полагают, что по уменьшению отношения O^{18}/O^{16} в околорудных доломитах можно судить о наиболее интенсивной минерализации, а по уменьшающемуся отношению C^{13}/C^{12} — о действии магматогенных растворов.

Соотношение изотопов O^{18}/O^{16} показывает соотношение ювенильной воды магматогенного происхождения и атмосферной воды в смешанных гидротермальных растворах (Ф. В. Чухров и др., 1961 г.).

М. Н. Голубчина и А. В. Рабинович применили изотопный анализ для решения вопросов о генетической связи гидротермального оруденения с интрузивными породами. В частности, они полагают, что Хапчерангинское месторождение связано не с хамаро-тыргинскими гранодиоритами, а с гранит-порфирами.

Применение изотопного анализа В. И. Виноградовым, Н. В. Петровской, В. И. Смирновым, Ф. В. Чухровым и другими далеко не исчерпывается приведенными примерами.

Из краткого обзора геохимических особенностей групп элементов, а также отдельных элементов в пределах отдельных групп можно сделать важные в научном и практическом отношении выводы. Эти выводы касаются не только проблемы сонахождения элементов, но также условий образования рудных концентраций, т. е. всей проблемы рудообразования. Выявление геохимических особенностей различных элементов дает возможность вскрывать закономерности их накопления в тех или иных природных условиях. Одни элементы накапливаются в глубинных условиях, другие — в поверхностных. Одни элементы встречаются в связи с магматическими породами, причем с различными по составу, другие связаны с осадочными комплексами, третьи дают концентрации и в тех, и в других.

Закономерности поведения различных элементов, выявленные на основании глубокого изучения парагенетических ассоциаций, открывают новые пути и возможности для изучения процессов рудообразования. Здесь мы встречаемся не только со свойством различных элементов, но и с определенными закономерными сочетаниями многих элементов, проявляющихся во времени и в пространстве. В настоящее время открыт широкий путь к пониманию процессов рудообразования в их развитии.

Таблица 4

Ассоциации полезных ископаемых с горными породами

Характерные комплексы и группы пород	Состав пород и форма их проявления	Характерные ассоциации металлов и неметаллических полезных ископаемых	Типичные рудные ассоциации и месторождения
Ультраосновные интрузивные породы нормального ряда	Дуниты, перидотиты, пироксениты	Cr, Pt, Ir, Os	Хромитовые, платиновые
	Серпентиниты	То же и асбест	Асбестовые
	Кимберлиты		Алмазы
Ультраосновные породы щелочного ряда		Nb, Ta, TR, Fe, флогопит	Карбонатитовые
Основные интрузивные породы	Габбро, габбронориты, нориты, диабазы	Ti, Fe, Ni, Cu, Pt, Pd (Co, Se)	Титаномагнетитовые, ильменитовые, сульфидные медно-никелевые
Гранитоидные породы средней кислотности, преимущественно калинатровые и натровые	Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, монцониты, кварцевые монцониты, плагиограниты, слагающие массивы и малые интрузивы	Fe (Co, B)	Магнетитовые в скарнах
		Pb, Zn, Cu, Au, Ag	Свинцово-цинковые (полиметаллические)
		Mo, W	Молибденит-шеелитовые
		Au, As	Золото-арсенопиритовые
		Sn, Pb, Zn	Сульфидно-касситеритовые
Экструзивные, субвулканические и эффузивные породы зеленокаменных толщ	Эффузивы и субвулканические интрузивы среднего и кислого состава натрового ряда	S, Se	Серноколчеданные
		Cu, FeS_2	Медноколчеданные
		Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Cd	Полиметаллические
		Ba	Баритовые
Граниты кислые, преимущественно калиевые	Граниты биотитовые, аляскитовые, гранофировые	Sn, W, Mo (Bi), Be	Кварц-касситеритовые, кварц-вольфрамитовые и кварц-молибденитовые
Щелочные интрузивные породы	Пегматиты гранитные	Li, Be, Ta, Nb, TR	

Продолжение табл. 4

Характерные комплексы и группы пород	Состав пород и форма их проявления	Характерные ассоциации металлов и неметаллических полезных ископаемых	Типичные рудные ассоциации и месторождения
Щелочные интрузивные породы	Нефелиновые, лейцитовые, щелочные сиениты	Ti, Nb, TR, Th, Zr, Hf	Лопаритовые, апатитовые
Кора выветривания гипербазитов	Латериты	Ni(Co)	Силикатно-никелевые
		Fe, Mn	Бурые железняки
		Al	Бокситы
Кора выветривания щелочных пород		Nb, Zr, Al	Пирохлоровые, цирконовые
Континентальные осадочные формации (речные, озерные, болотные, отчасти морские)	Песчаники, пески	Ti, Zr, Th, Ce	Рутиловые, ильменитовые, титаномагнетитовые, монацитовые
	Песчаники, аргиллиты, конгломераты	U, V, Cu (Se, Re)	Ураново-ванадиевые и урановые
	Глинисто-углистые сланцы, песчаники, аргиллиты, угли, лигниты	U, Ge	
Соленосные формации	Глинисто-карбонатные породы, доломиты, гипс, соленосные отложения	Соли калийные, натриевые, магниевые и др.	Соли
Древние конгломератовые и аркозовые формации	Кварцевые конгломераты	Au, U, Th, TR	Золоторудные, урановые и редкометальные
Докембрийские железистые кварциты и сланцы	Железистые кварциты, джеспилиты	Fe, U, Zr, Ge	Железорудные мартитовые, гидрогематитовые и гематит-магнетитовые

Примечание. Здесь и в последующих таблицах в скобках указаны второстепенные компоненты.

Связь рудных элементов с различными породами

Геохимические особенности отдельных химических элементов обусловливают их связь с различными горными породами, что широко используется в геологоразведочной практике. Особенно важно установить закономерности, отражающие связь элементов месторождений полезных ископаемых с изверженными породами. Эта геохимическая связь нередко отмечается на огромных территориях, определяя металлогенические и общие минерагенические особенности различных зон и областей земной коры. Связь наиболее типичных элементов месторождений с определенными породами показана в табл. 4.

Установление закономерных связей многих металлов и других полезных ископаемых с изверженными, метаморфическими и осадочными горными породами имеет большое практическое значение.

Однако в настоящее время, благодаря разработке и развитию формационного анализа как осадочных, так и магматических пород, на практике в целях прогонозирования широко применяется изучение естественных родственных ассоциаций горных пород и связей с ними различных полезных ископаемых. Такое изучение с выделением структурно-формационных зон ложится в основу металлогенического или минерагенического анализа, т. е. изучения закономерностей размещения полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А. и Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1964.

Красников В. И. Геологические предпосылки поисков месторождений урана. М. Атомиздат. 1964.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Сауков А. А. Геохимия. М., Госгеолиздат, 1950.

Сидоренко А. В. Геология — наука будущего. М., Изд-во «Знание», 1965.

Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Виноградов В. И. Изотопный состав и происхождение серы некоторых молибденовых и вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана. М., изд-во «Наука», 1967 (отд. оттиск).

Landsberg H., Fishman L. Resources in America futur patterns of requirement's and availabilitus 1960—2000. Washington, 1963.

Глава III

ПРОЦЕССЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И ОБЩАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Главные процессы образования руд

Все известные минеральные месторождения являются результатом проявления различных, часто довольно сложных процессов, происходящих на глубине и на поверхности земной коры. Процессы, приводящие к образованию месторождений, можно разделить на эндогенные, связанные с внутренними силами земли, и экзогенные, связанные с действием внешних сил, главным образом воды, воздуха и солнца. Это разделение основано на изучении различных геологических явлений и связанных с ними резко различных и, как правило, обособленных по геологическому положению минеральных месторождений. Среди эндогенных процессов выделяют процессы магматогенные и метаморфогенные, хотя обычно они тесно связаны между собой. В соответствии с этим все месторождения можно разделить на три основных класса — эндогенные, экзогенные и метаморфогенные.

Среди эндогенных процессов, приводящих к образованию месторождений, различают следующие: магматический, пегматитовый, пневматолитовый, гидротермальный, эксгаляционный и метаморфический, а среди экзогенных: выветривание, затем механическое, химическое и биохимическое осаждение, или седиментация, диагенез, эпигенез. Роль этих процессов в образовании руд далеко не одинакова, некоторые из них проявляются совместно, например магматический и эманационный, пегматитовый и пневматолитовый, пневматолитовый и гидротермальный, гидротермальный и эксгаляционный. Экзогенные процессы — выветривание и осаждение, так же как и седиментация, диагенез и эпигенез, проявляются в тесной связи и часто связаны между собой. В настоящее время имеются данные, указывающие на связь некоторых эндогенных, например гидротермального магматогенного и экзогенного (инфильтрационного), процессов, а также эксгаляционного и осадочного.

Поскольку собственно магматический, пегматитовый, пневматолитовый и гидротермальный процессы связаны с проявлениями магматизма, то эти процессы и образующиеся в результате месторождения называются магматогенными. Многие исследователи проявления магматизма рассматривают в связи с ультраметаморфизмом и гранитизацией, или с проявлением глубинных трансмагматических растворов.

Процессы образования месторождений полезных ископаемых мы рассматриваем во взаимосвязи, в их поступательном необратимом развитии и во взаимодействии со средой. Такой подход приводит к выводу, что раскрытие сущности процессов и выяснение условий

рудообразования невозможно без рассмотрения роли и влияния той среды, в которой получают развитие те или иные процессы. Под средой обычно понимают совокупность структурно-тектонических, литологических, геохимических и других факторов, которые сопровождают проявление того или иного процесса и которые в том или ином виде вступают во взаимодействие с ним и между собой и, непрерывно видоизменяясь, обусловливают развитие, направление и содержание данного процесса.

Краткий обзор классификаций минеральных месторождений

Большое разнообразие процессов и геологических условий образования минеральных месторождений в их разнообразных сочетаниях приводит к тому, что в природе наблюдаются весьма различные месторождения по способу их образования, составу, форме, условиям залегания и геологическому положению в разных структурах, породах и т. п.

Первые классификации месторождений основывались преимущественно на их составе и форме. К ним относятся старейшая классификация Г. Агриколы (1556), а также и более поздние классификации Б. Котты (1859 г.) и А. М. Бетмана (1925 г.).

По мере развития учения о минеральных месторождениях наряду с морфологическими классификационными признаками постепенно, начиная с А. Бюра (1845 г.), вводятся также и признаки генетические. Выделяются первичные, или коренные, месторождения и вторичные, или обломочные, затем метаморфические и магматические, сингенетические и эпигенетические (Ф. Пошепни, Л. Де-Лонэ и др.).

Развитие теории рудообразования привело к признанию первостепенного значения генетических начал классификации месторождений как определяющих условия их нахождения. В связи с этим в текущем столетии начали появляться уже собственно генетические классификации месторождений полезных ископаемых. К таким классификациям с некоторыми основаниями можно отнести классификацию Уида (1906 г.) и особенно популярную классификацию В. Линдгрена (1906 и 1926 гг.), а также близкие к ней классификации В. А. Обручева (1929 г.), М. А. Усова и др. Согласно классификации В. Линдгрена (1926 г.) месторождения разделяются на две основные группы: 1) образованные механическими процессами концентрации; 2) образованные химическими процессами концентрации.

Для второй группы, охватывающей главную массу месторождений, выделяются следующие подгруппы.

А. Месторождения, образованные в поверхностных водах.

1. При взаимодействии растворов:

1) неорганическими реакциями,

2) органическими реакциями.

2. Испарением растворителя

Б. Месторождения, образованные в горных породах.

1. Концентрацией вещества, содержащегося в самом геологическом теле:

1) при остаточном выветривании пород,

2) при посредстве грунтовых вод глубокой циркуляции,

3) путем динамического и регионального метаморфизма.

2. Концентрацией веществ, посторонних вмещающим породам:

1) немагматогенного происхождения,

2) связанных с магматической деятельностью.

а) горячими восходящими растворами неизвестного происхождения, содержащими изверженные эманации:

на небольших глубинах и при низких температурах (50—200° С);

на средних глубинах и при средних температурах (200—300° С);

на больших глубинах и при высоких температурах (300—500° С);

б) непосредственной эманацией:

из интрузивных тел (контактово-метаморфические месторождения);

из эффузивных тел (возгоны, фумаролы).

В. Месторождения, образованные в магмах при процессах их дифференциации.

1. Собственно магматические месторождения.

2. Пегматиты.

Генетическая классификация В. Линдгрена, 60-летие которой отмечалось в 1966 г. и которая вошла в многочисленные руководства и учебники по рудным месторождениям, все же по мере накопления фактических данных и развития теории рудообразования пришла в некоторое противоречие с данными науки и практики. На этой и других классификациях, характеризующих главным образом класс эндогенных месторождений, подробнее остановимся ниже.

Не рассматривая другие классификации, построенные на разных признаках, коснемся лишь классификаций, разработанных на геотектонической основе. В классификации Г. Шнейдерхена выделены магматогенные месторождения нормального ряда — герцинские и отчасти мезозойские, затем регенерированные более молодые месторождения и месторождения древних щитов. Эта классификация оказалась неудачной, так как она противоречит фактическим данным: не только герцинские, но и мезозойские, и кайнозойские месторождения имеют вполне самостоятельное значение.

Другая подобная классификация, основанная на выделении рудных комплексов для различных этапов развития подвижных зон земной коры, была разработана Г. С. Лабазиным, А. И. Семеновым и другими учеными школы ВСЕГЕИ. Эта классификация имеет значение при изучении размещения месторождений, что рассматривается ниже. К этому же типу классификаций относится систематика эндогенных месторождений складчатых областей Г. А. Твалчрелидзе. В последние годы у ряда ученых (Матч и др.) наблюдается тенденция полного отказа от генетического принципа при построении классификации и стремление к математизации многих закономерностей,

т. е. к полному отказу от любой классификации, что едва ли правильно.

М. Н. Страхов, останавливаясь на принципах классификации экзогенных месторождений, отметил, что существовавшие до сих пор классификации были основаны на фациальном типе рудоотлагающих бассейнов и выделении внутри них фациальных зон, что не всегда отражает особенности состава, залегания и текстур руд. Для некоторых различных фациальных типов руд, например озерных и морских железорудных месторождений, состав и залегание их совершенно одинаковы; в то же время руды одного фациального типа могут быть различны по составу и условиям залегания (например, окисные, силикатные, карбонатные руды, и оолитовые — пластовые и конкреционные).

Предлагая основывать классификацию экзогенных месторождений на типах рудообразующих процессов, т. е. на тех же принципах, что и классификацию эндогенных месторождений, В. Линдгрен предложил выделить среди них группы месторождений элювиальных, коры выветривания, вулканогенно-осадочных — обломочных, хемогенных и эффузивно-осадочных. В дальнейшем другими учеными были предложены и более детальные подразделения.

Таким образом, в настоящее время наши научные представления о многообразии процессов и условий формирования месторождений, данные об их геологическом положении, а также поставленные научные проблемы теории рудообразования пока полностью не отражает ни одна из классификаций. Едва ли также можно согласиться с мнением Д. Лафлина и К. Беера, что классификация месторождений должна строиться только на прочно установленных научных достижениях. С. С. Смирнов считал необходимым введение в классификацию и гипотетических принципов, которые бы вытекали из научных исследований, подкреплялись бы прямо или косвенно имеющимся фактическим материалом и вместе с тем давали бы основу для дальнейших исследований и выявления новых генетических групп и новых природных сочетаний.

Современная классификация должна строиться на основных типах рудообразующих процессов и отражать геологические условия рудообразования (тектонические, магматические, литологические, геохимические и др.). Вместе с тем классификация должна быть свободна от произвольных допущений, не подтверждающихся данными теоретических или экспериментальных работ, или фактическими данными. Кроме того, классификация должна быть простой, легко запоминающейся и удобной для практического использования всеми геологами. В связи с этим предлагаемая классификация строится на следующих принципах: классы и серии месторождений выделяются по основным процессам, обусловливающим образование месторождений; группы, подгруппы, рудные формации и генетические типы месторождений — по особенностям процессов с учетом геологических условий — структурных, литологических, фациальных, типа метаморфизма пород и др. В соответствии с этим предлагаемая

автором общая классификация минеральных месторождений имеет следующий вид.

Класс I. Магматогенные месторождения
Серии: магматические
пегматитовые
постмагматические | плутоногенные
вулканогенные
(гидротермальные
и газо-
гидротермальные)

Класс II. Экзогенные месторождения
Серии: месторождения зоны гипергенеза
осадочные

Класс III. Метаморфогенные месторождения
Серии: метаморфизованные
метаморфические

Каждая из выделенных серий месторождений подразделяется на генетические группы, а последние на подгруппы, рудные формации и генетические типы, обоснование которых приводится при рассмотрении серий месторождений. Между сериями месторождений, так же как и между генетическими группами, имеются переходные.

ЛИТЕРАТУРА

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 6.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. Перевод под ред. Б. Некрасова. ОНТИ, 1934—1935.

Лафлин Г. Ф. и Беер К. Х. Классификация рудных месторождений. В сб. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ. 1937.

Нобл Д. Классификация рудных месторождений. В сб. «Проблемы рудных месторождений». М., изд-во иностр. лит., 1958.

Обручев В. А. Рудные месторождения. Госиздат, 1929.

Парк Ч. Ф. и Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., изд-во «Мир», 1966.

Смирнов С. С. Систематика магматогенных рудных месторождений П. Ниггли. Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1965.

Татаринов П. М. и Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, т. 28, № 3, 1949.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., изд-во иностр. лит., 1958.

Petrascheck W. E. Lagerstättenlehre. Wien, 1961.

Rougen E. Geologie des gites mineraux. Paris, 1961.

Часть вторая

МАГМАТОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глава IV

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Общие данные об эндогенных процессах

К месторождениям, образующимся при эндогенных процессах, относятся магматогенные, формирующиеся в связи с процессами магматизма, и метаморфогенные, образующиеся при процессах регионального и дислокационного метаморфизма без заметного участия магматизма. Несмотря на тесную связь этих процессов между собой, образование связанных с ними месторождений существенно различно, что дает основание для их разделения. Кроме того, поскольку метаморфизму часто подвергаются экзогенные рудные скопления, то метаморфогенные месторождения удобнее рассматривать как месторождения третьего класса после магматогенных и экзогенных.

Магматизм имеет огромное значение в образовании месторождений, формирующихся как из магматических расплавов при их кристаллизации, так и из растворов при постмагматических процессах. Под магматизмом в настоящее время понимаются процессы формирования, подъема и проникновения магм в верхние части земной коры и на поверхность, и их кристаллизации; метаморфизм (в широком понимании) — изменение пород земной коры без перехода их в жидкое состояние. Тектоника, метаморфизм и магматизм представляют собой связанные между собой формы эндогенных процессов, проявляющиеся в тесном взаимодействии.

В настоящее время процессы магматизма и метаморфизма, несмотря на их общепризнанную связь, рассматриваются не только в совокупности, но и раздельно, так как форма их проявления и отношение к рудообразованию различны.

Эндогенные месторождения разделяются на два больших класса: магматогенные, генетически связанные с расплавами, и метаморфо-

генные, обусловленные процессами метаморфического преобразования твердых пород. В ходе развития всего эндогенного процесса различают прогрессивную и регрессивную линии развития, что, как будет показано дальше, имеет важное значение в образовании изверженных пород и рудных месторождений.

В основе современного понимания эндогенных процессов лежит представление о цикличности их развития. Периодически возникающие в связи с дифференциацией вещества Земли и происходящих при этом тектонических движений, эти процессы развиваются закономерно в виде последовательных этапов: домагматического глубинного ультраметаморфизма и гранитизации, раннемагматического реоморфизма, магматизма, а также постмагматических процессов и сопровождающего их метаморфизма. Однако не все эти этапы достаточно изучены и значение их в рудообразовании выяснено еще не полностью.

Домагматический прогрессивный этап представляет собой преобразование нижних горизонтов земной коры в результате ультраметаморфизма и метасоматической гранитизации, обусловленных привносом энергии и вещества из мантии. Такой привнос можно рассматривать как проявление потока трансмагматических растворов (Д. С. Коржинский) в связи с общим процессом дифференциации вещества Земли. В течение этого этапа происходит выравнивание состава субстрата, приближение его к эвтектическому, вынос фемических компонентов, рассеяние элементов-примесей с концентрацией наиболее энергоемких продуктов вдоль путей следования растворов.

Этап раннемагматического реоморфизма качественно иной. Он характеризуется появлением расплавов и образованием на фоне развивающихся тектонических напряжений магматических очагов. При этом в результате продолжающегося проявления тепловых потоков происходит обогащение фронтальных частей очагов энергоемкими лейкократовыми компонентами и продвижение фронта магмообразования кверху. Этот этап также протекает в прогрессивно развивающихся условиях.

Собственно магматический этап заключается в разрастании очагов, проявлении трещинных интрузий и интрузивных комплексов в связи с тектоническими напряжениями, а также в обособлении магм и развитии автометасоматических процессов. Это весьма сложный процесс, протекающий уже в меняющихся условиях перехода от прогрессивного развития к регрессивному. При последующем регрессивном развитии магматической системы происходит не только кристаллизация последовательно внедряющихся интрузий, экструзий и эксплозий, но и отмирание очага, расчленение его на малые очаги и постепенное общее понижение их уровней вплоть до базальтового слоя. Этап протекает в условиях развития главных движений и формирования крупных разломов.

С этим этапом связано внедрение по крупным разломам интрузий, малых интрузий и различных экструзивных и вулканогенно-интрузивных комплексов.

Некоторые основные представления о магматизме и магматических комплексах

Современные представления о магмообразовании и развитии магматического и постмагматических процессов сводятся к следующим основным положениям.

1. Судя по геологическим, геофизическим и общим теоретическим данным, образование магм происходит в результате дифференциального плавления вещества верхней мантии и сиалической оболочки земной коры. Образование первичных магм основного состава происходит на глубине порядка 100—150 *км*.

Под влиянием теплового потока из мантии выплавление магм могло происходить по типу зонной плавки с дегазацией легкоплавкой и легколетучей фракций вещества (А. П. Виноградов, 1962 г.). Глубинные подкоровые очаги основных магм существовали, повидимому, в течение длительных эпох. Связь между ними и корой, т. е. между интерсферой и перисферой, осуществлялась по глубинным разломам. Тепловые потоки очагов верхней мантии, переносящие кверху также воду и щелочи, были вероятной причиной возникновения сиалических очагов в пределах коры. Экспериментальные работы Н. И. Хитарова, О. Ф. Таттла и П. И. Вилли, данные К. Меннерта и других геологов показывают, что такие очаги могли возникать в пределах коры вплоть до глубины 15—20 *км* и менее. При этом сиалическое магмообразование протекало как фронтально, так и локально в связи с гетерогенностью ее субстрата. Таким образом, глубинные разломы представляли собой ту систему, через которую происходило воздействие внутренней энергии вещества верхней мантии на кору, причем регулятором такого воздействия являлось давление.

2. В сиалической оболочке земной коры магматизм развивался в определенные эпохи диастрофизма и неразрывно связан с различного типа тектоническими движениями. При этом, по мнению одних исследователей, магматизм рассматривается как форма и результат тектонического развития (В. В. Белоусов, А. В. Пейве, В. Е. Хаин и др.), по данным других, магматизм является также причиной складчатости (А. Л. Яншин, отчасти Ю. А. Кузнецов, М. В. Муратов).

Различный характер возникавших в земной коре напряжений и разные формы движений в сочетании с термическим режимом обусловливали разнообразие проявлений магматизма — глубинность магматических очагов, их развитие, проявления фемического или сиалического магматизма, подъем магм на различные уровни и формирование магматических комплексов.

3. Наиболее интенсивно и полно магматизм проявлялся в складчатых зонах и зонах тектонической активизации, где его развитие выражалось в формировании магматических комплексов, состоящих из последовательно дифференцировавшихся на глубине и проникавших кверху магм и магматических продуктов. Общей закономерностью прогрессивно развивавшегося магматизма является

изменение состава пород от основных к кислым, а регрессивного магматизма при отмирании очагов — от кислых к основным.

4. На регрессивных стадиях магматизм протекает в условиях преимущественно глыбовых и блоковых движений, при оживлении глубинных разломов и развитии разрывных постепенно углубляющихся нарушений. В связи с этим происходит формирование трещинных интрузивов, малых интрузивов, сложных вулканогенно-интрузивных и субвулканических комплексов и дайковых поясов, в том числе лампрофировых и диабазовых. При этом расчленявшиеся на этих стадиях сиалические очаги действовали асинхронно, в результате чего в некоторых из них проявлялись постмагматические процессы, когда в других подвижки магм еще продолжались.

Закономерная последовательность в изменении состава магм от кислых к основным на этих стадиях ограничивалась диабазовым составом.

5. В зависимости от тектонической активности тех или иных частей земной коры подъем магм осуществлялся на разные уровни и с различной скоростью. В одних случаях, особенно в прогрессивные этапы, магмы не проникали выше уровней абиссальных и мезоабиссальных глубин (10—3 *км* от существовавшей поверхности), в связи с чем формировались лишь абиссальные и гипабиссальные интрузивные массивы, в других случаях магмы достигали высоких близповерхностных уровней, и остывание их происходило в условиях непосредственного влияния поверхности. Таким образом, условия петрогенезиса и эндогенного рудообразования были существенно различными и определяли разные формы проявления магматизма — интрузивную (плутоническую) или вулканическую.

6. Кристаллизация магм в плутонических условиях протекала медленно в относительно закрытой (квазизамкнутой) системе на первых стадиях их остывания. Расчеты Е. С. Ларсена и Т. С. Ловеринга показали, что затвердевание крупных магматических масс, интрудировавших на глубину 3—6 *км* и более, протекало в течение длительного времени.

Раскристаллизация магм интрузий, внедряющихся до высоких уровней поверхности, а также экструзий и эффузий, протекала в гораздо более короткие интервалы времени и происходила в условиях сообщения магмы с поверхностью, т. е. в относительно открытой системе.

В связи с этим постмагматические процессы в указанных различных условиях развивались по-разному и приводили к формированию различных магматогенных месторождений. Нередко эти процессы протекали в условиях периодически возобновлявшейся деятельности глубинных очагов и тепловых потоков, приводивших к последовательным этапам магматизма.

7. Достижение магматическими массами высоких уровней по проницаемым структурам, обусловливающее сообщение магм с поверхностью, приводило к проявлению вулканизма, выражавшемуся в экструзиях, трещинных излияниях, периодических извержениях

центрального типа или последовательно тех и других. При этом часто формировались не только эффузивы, но также порфировые субвулканические интрузивы, дайки, экструзивные тела и целые вулканогенно-интрузивные и субвулканические комплексы. Последние широко распространены в природе, и для них противопоставление эффузивов и интрузивов как не связанных между собой неоправданно. Чем полнее были дифференцированы магматические массы в таких комплексах (до появления кислых и щелочных пород), тем интенсивнее проявлялись постмагматические рудные процессы.

8. Состав магм, условия их подъема и остывания были существенно различными в разных по строению частях земной коры — геосинклинальных и платформенных. В связи с этим устанавливаются существенные различия и в их эндогенном оруденении.

9. Наблюдающаяся в большинстве случаев закономерная пространственная связь минеральных месторождений с магматическими образованиями, рассматривавшаяся в течение многих лет как генетическая, далеко не всегда означает, что источником рудного вещества были магмы именно этих образований и даже в ряде случаев вообще какие бы то ни было магмы. Однако эта связь является закономерной и указывает на тесные соотношения процессов магматизма и оруденения. Поэтому эти процессы с достаточными основаниями рассматриваются как магматогенные, или петрорудные.

Раскристаллизация магмы и развитие магматического процесса в различных условиях глубинности

В основе представлений о ходе затвердевания магматических расплавов и образования рудообразующих растворов находятся следующие положения.

1. Магматические расплавы состоят из трудно- и легколетучих компонентов и при их внедрении, охлаждении и дифференциации обогащаются последними.

2. Ход магматического процесса, связанного с остыванием гранитоидных и щелочных магм, наиболее обогащенных летучими компонентами, зависит от глубины затвердевания магм и соотношений внешнего и внутреннего давления.

3. Раскристаллизация и затвердевание интрудированных магм в общем случае происходит сверху вниз и от периферических частей к внутренним.

4. Существенное значение имеют первичные особенности магматического расплава—его состав и содержание в нем летучих компонентов.

На общий ход затвердевания интрузий оказывают влияние подвижки магмы, а также явления ассимиляции, осмотического растворения и др. Следует также иметь в виду, что кристаллизация магмы может начаться еще в процессе движения внедряющейся магмы, в связи с чем гомогенный расплав превращается в гетерогенный, состоящий из жидкой (остаточная магма), газовой (отделяющиеся

летучие) и твердой (выделяющиеся минералы) фаз. Теоретическое обобщение систем с летучими компонентами приводит к выделению последовательных этапов развития магматического процесса (П. Ниггли, В. А. Николаев, И. А. Островский, М. Н. Годлевский и др.) Представления об общем ходе магматического процесса при раскристаллизации магмы основываются на том, что всякий магматический расплав состоит из труднолетучих (силикаты, окислы) и легколетучих (вода, галлоиды, углекислота, сернистые соединения, фосфор и др.) компонентов. Изучение процессов магматизма на ранних стадиях базировалось на разработанных П. Ниггли, Г. Мори и Э. Ингерсоном диаграммах состояния бинарных систем

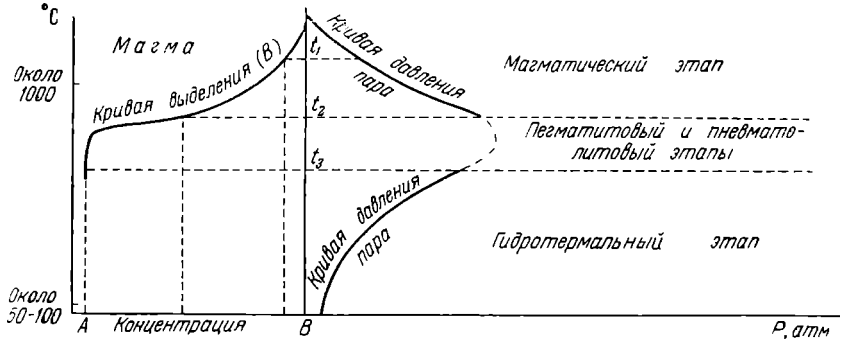


Рис. 26. Кривые-ТХ и РТ-системы летучего *A* и нелетучего *B* с выделением магматического, пегматитового и гидротермального этапов. По *П. Ниггли*

(летучий компонент А, нелетучий В), дающих между собой неограниченную смесимость во всех соотношениях. Различают два типа диаграмм, отражающих различные состояния:

1) диаграммы первого типа, когда кристаллизация нелетучего компонента В на всем интервале температур трехфазной кривой (твердая, жидкая и газовая фазы), располагающейся ниже критической кривой, протекает из жидкого расплава;

2) диаграммы второго типа, когда критическая кривая пересекает трехфазную кривую в точках p и Q, между которыми составы газовой и жидкой фаз сближаются между собой и достигается равновесие твердая фаза — флюидный раствор. В этом случае ход кристаллизации регулируется соотношением внутреннего и внешнего давления: если внешнее давление выше внутреннего, то магматический расплав постепенно переходит в водные растворы и газовая фаза не образуется, если же внешнее давление ниже давления в первой критической точке, то образуется флюидный раствор, который при охлаждении переходит в жидкий гидротермальный раствор. Именно последняя схема и была положена А. Е. Ферсманом, Г. Шнейдерхеном и другими в основу выделения последовательных этапов магматогенного процесса: магматического, пегматитового, пневматолито-

вого и гидротермального, а также соответствующих месторождений (рис. 26).

Однако впоследствии экспериментальными работами Р. В. Горансона было установлено, что в гранитном расплаве растворимость воды при температуре 900° С и давлении 965 *атм* (что соответствует природным условиям рудообразования) отнюдь не является неограниченной и не превышае 8—10%. Эти же данные позднее были подтверждены экспериментами Н. И. Хитарова, который установил среднюю растворимость воды в плаве гранитов 7% при температуре 900° С и при давлении 3000 *атм* и в плаве базальтов 3—3,5%.

Данные Р. В. Горансона привлекли особое внимание В. А. Николаева, который предложил для объяснения природных систем диаграмму равновесия третьего типа системы силикат — вода с одной критической точкой на трехфазной кривой, исходя из ограниченной растворимости воды в силикатном расплаве. В дальнейшем он разработал диаграмму состояния тройной системы смешанного типа с особым компонентом С, представляющим собой растворимые в воде соли, например галлоидные и сернистые соединения щелочных и щелочноземельных элементов, силикаты щелочей, сернокислые соли и т. п., обычно присутствующие в магматических продуктах.

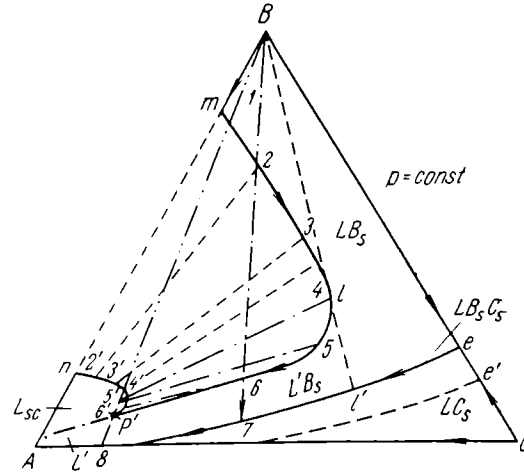


Рис. 27. Изобарическая диаграмма тройной системы смешанного типа с особым компонентом С (растворимые в воде соли). По *В. А. Николаеву*

На диаграмме (рис. 27) трехфазное равновесие выражается кривыми состава жидкой фазы mlp' и состава газовой фазы np', которые пересекаются в критической точке p'. Линия np' представляет собой границу надкритических растворов L_{sc} и гидротермальных L'.

По положению трехфазных кривых выделяются: поле LB_s насыщенных составов L, где давление газовой фазы меньше внешнего, предельная растворимость летучих не достигнута, и поле внутри кривых трехфазного равновесия, где давление газовой фазы равно внешнему давлению и где составы, достигая предельной растворимости, распадаются на фазы L и G. При этом характер закрытости (замкнутости) или открытости системы имеет важное значение для отделения газовой фазы. Для закрытой системы В. А. Николаев различает дистилляцию 1-го рода и для составов между Bp' и Bl' выделяет последовательные этапы (см рис. 27):

1) магматический (1—2);
2) этап магматической дистилляции (2—3), [2′—3′], 3—4, [3′—4′];
3) этап конденсации (4—5), [4′—5′], 5—6, [5′—6′];
4) гидротермальный (6—7, 7—8).

Кристаллизация составов Bm протекает до исчерпания фазы L на этапе дистилляции, после чего газовая фаза охлаждается по одной из прямых BA и Bp', а затем охлаждается насыщенный раствор (продолжение линий кристаллизации B_s из поля L_{s_1} в поле L'). Составы правее Bl', обогащенные компонентом C, будут кристаллизоваться без отделения газовой фазы. В открытой системе составы вблизи B и левее Bl в этапе дистилляции (дистилляция 2-го рода) достигают точки l, после чего B_s кристаллизуется в поле $LB_s—L'B_s$ по прямой Bll' и эвтектической кривой LB_sC_s, а составы правее Bl кристаллизуются, как и при дистилляции 1-го рода.

Таким образом, устанавливаются принципиальные различия хода кристаллизации расплава в зависимости от условий его кристаллизации в закрытой или открытой системах, первичного содержания летучих и проницаемости вмещающих пород, обусловленной структурными и литологическими условиями. При наличии перекрывающих интрузив непроницаемых или малопроницаемых пород в верхней его части или выше может образоваться скопление газовой фазы, которая в состоянии развить внутреннее давление, превышающее внешнее, и привести к газовым прорывам.

Выводы В. А. Николаева довольно долго удерживались как отражающие общий ход магматического процесса. Однако экспериментальные исследования Г. Кеннеди показали, что при больших давлениях растворимость воды в расплаве резко возрастает и при давлениях 10 тыс. *атм* достигает большой величины. Принципиально новые экспериментальные данные были получены также О. Ф. Таттлом, который установил, что силикатный расплав в ходе кристаллизации может постепенно переходить в водный раствор, если он содержит некоторый избыток простых силикатов щелочей. Иначе говоря, он экспериментально показал взаимную смесимость воды и расплава в этих условиях и возможность существования промежуточных стадий между расплавом и водными рудными растворами.

Л. Н. Овчинников подчеркивает значение в отделении растворов от магмы осмотических условий, когда породы кровли проницаемы для газов и непроницаемы для расплава, допуская при этом, в соответствии с данными В. А. Николаева, Е. Садецки-Кардоша и других, впитывание нижними частями магматического очага воды вмещающих пород. В замкнутых системах, по данным В. А. Николаева, наблюдается выравнивание давлений, и осмотических явлений не происходит. Наоборот, в относительно открытых системах кристаллизация сопровождается осмотической дистилляцией. В первом случае

$$N_0 = \frac{N_п}{p^L} p^G ,$$

где p^L — парциальное давление расплава;
p^G — парциальное давление газовой фазы;
N_o — осмотическая концентрация H_2O в расплаве ($p^L > p^G$);
$N_п$ — предельная, или нормальная концентрация H_2O ($p^L = p^G$).

Во втором случае

$$N_{oi} = \frac{N_п}{p^L} p^i,$$

где N_{oi} — осмотическая концентрация в расплаве летучего i;
p^i — парциальное давление этого компонента (В. А. Николаев, 1964 г.).

Усложнения в процессе кристаллизации могут происходить также в связи с локальным разогревом расплава на глубоких уровнях — до 10—20 *км* от поверхности. На это указывают экспериментальные данные по растворимости воды в альбитовом расплаве при температурах 1200° С и давлениях до 5 тыс. *атм* в связи с установленной сменой знака разности мольных объемов воды и расплава, а значит, и значений ΔH^{I-II}. Н. И. Хитаров (1966 г.) показал, что при подъеме магмы до уровня 10—20 *км* от поверхности отделение летучей части будет сопровождаться разогревом расплава и отделяющейся летучей части, а на более высоких горизонтах охлаждением.

Проведенные в последнее время Н. И. Хитаровым, А. А. Кадиком, Е. Б. Лебедевым, Бернхемом, Джонсоном и другими учеными экспериментальные работы по изучению растворимости воды в гранитном расплаве и отделения от него при различных давлениях, освещают важные особенности процесса, различные для глубинных и субвулканических условий. Первые два автора построили псевдобинарную диаграмму гранит—вода, показывающую наличие двух экстремумов растворимости в зависимости от соотношения (Na_2O—Al_2O_3): SiO_2 (рис. 28). На основании этой диаграммы они пришли к заключению, что отделение растворов от глубоких и неглубоких очагов принципиально различно. В первом случае — при остывании глубоких очагов, т. е. при развитии интрузивного процесса, отделение растворов может происходить при любой температуре. Во втором случае отделение будет происходить, во-первых, при высоких температурах до кристаллизации магмы и, во-вторых, при низких температурах после эвтектической кристаллизации, т. е. может происходить в два этапа с перерывом, отвечающим достижению экстремума. А. А. Кадик привел также термодинамические расчеты, показывающие, что наличие экстремума на изобарах растворимости свидетельствует о различном тепловом режиме магм в близповерхностных и глубинных условиях: в первом случае с выделением тепла, во втором — с его поглощением.

Эти данные, очевидно, можно распространить на условия протекания постмагматических процессов, связанных с глубинным интрузивным и близповерхностным субвулканическим магматизмом.

И хотя этот вопрос требует дальнейших исследований, особенно в уточнении границ глубинности, но принципиальные различия в развитии разных по глубинности магматических очагов и связанных с ними процессов выступают достаточно отчетливо.

С других позиций исходят исследователи, трактующие появление магматических расплавов в связи с процессами ультраметаморфизма и гранитизации. Наиболее интересной является гипотеза

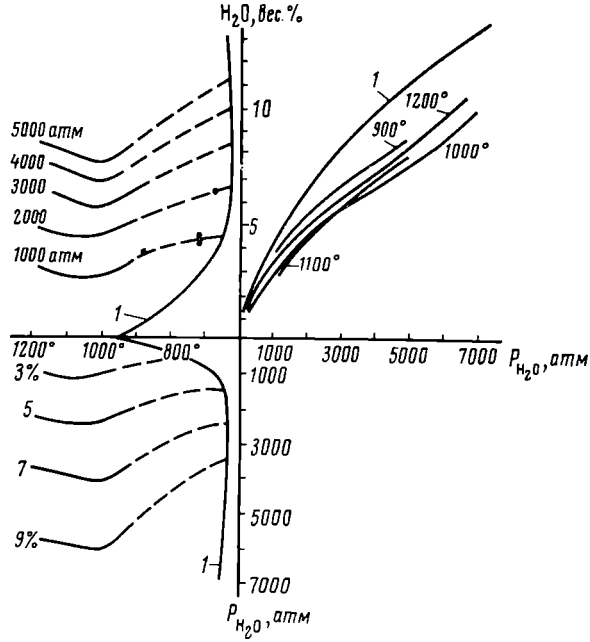


Рис. 28. Псевдобинарная диаграмма гранит — вода, показывающая наличие двух экстремумов растворимости в зависимости от соотношения $(Na_2O—Al_2O_3) : SiO_2$. По *А. А. Кадику и Н. И. Хитарову*

Сплошные кривые — экспериментальные данные; пунктирные — экстраполяция. *1* — кривая эвтектики плавления по данным Хитарова, Лебедева, Бернхема и Джонсона. Точки — экспериментальные данные двух последних авторов

Д. С. Коржинского о трансмагматических ювенильных растворах, вызывающих метаморфизм пород и избирательное их расплавление. Составы эвтектических и котектических магм зависят, по его мнению, от состава и особенно от щелочности таких растворов. При этом в прогрессивную стадию происходит развитие эндогенного процесса, приводящее к появлению расплавов, а в регрессивную — раскристаллизация расплавов и возникновение поздне- и постмагматических процессов. Именно к такого рода процессам применимы и приведенные выше теоретические положения, если, однако, отводить явлениям магматизма как интрузивного, так и вулканического

то большое и важное (а не вполне подчиненное, как думают трансформисты) место, которое они занимают в истории развития земной коры.

Магматические комплексы и формации в приложении к изучению месторождений полезных ископаемых

При изучении геологии и петрографии изверженных пород были установлены тесные соотношения между их различными типами. Известно, что разные типы пород являются отнюдь не результатом дифференциации магмы на месте ее остывания, как представлялось раньше, а что магма в определенные четко выделяющиеся периоды магматической активности внедрялась отдельными порциями неоднократно, приводя к образованию магматических комплексов.

Под магматическими комплексами понимают конкретные ассоциации магматических пород, занимающие определенное место в пространстве и во времени и парагенетически связанные по возрасту и геологической обстановке. Представляя собой последовательные структурно сопряженные проявления магматизма в виде разных по составу комагматических пород и фаций, они могут быть интрузивными, вулканогенно-интрузивными, субвулканическими и вулканическими. Последние, в свою очередь, могут быть наземного или подводного происхождения.

В интрузивных комплексах такие последовательные проявления выделяются как интрузивные фазы, в вулканогенно-интрузивных и субвулканических комплексах — как последовательно формировавшиеся эксплозии, излияния и связанные с ними экструзивы, субвулканические интрузивы и дайки. Магматическими формациями следует называть ассоциации, которые, будучи представлены определенными по составу породами (например, гранитами, щелочными породами, спилитами и кератофирами и др.), характеризуют собой те или иные стадии геотектонического развития различных по возрасту структур земной коры, т. е. образуются в определенной геологической обстановке, которая может повторяться в разные геологические эпохи.

По времени и длительности формирования среди магматических комплексов выделяются комплексы, укладывающиеся в пределы одного геологического возраста или одной тектонической фазы порядка от нескольких до 20—30 млн. лет, и комплексы растянутые во времени, охватывающие многие десятки миллионов лет.

Для многих магматических комплексов (прогрессивной линии развития магматизма) характерна обычная закономерность изменения состава последовательных магматических проявлений от основных к кислым. Очевидно, образование магматических комплексов в ряде случаев отражает эволюцию магм, имевших в первичном виде основной состав. Эволюция кислых магм приводит к меньшему разнообразию состава отдельных фаз. В кислых магмах более отчетливо

проявляется влияние процессов гибридизма и ассимиляции, для них нередко, особенно для абиссальных комплексов, отмечаются сопровождающие явления гранитизации. Иногда крайними членами их эволюции, как и некоторых ультраосновных комплексов, являются субщелочные или щелочные породы. Приложение формационного анализа к магматическим и рудноминеральным образованиям привело, во-первых, к более глубокому обоснованию магматогенного происхождения многих месторождений, как представляющего собой закономерное звено в сложном развитии магматического процесса, и, во-вторых, дало основания для установления важных особенностей рудообразования в связи с интрузивными плутоническими и вулканогенными комплексами. Эти различия проявляются как в магматическом этапе (например, в образовании месторождений алмазов в кимберлитах по сравнению с месторождениями хромитов в дунитах), так, особенно, в постмагматическом этапе, и не проявляются в этапе пегматитовом.

Таким образом, при изучении минеральных месторождений следует различать следующие рудоносные магматические комплексы: 1) интрузивные плутонические, среди них по составу ультраосновные — основные, средние — кислые гранитоидные и щелочные, а по форме проявления — крупные батолитического типа, малые интрузивы и дайки; 2) вулканогенные и среди них по составу сложные ультраосновные — щелочные, средние — кислые, кислые — субщелочные и щелочные, а по форме проявления крупные первого порядка вулканогенно-интрузивные, субвулканические и вулканические.

В связи с выяснением во многих случаях большой роли в оруденении малых интрузивов и даек важное значение имеет вопрос об их природе и соотношениях с оруденением.

При изучении и выявлении малых интрузивов необходимо, в частности, различать: 1) дайки и другие проявления, являющиеся отщеплениями отдельных интрудировавших магматических тел, составляющих с ними единые комплексы; 2) малые интрузивы и дайки, приуроченные к региональным разломам и в отдельных их участках образующие вулканогенно-интрузивные и субвулканические комплексы. Среди них различаются комплексы, связанные с очагами базальтовой магмы, дающей свой ряд дифференциатов от основных к кислым и щелочным и отличающиеся резко выраженной полифациальностью, и комплексы, связанные с гранитоидными магмами сиалических очагов, нередко рассматриваемых как вторичные (М. В. Муратов). При более глубоких эрозионных срезах эти магматические проявления выглядят как самостоятельные плутонические образования и поэтому многие геологи их рассматривают как автономные, что часто не подтверждается. Поэтому к рассматриваемым субвулканическим образованиям термин «малые интрузивы» применять не следует.

Металлогеническая специализация магм

Имеющиеся данные по различным областям и подвижным зонам земной коры показывают, что многие из таких зон отличаются своими металлогеническими особенностями. Например, для внутренних частей огромного Тихоокеанского пояса характерно медное и золото-серебряное оруденение, а для внешней зоны того же пояса типично оловянное и вольфрамовое оруденение (С. С. Смирнов, М. И. Иициксон). Для Средиземноморского пояса очень слабо представлено оловянное оруденение и гораздо интенсивнее хромитовое, молибденовое и ртутное оруденение. Общеизвестно, что при большой интенсивности медного и хромитового оруденения на Урале вольфрамовое и особенно оловянное оруденение представлено слабо, а в Восточном Забайкалье и на Дальнем Востоке наблюдается обратное соотношение указанных типов оруденения. Подобные примеры можно привести для многих других регионов.

Такие различия установлены главным образом для оруденения, связанного с магматизмом, вследствие чего металлогенические особенности отдельных регионов и областей рассматриваются в связи с составом первичных магм и присутствием в них тех или иных рудных элементов.

Выше было показано, что магматизм всегда теснейшим образом связан с тектоникой, составляя с нею две формы развития структуры Земли. Поэтому правильнее говорить не о металлогенической, а о геохимической специализации тектоно-магматических комплексов [1]. Такие комплексы С. С. Смирнов считал основой, на которой, по его мнению, должна базироваться рациональная генетическая классификация рудных месторождений. Трудами многих петрографов и металлогенистов разработаны также представления о металлогенической специализации магматических комплексов, под которой понимается не только геохимическая специализация, но и способность расплавов к рудообразованию. Эта способность выражается, во-первых, в том или ином наборе рудных компонентов в расплавах рудоносных очагов или в остаточных магмах, с которыми оруденение ближе всего связано в пространстве и во времени. Например, оловоносные граниты Дальнего Востока содержат олова в 3—10 раз выше кларкового (В. Л. Барсуков, Е. И. Доломанова, М. Г. Руб, М. А. Фаворская и др.). То же можно сказать и в отношении фтора, бора, бериллия, тантала и ниобия. В Казахстане металлогеническая специализация многих гранитных комплексов выражена несколько иначе — повышенным содержанием вольфрама, молибдена, бериллия, а также фтора и бора. В гранитоидах Забайкалья еще ярче представлена специализация тантала, ниобия, молибдена, вольфрама, а также золота.

---

[1] Рассмотрение магматических комплексов приводится ниже в разделе металлогении.

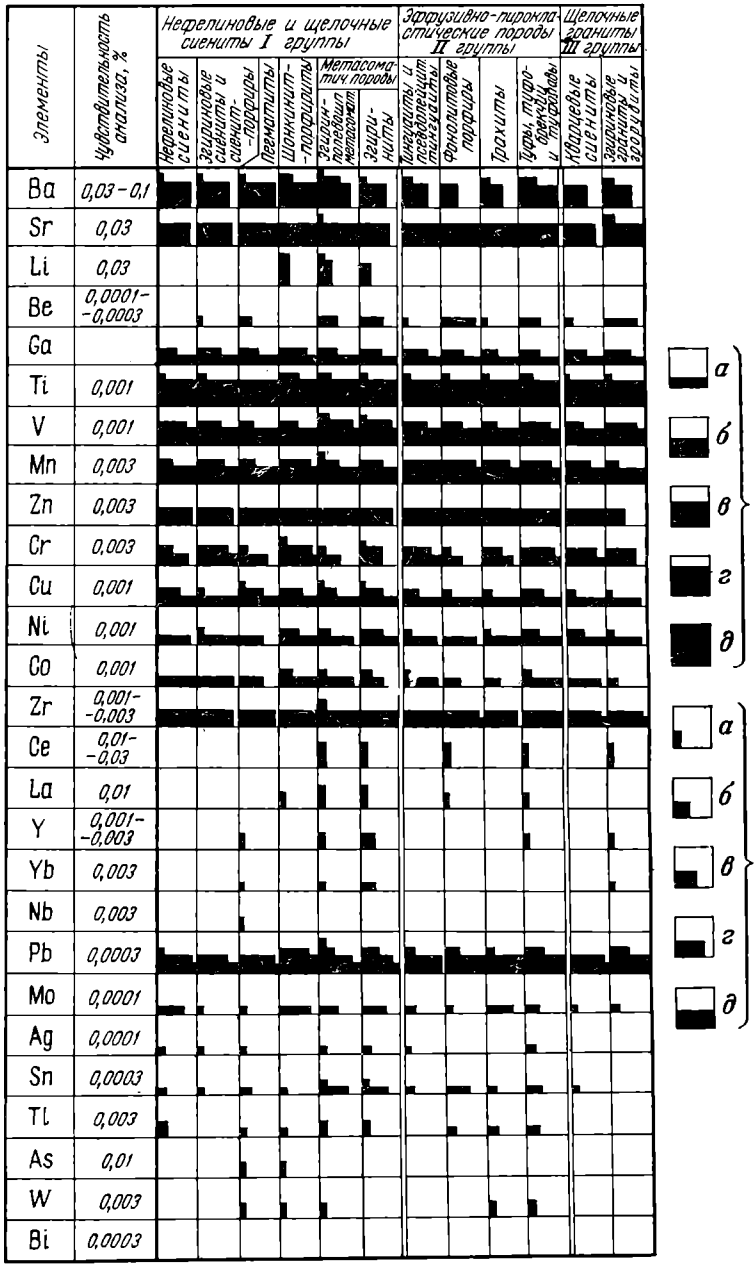


Рис. 29. Пример геохимической и металлогенической специализации сложного вулканогенно-интрузивного (вулкано-плутонического) комплекса, Алдан. По *Т. В. Билибиной*

1 — содержание элементов, %: *а* — < 0,001, *б* — 0,001 — 0,01, *в* — 0,01—0,1, *г* — 0,1—1,0, *д* — > 1,0; *2* — процент встречаемости: *а* — 20, *б* — 40, *в* — 60, *г* — 80, *д* — 100

Металлогеническая специализация магматических комплексов определяется присутствием тех или иных летучих (например, фтора), способных экстрагировать рудные вещества (А. А. Беус, 1963 г.), кристаллохимическими особенностями вещества расплавов (В. Л. Барсуков, А. А. Беус, А. И. Гинзбург и др.), влиянием процессов ассимиляции и гибридизма (В. С. Коптев-Дворников, М. А. Фаворская) и др. Металлогенической специализацией отличаются не только магматические комплексы, но иногда и входящие в их состав последовательные магматические проявления и фазы интрузий, а также отдельные, особенно куполовидные части интрузивных массивов (рис. 29).

Общей закономерностью является обогащение летучими и рудными компонентами наиболее поздних магматических фаз и проявлений. В вулканогенных комплексах рудная минерализация проявляется в конце их формирования при завершении не только последней, но иногда и после более ранних проявлений вулканической активности. Однако такого рода металлогеническая специализация обусловливается уже локальными причинами — структурными, литолого-фациальными, физико-химическими и др. Эти вопросы разбираются в других разделах данного курса.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А. П., и Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках земли. «Геохимия», 1965, № 7.

Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 1.

Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. «Советская геология», 1955, сб. 43.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1953.

Николаев В. А. Значение процессов при неравномерном давлении на фазы природных систем. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. «Советская геология», 1963, № 12.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Глава V

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общие данные

Магматическими называются месторождения, образующиеся из жидких дифференцированных или недифференцированных магматических расплавов в процессе их внедрения и раскристаллизации.

По современным представлениям магматический расплав представляет собой ионно-электронную микрогетерогенную жидкость, состоящую из непрерывно возникающих и распадающихся так называемых сиботаксических групп частиц, внутреннее строение которых приближается к структуре кристаллического тела, а внешние слои отличаются меньшей упорядоченностью (О. К. Ботвинкин, 1955 г.). Согласно исследованиям В. В. Щербины, Я. И. Ольшанского и других, химические элементы в магматическом расплаве находятся преимущественно в виде легкоподвижных катионов и комплексных анионов. В расплавах присутствуют также растворенные металлы в атомном состоянии (например, железо, по Я. И. Ольшанскому, может давать непрерывные переходы от чистого электронного металлического расплава к расплаву силиката закиси железа, представляющему собой ионную жидкость), а сульфиды типа MeS или соединения типа Fe_3O_4 могут обладать металлическими связями. Кроме того, в магматических силикатных расплавах обычно присутствуют растворенные газы. Л. Н. Овчинников считает, что рассеянные в расплавах мельчайшие капли электронной жидкости состоят из металлов или их сульфидов.

При подъеме магматических расплавов в верхние горизонты земной коры и остывании происходит их дифференциация, с чем связана концентрация, а иногда и обособление рудных компонентов. Параллелизм кристаллизации и дифференциации магм является законом, установленным на основании изучения минерального состава горных пород и последовательности кристаллизации минералов, их образующих (А. Н. Заварицкий). Дифференциация магм, часто сопровождающаяся концентрацией рудных компонентов, происходит на разных стадиях сложного интрузивного процесса различно, причем определенные ее типы нередко проявляются в сложном сочетании.

Формирование магматических месторождений в процессе кристаллизации магм происходит на пути их подъема, а также на месте становления интрузива (рис. 30). В настоящее время многие исследователи склонны придавать большое значение явлениям ликвации, приводящим в силу микрогетерогенности магматического расплава к разделению на силикатный расплав, т. е. ионную жидкость, с одной стороны, и на силикатный (ионная жидкость) и рудный (электронная жидкость) — с другой (Л. Н. Овчинников, 1959 г.; М. А. Фаворская, 1961 г.). Явлениям ликвации в петрогенезисе и в образовании магматических рудных месторождений придавали большое

значение А. Н. Заварицкий, В. Н. Лодочников и др. Важное значение в образовании рудных концентраций имеют явления гравитации, обусловленные различием удельного веса как обосабливающихся магм, так и выделяющихся при их кристаллизации минералов. Таким образом, может происходить концентрация в кристаллизующейся магме более тяжелых рудных минералов, а также рудных капель ликвируемого расплава, что, вероятно, происходило при образовании месторождений апатит-магнетитовой формации.

Серьезное значение многие авторы отводят процессам газового переноса рудных компонентов. После некоторого ослабления интереса к этим процессам в связи с различным пониманием их содержания в геологической обстановке и недостаточностью экспериментальных данных в последнее время эти вопросы снова стали привлекать к себе большое внимание (Л. Н. Овчинников, 1966 г., 1967 г.). Некоторые исследователи склонны выделять тип кристаллическими эманационных месторождений (К. А. Власов). Существенное значение при кристаллизации магмы имеют явления диффузии. В связи с неравномерным охлаждением расплава возникают конвекционные токи, которые также могут приводить к концентрации рудных веществ. В последнее время этим явлениям некоторые исследователи (А. П. Лебедев, 1960 г.) придают большое значение.

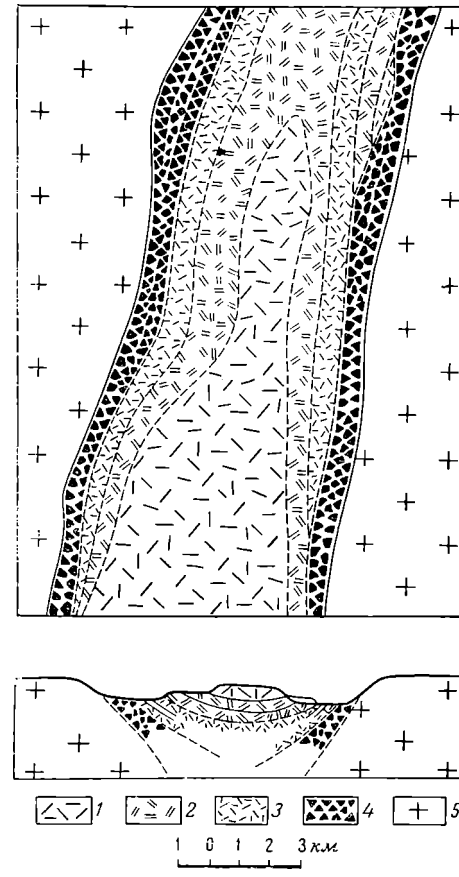


Рис. 30. Карта и профиль месторождения Грэт Дайк в Южной Родезии между Гадцема и Сальбюри. По *В. Лихтфуту*

1 — анортозитовый норит; *2* — пироксенит с платиноносным сульфидным горизонтом; *3* — серпентинит с полосами хромита; *4* — гарцбургит; *5* — древние граниты

Процессы образования магматических месторождений достаточно сложны. В одних случаях месторождения образуются в результате внедрения магмы, обогащенной рудными компонентами еще на глубине, в других — рудные концентрации возникают из магмы при

ее подъеме, в третьих — лишь на месте становления интрузива. В последних случаях дифференциация может быть преимущественно гравитационной, в результате чего будут образовываться последовательные фракции или же этот тип дифференциации будет сочетаться с ликвацией, действием выделяющихся газовых растворов и другими явлениями. Гравитационная дифференциация в связи с тектоническими напряжениями может сопровождаться также фильтрационной дифференциацией и инъекцией жидкого остаточного расплава в затвердевшие части массива в результате продолжающихся подвижек магматического материала (рис. 31). Дифференциация может

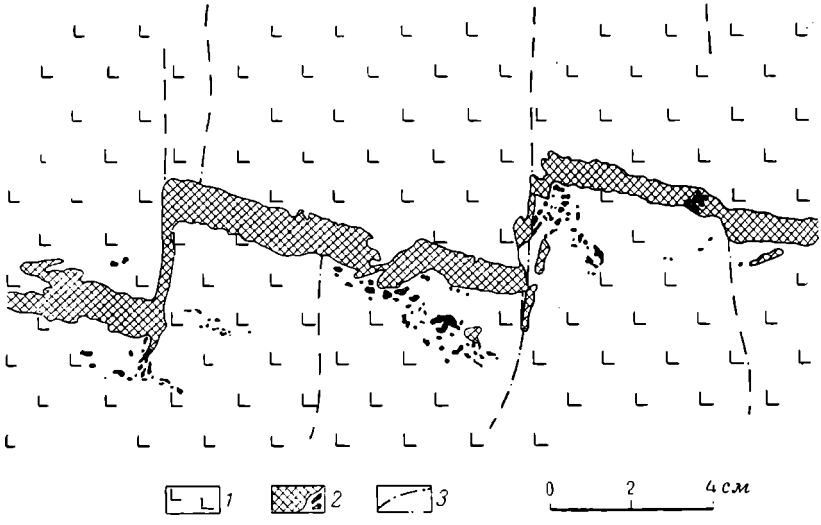


Рис. 31. Хромитовый прожилок, выполняющий трещины в дуните. Кемпирсайское месторождение. По *Г. Г. Кравченко*

1 — дунит; *2* — хромит; *3* — нарушения

вызываться или усложняться процессами ассимиляции, трением выделяющихся минералов о стенки магматической камеры при движении расплава и др.

На процессы кристаллизации, а следовательно, и на рудообразование, большое влияние оказывает кислотность или основность магмы. Показателем основности расплавов является концентрация иона O^{2-}, который освобождается при ионизации оснований (по схеме $MO = M^{2+} + O^{2-}$), а при ионизации кислот поглощается ($SiO_2 + O^{2-} = SiO_3^{2-}$). Следовательно, чем выше в расплаве концентрация оснований и чем они сильнее, тем выше концентрация ионов O^{2-}, и наоборот, чем выше концентрация кислот, порождающих ионы, тем концентрация их ниже. В свою очередь повышение концентраций ионов O^{2-} будет препятствовать ионизации оснований и способствовать ионизации кислот. В конечном счете повышение

основности расплава будет понижать концентрацию ионизированной части и повышать концентрацию неионизированной части основания, а следовательно, и его активность, а повышение кислотности расплава будет повышать степень ионизации основания и понижать концентрацию и активность неионизированной части основания.

Увеличение щелочности повышает температуру кристаллизации минералов с основными свойствами и понижает температуру кристаллизации кислотных минералов. Такое увеличение щелочности вызывает повышение активности в ней всех оснований, что выражается в изменении парагенетических отношений минералов котектических и эвтектических составов, в последовательности кристаллизации, а также в изменении состава переменных минералов.

Дифференциация магмы представляет собой неравновесный физико-химический процесс, в результате которого в гомогенной среде создаются разности концентраций различных компонентов. Такого рода процессы протекают в закрытой системе и подчиняются зависимости, согласно которой теплосодержание или энтальпия является характеристической функцией при независимых давлении (P) и энтропии (S), причем температура указывает на возрастание энтропии при постоянном давлении, а объем — на возрастание энтальпии с увеличением давления.

В условиях открытых магматических систем факторами равновесия, кроме энтальпии и давления, как показал Д. С. Коржинский, являются также содержание инертных компонентов и химические потенциалы подвижных компонентов. При этом большая роль принадлежит подвижности кислорода. В этих условиях развиваются процессы поздне (гистеро—)- и пост- или послемагматические, в которых принимают большое участие летучие компоненты. Ход таких процессов оказывает влияние на кристаллизацию расплавов, на их состав и отделение рудных жидкостей и растворов. Это вытекает из экспериментальных и теоретических исследований кристаллизации систем закись—окись железа, окись магния—кремнезем, проведенных Е. Осборном, Э. Реддером, И. Шерером, Д. Ферхугеном и др. Подобные системы рассматриваются в петрографии.

Геологическое положение

Магматические месторождения гипербазит-базитовых комплексов подчинены, как правило, региональным глубинным разломам в пределах геосинклинальных складчатых зон, щитов и платформ. М. Н. Годлевский выделяет три типа магматических месторождений: 1) месторождения, связанные с габбро-норит-анортозитовыми формациями стадии завершения дорифейской складчатости и раннего развития древних платформ; 2) месторождения, связанные с формациями ультраосновных — основных интрузивов геосинклиналей разного возраста от докембрия до мезозоя; 3) месторождения, связанные с базальтоидными траповыми формациями активизированных

в разное время древних платформ. Магматические формации отражают геологические условия их образования, поэтому связь с ними месторождений также характеризует условия их формирования. Возраст месторождений различный — от древнего докембрия до позднего мезозоя.

Роль магматизма в образовании месторождений

Связь рассматриваемых месторождений с магматическими породами является их главной особенностью. В большинстве случаев такими породами являются ультраосновные и основные, реже щелочные интрузивы или интрузивные комплексы. При этом месторождения обычно связаны с ними генетически, т. е. интрудируемая магма являлась источником рудного вещества. Рудные тела располагаются в самих материнских интрузивах, комагматических с ними образованиях или рядом с ними. Месторождения алмазов связаны с трубками взрыва (диатремами), а некоторые близповерхностные сульфидно-никелевые месторождения — со сложными платформенного типа вулканогенно-интрузивными комплексами трапповых формаций. С вулканогенно-интрузивными комплексами — крупные месторождения апатит-магнетитовой формации (Кируна в Швеции, Лако-Сур в Чили). Среди докембрийских месторождений габбро-анортозитовой формации М. Н. Годлевский выделяет месторождения хромитов, ильменит-магнетитовых и медно-никелево-платиновых руд, связанные со стратиформными габбро-норитовыми комплексами (Монча, Бушвельд, Стиллуотер, Садбери), сульфидно-никелевые месторождения, связанные с комплексами малых интрузивов габбро-норит-гипербазитового состава (Линн-Лейк в Канаде, Аллареченское в СССР), магнетитовые и ильменитовые месторождения в габбро и анортозитах (Адирондак в США, Пудожгорское на Кольском полуострове и др.).

Среди месторождений геосинклинальных формаций ультраосновных — основных пород различного возраста выделяются месторождения: медно-никелево-платиновых и титаномагнетитовых руд, связанные с эссексит-верлитовыми комплексами (Печенга), ильменит-магнетитовые — с габбро-диабазовыми комплексами (Кусинское месторождение на Урале), хромитовые — с гарцбургитовыми комплексами (Сарановское, Кемпирсайские), титаномагнетитовые — с комплексами дунитов, пироксенитов и габбро (Качканар на Урале). Наконец, среди месторождений активизированных платформ выделяются крупные медно-никелево-платиновые месторождения, приуроченные к вулканогенно-интрузивным комплексам основного состава (Норильск, Талнах) или месторождения апатитовых и редкометальных руд, связанные с субщелочными или щелочными комплексами (Хибины и Ловозеро).

Таким образом, магматические месторождения проявляются в разнообразной геологической обстановке, сохраняя, однако, особенности своего минерального состава.

Вмещающие породы

Вмещающими породами магматических месторождений являются или породы материнских интрузивов, что характерно для ранней и отчасти позднемагматических и ликвационных месторождений, или породы комагматических с ними образований, входящих в состав рудоносных комплексов, что также характерно для последних, или, наконец, породы вмещающей рамы, что иногда наблюдается для ликвационных месторождений. Вследствие того что магматические месторождения генетически связаны с магматическими породами, отмечается определенное соответствие между их составом и составом руд: алмазоносные месторождения связаны исключительно с кимберлитами, хромитовые и отчасти платиновые с иридием и осмием — с дунитами, часто серпентинизированными. Г. А. Соколов и Н. П. Павлов установили определенную связь между составом хромшпинелидов $[(Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4]$ и породообразующими минералами. Титаномагнетитовые и медно-титаномагнетитовые месторождения залегают преимущественно в основных, а лопаритовые месторождения — в щелочных породах.

Вследствие некоторого участия летучих вмещающие породы позднемагматических и еще больше ликвационных месторождений нередко несут те или иные следы изменения. Последние обычно представлены слабо и выражаются в появлении таких постериорных минералов, как амфибол, серпентин, эпидот, хлорит, лейкоксен, гематит, а иногда карбонат и серицит. Более интенсивно породы изменены в месторождениях, в составе рудоносных комплексов которых появляются субщелочные или кислые породы.

Структуры месторождений

В сингенетических месторождениях структуры представлены домагматическими регионального типа разломами, структурами магматических комплексов и внутренними структурами интрузивных тел. В эпигенетических месторождениях, кроме таких структур, развиваются поздние наложенные рудовмещающие структуры в виде разрывных нарушений, зон смятия, трещиноватости и брекчирования. Последние особенно часто образуются на контактах интрузивов с вмещающими породами, в зонах перехода разновременных, разных по составу и обладающих различными физическими свойствами пород одного и того же комплекса. Особенно характерны структуры стратифицированных интрузивных массивов, в которых нередко отдельные интрузивные слои обогащены рудными компонентами. Таковы, например, риф Меренского в Бушвельдском комплексе Южной Африки, хромитовые слои в том же комплексе, лопаритовые малиньиты в Европейской части СССР и др.

Для алмазоносных кимберлитов и платиноносных гортонолитов Бушвельда характерны трубки взрыва с образованием эруптивных брекчий. Вулканические структуры развиты также и в некоторых

близповерхностных медно-никелевых и апатит-магнетитовых месторождениях.

В образовании магматических месторождений выделяются следующие этапы развития геологических структур:

1) зоны региональных глубинных разломов, являющихся проводниками внедряющихся из глубины магматических масс;

2) системы сопряженных или самостоятельных, часто межформационных локальных нарушений второго порядка, обусловливающих формирование рудоносного магматического комплекса, различных по форме магматических тел, даек, а также проявление стратификации;

3) трубки взрыва, приводящие к образованию алмазоносных диатрем, платиноносных гортонолитовых трубчатых тел и т. п.;

4) системы разрывных нарушений, накладывающихся на магматические тела и комплексы и обусловливающих проникновение рудных магм или магм, обогащенных рудным веществом, и образование рудных тел;

5) системы пострудных нарушений, деформирующих рудные тела и приводящих к явлениям регенерации и метаморфизма.

В результате дифференциации магм и различии условий их кристаллизации, приводящих к концентрации рудных компонентов, формируются магматические месторождения хромитов, руд железа, титана, никеля, меди, металлов платиновой группы, редких земель цериевой группы и апатитов.

Классификация магматических месторождений

В изучении магматических месторождений и их классификации большое значение имеют работы А. Н. Заварицкого, А. Г. Бетехтина, В. С. Соболева, И. И. Малышева, М. Н. Годлевского, П. М. Татаринова, Г. А. Соколова и др. Важное значение имеют также работы зарубежных ученых Г. Хесса, А. Бетмана и др.

В классификациях А.Н. Заварицкого, А. Г. Бетехтина и М. Н. Годлевского, учитывающих стадии и условия кристаллизации магм и типы их дифференциации, магматические месторождения разделяются на следующие генетические группы: 1) раннемагматические; 2) позднемагматические; 3) магматически-ликвационные.

Несмотря на четкое разделение магматических месторождений, в природе нередко наблюдаются в одном и том же районе и даже в одном и том же месторождении генетически различные или переходные типы оруденения. Отнесение в этих случаях месторождений к той или иной группе производится с количественным учетом главного процесса, обусловившего образование промышленных руд. Главной особенностью всех магматических месторождений является их тесная связь с материнскими интрузивами, которые рассматриваются как источник оруденения. Однако даже для данной группы месторождений мы встречаемся не только с сингенетическими, но и с эпигенетическими месторождениями, находящимися во вмеща-

ющих породах, не являвшихся для них источником оруденения. Происхождение их в этих случаях связывается с более глубоким магматическим очагом или с позднейшими интрузиями данного магматического комплекса.

Раннемагматические месторождения

Раннемагматическими называются месторождения, образованные при остывании интрудированной магмы на ранних стадиях ее кристаллизации в результате процессов магматической сегрегации рудных веществ.

Среди рассматриваемых месторождений различают месторождения, образованные путем сегрегации и аккумуляции рудных минералов при кристаллизации магмы, и месторождения, образованные непосредственно из уже дифференцированной на глубине магмы (А. Бетман, 1936 г.). В последнем случае магма в результате дифференциации поступает из глубины уже обогащенная рудным компонентом, который, кристаллизуясь в виде того или иного минерала (например, алмаза, нефелина и др.), обусловливает вместе с породообразующими силикатами промышленную ценность магматической породы.

Образование рудных концентраций происходит в связи с развитием явлений кристаллизационной, преимущественно гравитационной, кристалло-гравитационной дифференциации или конвекции. Формирующиеся в процессе первичной кристаллизации месторождения называют также сегрегационными, или протомагматическими. Выделение рудных минералов происходит вначале или одновременно с силикатами породы.

К раннемагматическим месторождениям относятся месторождения алмазов и некоторые месторождения хромита. Месторождения алмазов имеют весьма важное промышленное значение; в настоящее время предполагается расширить использование некоторых изверженных пород как полезных ископаемых (например, нефелиновых сиенитов для получения глинозема).

При раскристаллизации магмы вначале выделяются минералы, обладающие наиболее высокой температурой плавления и наиболее высоким удельным весом: хромит, магнетит, затем оливин и пироксен. Обладая разными удельными весами, они могут обособляться в силикатной магме ультраосновного состава в виде шлиров и вкрапленников. В результате их перемещения под влиянием силы тяжести или конвекций происходит их концентрация. Такая дифференциация может происходить не только после внедрения магмы на месте становления интрузива, но и в процессе ее подъема.

Образование рудных скоплений указанным способом приводит к образованию сингенетических рудных тел, формирующихся одновременно с вмещающими их породами. Эта особенность характерна только для месторождений данной серии. Другой особенностью раннемагматических металлических месторождений является

приуроченность их к ультраосновным или щелочным породам, а в связи с кислыми породами, в частности, с гранитоидами раннемагматических металлических месторождений не известно.

Из всех магматических месторождений раннемагматические отличаются непосредственной генетической связью с родоначальными

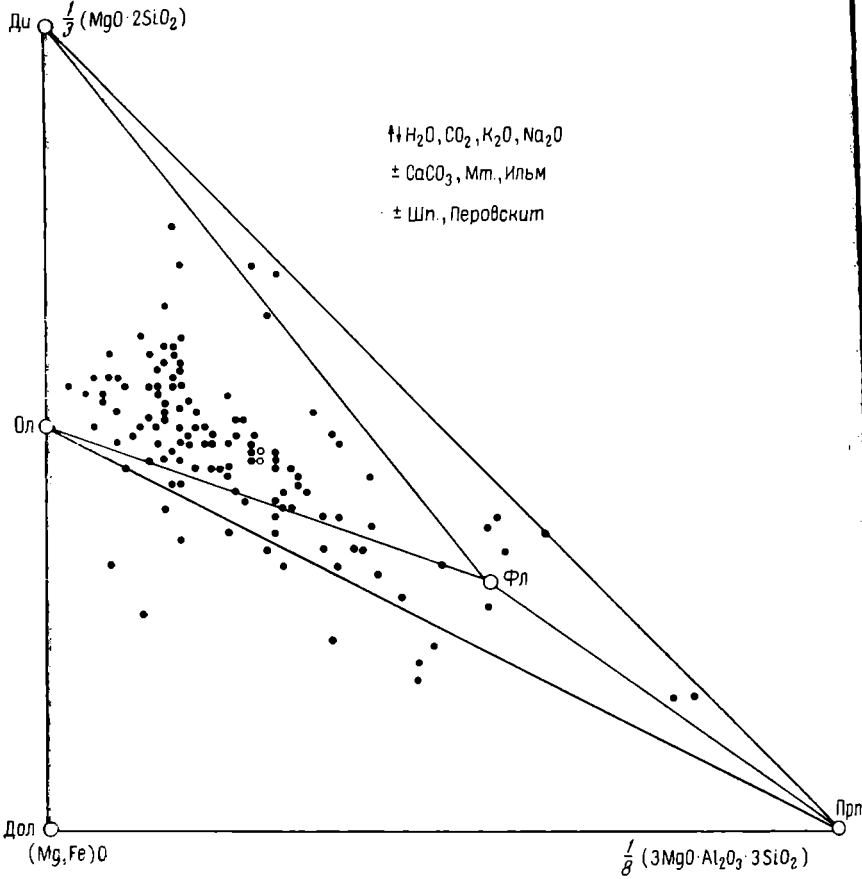


Рис. 32. Диаграмма состав — парагенезис в месторождениях алмазоносных кимберлитов Якутии и Южной Африки. По *М. В. Суслову*
Ди — диопсид; Ол — оливин; Дол — доломит; Фл — флюорит; Прп — пироп

материнскими интрузивами. Характер таких интрузивов может быть различным. В одних случаях они принадлежат к магматическим комплексам подвижных геосинклинальных зон, в других — к магматическим образованиям платформенных областей. В зависимости от этого различны их форма и размеры: от крупных интрузивов до залежей типа силлов или дайкообразных и трубообразных тел. Хромитоносные дуниты встречаются в виде поясов или зон мелких и крупных интрузивов, приуроченных к зонам глубинных разломов

или ранних прогибов геосинклиналей. Алмазоносные кимберлиты, образующие трубообразные тела диаметром до 300—400 *м*, также приурочены к зонам разломов. Эти месторождения в отличие от раннемагматических интрузивных должны рассматриваться как магматические вулканогенные. Диаграмма состав — парагенезис в месторождениях алмазоносных кимберлитов Якутии и Южной Африки приведена М. В. Сусловым (рис. 32). Таким образом, роль тектоники в образовании раннемагматических месторождений сводится к формированию крупных разломов и доинтрузивной тектоники, обусловливающей образование магматических комплексов. Разрывные нарушения и трещины в интрузивах для концентрации руд не имеют существенного значения, так как руды рассматриваемого типа месторождений обычно формируются вместе с вмещающими их породами, иногда даже несколько раньше. В некоторых случаях имеют значение послерудные нарушения, приводящие к усложнению форм рудных скоплений.

Характер рудных скоплений раннемагматических месторождений весьма своеобразен. Обычно это шлиры или вкрапленники той или иной формы и очертаний с постепенными переходами к вмещающим породам. В Бушвельдском комплексе Южной Африки встречаются пласто- и линзообразные тела хромитов и трубчатые тела платиноносных гортонолитов. Размеры рудных тел рассматриваемого типа месторождений различны, обычны шлирообразные скопления. Руды чаще характеризуются вкрапленными текстурами. Полосчатость в связи с первичной стратификацией и с элементами прототектоники нередко выражена весьма отчетливо.

К данному типу относятся месторождения алмазов (Якутия, Южная Африка), некоторые месторождения хромитов, титаномагнетитовых руд и редкометальных лопаритовых руд.

Позднемагматические месторождения

Позднемагматическими называются такие месторождения, которые образуются путем обособления обогащенных рудным веществом остаточных рудных расплавов и их кристаллизации на поздних стадиях затвердевания интрузива. В этих случаях кристаллизация магмы основного состава идет не вполне обычным путем: вначале выделяются не магнетит, хромит и другие рудные минералы, а силикаты—оливин и пироксен, а затем уже выпадают рудные. При этом в породе образуется так называемая сидеронитовая структура, когда оливин и пироксен как бы цементируются ксеноморфными рудными минералами — титаномагнетитом, магнетитом и др. (рис. 33).

В пределах материнского интрузива рудные минералы, выделяющиеся из обогащенных остаточных магм, концентрируются в виде полос, зон вкрапленников или шлиров. Иногда наряду с вкрапленностью наблюдаются и тонкие рудные прожилки. Переход от вкрапленников к вмещающей породе обычно нерезкий, постепенный. Такие рудные образования являются по существу сингенетическими.

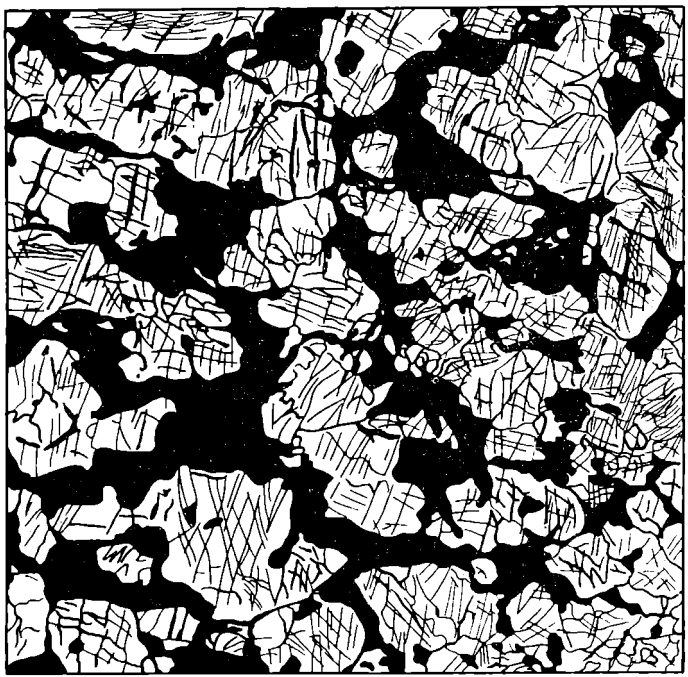
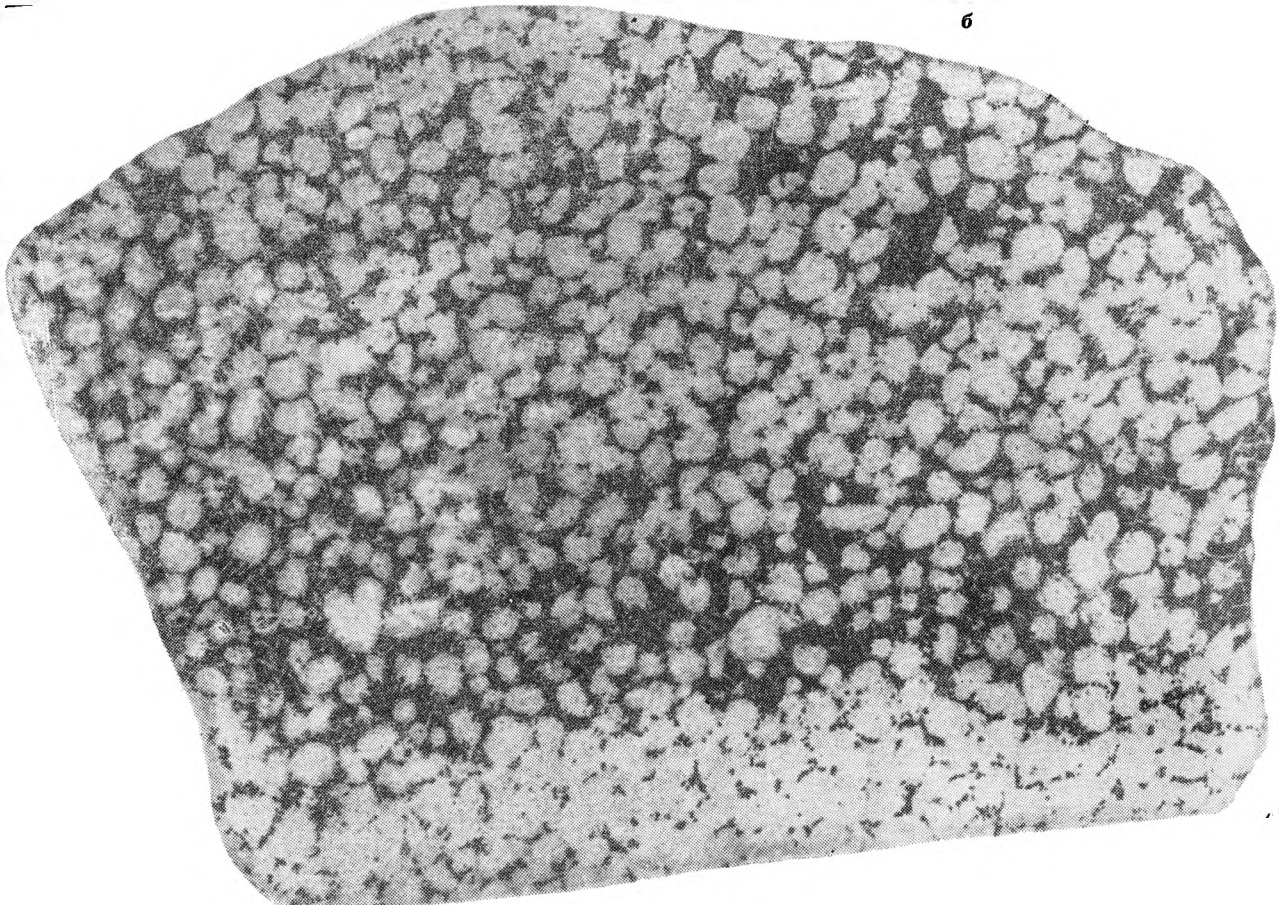


Рис. 33. Сидеронитовая структура в магнетитовом оливините.

Черный — магнетит, светлые — оливин и пироксен. *а* — прозрачный шлиф. Увел. 20. По *Н. К. Высоцкому*, *б* — приплифованный штуф. Нат. вел.
Фото *Г. Г. Кравченко*


б

Кроме таких рудных образований, отличающихся сравнительно бедными рудами, наблюдаются обособленные концентрации богатых, нередко сплошных руд. Встречаясь в виде жилообразных тел, они характеризуются наличием резких контактов с вмещающими их интрузивными породами, указывающих на полное затвердение магматического расплава к моменту более позднего внедрения рудной массы. Такие тела являются эпигенетическими. Обычно они формируются в пределах материнского интрузива или интрузивного комплекса и лишь в очень редких случаях выходят за их пределы. Остаточные рудные расплавы при их внедрении используют трещиноватость, образующуюся в теле остывающего интрузива, а также формирующиеся при этом тектонические нарушения. Связь подобных эпигенетических тел с вкрапленниками доказывается тем, что они в ряде случаев переходят в них на глубине. Подобные явления описаны А. В. Пэком на Кусинском титаномагнетитовом месторождении на Урале.

Таким образом, среди позднемагматических месторождений могут быть выделены две подгруппы месторождений: 1) месторождения, образованные из магматического расплава, сингенетические с вмещающими их породами без явлений инъекции; 2) месторождения, образованные путем инъекции остаточных рудных расплавов.

Первая подгруппа месторождений с характерной сидеронитовой структурой рудовмещающих пород отличается вкрапленным характером руд и поэтому более бедным содержанием рудных компонентов. К этому типу относятся, в частности, титаномагнетитовые и медно-титановые руды Волковского месторождения на Урале. Вторая подгруппа представляет собой инъекцированные месторождения, формирующиеся в результате фильтрационной дифференциации. А. Н. Заварицкий такие месторождения называл фузивными и на основании рассмотрения физико-химической стороны процесса считал, что они могли образоваться следующими способами:

1) если рудный расплав отвечает эвтектической точке, лежащей близко к составу рудного компонента;

2) при ограниченной смесимости силикатной магмы и рудного расплава;

3) из газового раствора с отложением рудного вещества в интерстициях между кристаллами силикатов.

Следовательно, А. Н. Заварицкий допускал также участие газовых растворов при формировании рассматриваемых магматических месторождений, но указывал, что их нельзя относить к пегматитовым образованиям, так как фузивные месторождения не соответствуют по составу материнским породам.

Г. А. Соколов, изучавший хромитовые месторождения Урала, предложил называть месторождения, размещающиеся в породах той магмы, из остаточного расплава которой они образовывались, автомагматическими. При этом руды данного типа могут образовываться из бедных остаточных расплавов, из концентрированных — анхиэвтектических и из весьма богатых. Последние возникают неза-

висимо от бедных, но могут присутствовать и совместно с ними, образуя шлировые скопления со специфическими структурами и текстурами.

Обособление остаточных рудных расплавов объясняется неравномерным распределением летучих компонентов на поздних стадиях кристаллизации магмы. Образование поздних остаточных расплавов Д. Фогт объяснял вторичным переплавлением ранних рудных минералов, при погружении их в глубокие части магматического бассейна, а Р. Фишер и др. — явлениями несмесимости (ликвации). Таким образом, образование позднемагматических месторождений существенно отличается от раннемагматических участием летучих компонентов, влияющих на ход магматического процесса. Участие летучих выражается в появлении поздних минеральных ассоциаций и постерпорном изменении вмещающих пород. Эти процессы, как правило, непосредственно связаны с процессами кристаллизации расплавов и всегда имеют вполне подчиненное значение. Поэтому позднемагматические месторождения, к тому же ассоциирующие с основными или щелочными породами, всегда резко отличны от месторождений постмагматических и не могут смешиваться с ними.

Вводя историко-геотектонический и геохимический факторы в систематику рассматриваемых месторождений, М. Н. Годлевский среди позднемагматических месторождений различает:

1) месторождения, образованные при ранней стадии кристаллизации остаточной магмы гипербазитового состава (хромитовые и платино-хромитовые месторождения);

2) месторождения, образованные на поздней стадии кристаллизации остаточной магмы основного или щелочного состава (месторождения титановые, титано-редкометальные, титано-редкоземельные, апатитовые и др.).

К типу позднемагматических инъекционных месторождений относятся многие наиболее богатые и крупные месторождения — хромитовые и титаномагнетитовые, что и обусловливает их важное промышленное значение. Они генетически связаны с ультраосновными или основными интрузивами, причем для хромитов и многих месторождений коренной платины установлена связь с дунитами и перидотитами, а для титаномагнетитовых месторождений — с основными интрузиями, а иногда и со сложными интрузивными комплексами, обладающими первичной стратификацией и чередованием полос различных ультраосновных пород — гарцбургитов, лерцолитов, дунитов и др. (Бушвельд, Западный Казахстан и др.). В отдельных случаях, например на Урале, хромитовые месторождения связаны с оливинизированными гарцбургитами.

Ультраосновные интрузивы, к которым приурочиваются хромитовые месторождения, представлены лакколитообразными, конфокальными массивами, часто вытянутыми (Малый Кавказ, Македония). Иногда хромитовые рудные тела вытягиваются в виде полос параллельно первичной полосчатости, приурочиваясь к сводовым частям массивов или следуя направлению их удлинения (рис. 34). Пересечение

хромитовых руд тел дайками дунитов и габбро-диабазов (рис. 35) показывает, что магматический материал поступал из глубинных частей и после того, как в более верхних частях сложных интрузивов застыла не только силикатная магма, но и остаточный рудный расплав, т. е. образование месторождений происходило на фоне продолжавшегося формирования магматических комплексов.

Судя по характеру контактов, Н. П. Павлов считает, что инъекция остаточного рудного расплава происходила на разных стадиях:

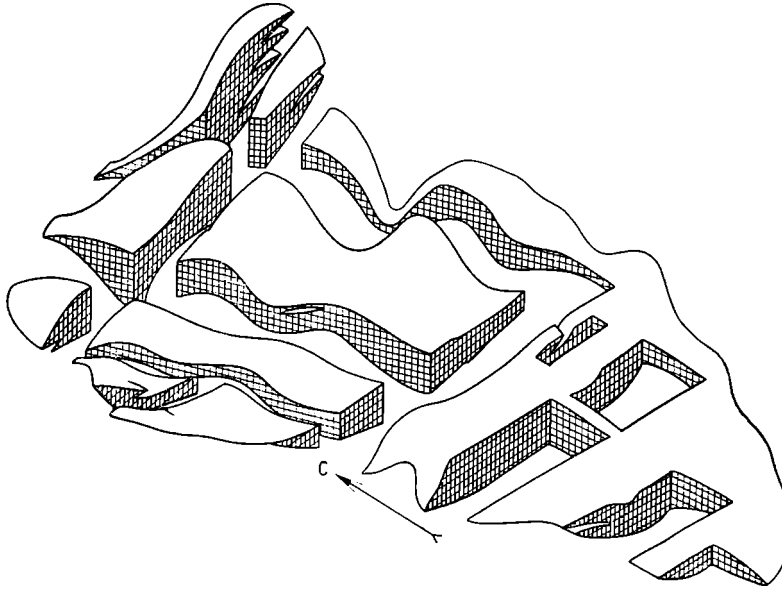


Рис. 34. Блок-диаграмма хромитового рудного тела. Кемпирсай. По *Г. Г. Кравченко.*

и когда силикатная масса породы еще не полностью консолидировалась (наблюдаются расплывчатые контакты), и после полного затвердевания породы. В последнем случае отмечаются резкие контакты.

Во втором случае большое значение приобретает трещинная тектоника. Для Кемпирсайского хромитового месторождения Г. Г. Кравченко и П. М. Татариновым описаны сложные разрывные нарушения, ступенчато смещающие рудные тела. Инъекция остаточной рудной магмы в процессе формирования месторождений происходит, вероятно, не только в результате отжимания магмы в условиях тектонических напряжений, но и в результате гидростатического давления самой магмы.

От тектонических условий инъекции остаточной рудной магмы зависит и форма рудных тел: крупные штокообразные тела, плито-

образные жилы, линзы или гнезда. Некоторые месторождения хромитовой формации выражены очень крупными телами, протягивающимися на несколько километров при мощности в 70—150 *м*. Многие хромитовые месторождения Урала и Македонии представлены многочисленными гнездами. Описаны также коленообразные и неправильные тела.



Рис. 35. Соотношения хромита и дунита. Близкие по времени образования дайки дунита (*1*) проникают в хромит (*2*). По *Г. Г. Кравченко*.

Текстуры руд массивные или вкрапленные. Иногда встречаются подулярные текстуры, свидетельствующие о развитии явлений ликвации, имевших подчиненное значение. К группе позднемагматических месторождений относится целый ряд рудных формаций, имеющих очень важное промышленное значение, в том числе титаномагнетитовая. Диаграмма составов минералов в системе $FeO—Fe_2O_3—TiO_2$

приведена на рис. 36. Поскольку наиболее основными свойствами обладает FeO, а кислотными TiO_2, сначала реагируют FeO и TiO_2 и до тех пор пока TiO_2 не будет связана, магнетит не образуется. Поэтому наблюдаются парагенезисы магнетит — ильменит и магнетит-ильменит — гематит, а парагенезис магнетит — рутил запрещен.

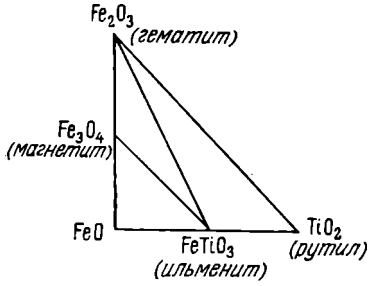


Рис. 36. Диаграмма составов минералов системы FeO — Fe_2O_3—TiO_2. По *М. Ф. Стрелкину.*

Магматически-ликвационные месторождения

Теоретические и экспериментальные данные

Ликвационные месторождения образуются из расплавов и связанных с ними растворов в результате процессов ликвационной или ликвационно-гравитационной дифференциации магмы в глубинных или близповерхностных условиях. Как показали геологические, а также экспериментальные исследования, эти процессы в тех или иных размерах развиваются, по-видимому, при образовании различных типов магматических месторождений, но особенное значение они имеют при образовании очень важных в промышленном отношении сульфидных медно-никелевых месторождений.

Экспериментальными исследованиями И. Х. Фогта было установлено, что сульфиды FeS, NiS, ZnS могут растворяться в силикатных расплавах основного состава при температуре более 1500° С. При понижении температуры растворимость сульфидов падает, и расплав разделяется по типу несмешивающихся жидкостей на два качественно различных расплава — силикатный и сульфидный. Сульфидный расплав как количественно подчиненный обособляется в силикатном в виде рассеянных мелких капель. Обладая бо́льшим удельным весом, эти капли концентрируются в нижних частях магматического резервуара. Разделение магмы на две жидкости, по И. Х. Фогту, происходит при понижении температуры до 1170° С. В связи с тем что эта температура выше температуры плавления минералов родоначальной основной породы, предполагается, что разделяющиеся магмы кристаллизуются не сразу, а раздельно. При этом сульфидный расплав, компоненты которого имеют меньшую температуру плавления, чем компоненты силикатного расплава, кристаллизуются позднее.

Вероятно, ликвировать могут также хромитовый и магнетитовый расплавы. Об этом можно судить по нодулярным текстурам хромитовых руд (Гейдара в Закавказье) и особенно по магнетитовому потоку современного вулкана Лако-Сур в Чили, описанному Ч. Ф. Парком.

Экспериментальные работы, проведенные Я. И. Ольшанским, подтвердили растворимость FeS в сложных силикатных расплавах. Уменьшение растворимости FeS и отделение сульфидного расплава, по Я. И. Ольшанскому, происходит не только в результате понижения температуры, но также вследствие обогащения расплава компонентами CaO, Al_2O_3 и SiO_2 в связи с выделением из расплава магнезиальных силикатов. Кроме того, понижение внешнего давления приводит к выделению паров серы и SiO_2, к обогащению сульфида металлом и к образованию жидкой сульфидной фазы, количество которой возрастает по мере обогащения расплава CaO, Al_2O_3 и SiO_2. При этом может образоваться как сульфидный расплав, так и серосодержащий газ, рассматриваемый как проявление постмагматических выделений. Я. И. Ольшанский экспериментально показал, что отделяющаяся от силикатного расплава сульфидная жидкость обладает высокой текучестью благодаря упругим свойствам пленки, образующейся на ее поверхности. Скорость движения сульфидного расплава 0,4 *см/сек*. Высокая текучесть сульфидного расплава способствует его обособлению. Эксперименты А. Мэна, Е. Ф. Осборна и Е. Реддера по кристаллизации систем закись — окись железа — окись магния — кремнезем при постоянном парциальном давлении кислорода показали, что кристаллизация силикатного расплава оказывает большое влияние на отделение рудного расплава и его состав.

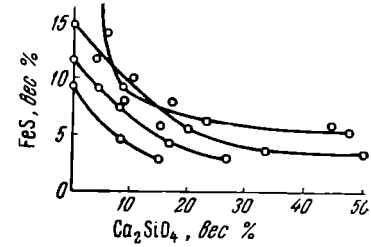


Рис. 37. Концентрация FeS в силикатном расплаве в зависимости от содержания Ca_2SiO_4. По *Я. И. Ольшанскому.*

Магматическая ликвация, по мнению М. Н. Годлевского, протекает существенно различно в зависимости от состава первичной магмы и направления процесса дифференциации. Более интенсивно магматическая ликвация сульфидной магмы происходит при повышенном содержании в дифференцирующейся магме железа по сравнению с магнием (норильский тип) и гораздо слабее при общем увеличении содержания железа с образованием феррогаббро (скаергардский тип). Таким образом, интенсивность оруденения находится в прямой зависимости от дифференцированности основной магмы. Процессы ассимиляции благоприятствуют ликвации, что связано с вплавлением пород более кислого состава и изменением состава магмы в сторону увеличения содержания глинозема и кремнезема (рис. 37).

Ликвация начинается еще в абиссальных условиях и в зависимости от высоты проникновения магмы протекает или в гипабиссальных, или даже в близповерхностных условиях. Гипабиссальная ликвация происходит медленно, параллельно с кристаллизацией, близповерхностная — значительно быстрее.

Состав ликвирующегося сульфидного расплава зависит от содержания в первичной магме серы. При высоких ее содержаниях, по

М. Н. Годлевскому, образуются железистый расплав с растворенными в нем сульфидами меди, никеля и других металлов, при низких — медный расплав FeS и Cu_2S, обладающий высокой смесимостью. При высоких температурах в широком интервале температур образуются твердые растворы. Растворимость никеля в сернистом железе не превышает 20%, в связи с чем содержание никеля в процессе ликвации остается постоянным, падая только к концу его, в то время как содержание меди достигает максимума уже в начальной стадии гипабиссальной ликвации и далее уменьшается в связи с израсходованием ее запаса. Поэтому отношение меди к никелю в абиссальной ликвации составляет 1,0—1,25, в ранних стадиях гипабиссальной ликвации 1,5—1,7 и далее около 1,0 (рис. 38).

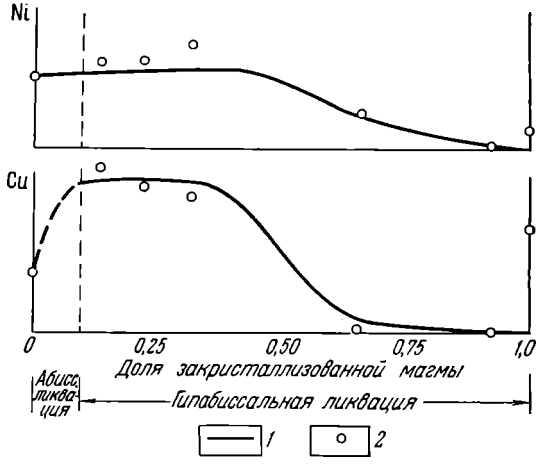


Рис. 38. Изменение состава сульфидного расплава в процессе ликвации. По *М. Н. Годлевскому.*

1 — содержание металлов в сульфидном расплаве; *2* — данные химического анализа

Кристаллизация сульфидного расплава происходит в основном по реакционной схеме: сначала выделяется никельсодержащий пирротин, затем пентландит и в конце халькопирит. Кристаллизация сопровождается дифференциацией; в каплях происходит гравитационное разделение: пирротин концентрируется внизу, а халькопирит — вверху. В эпигенетических телах кристаллизация имеет фильтрационный характер — расплав обогащается никелем и медью в связи с частичной раскристаллизацией пирротина. Судя по структурам распада твердых растворов титаномагнетита, никелистого пирротина и других, а также по присутствию таких минералов, как тронлит, температура кристаллизации сульфидного расплава была высокой.

Из составленной М. Н. Годлевским диаграммы нормативного состава медно-никелевых руд Садбери (рис. 39) следует, что количество никеля в рудах постоянно и определяется ограниченной растворимостью его в пирротиновой жидкости. Все средневзвешенные составы вкрапленных, шлировых и жильных руд неизменно располагаются вдоль линии дифференциации, что служит доказательством их кристаллизации из расплава. Об этом же можно судить по постепенному переходу пирротиновой жилы в халькопиритовую.

Дальнейшая дифференциация сульфидного расплава приводит к образованию остаточной водно-сульфидной жидкой фазы. О непрерывном существовании жидкой фазы (от почти сухого расплава до

раствора) можно судить по наблюдающемуся постепенному переходу пирротинового выполнения жил в халькопиритовое (рис. 40). На повышение роли летучих и многосернистых щелочей в стадию остаточной кристаллизации указывают такие факты, как образование новых парагенетических ассоциаций (никелистый пирит—миллерит—халькопирит), появление реакционных биотитовых оторочек вокруг сульфидных обособлений, проявления хлоритизации и карбонатизации, а также жильного альбита, кварца или карбоната.

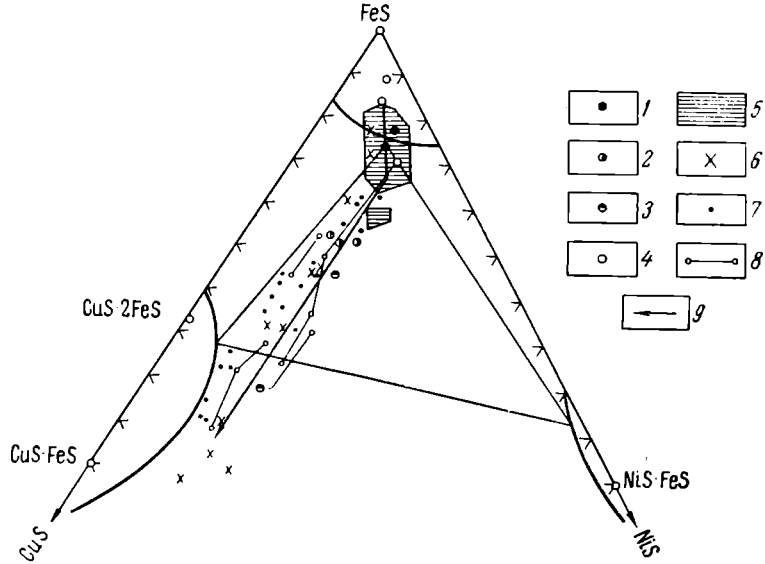


Рис. 39. Диаграмма нормативного состава медно-никелевых руд. По *М. Н. Годлевскому*.

1 — средневзвешенные составы жильных руд; *2* — то же, ликвационных вкрапленных руд; *3* — то же, инъекционных вкрапленных руд; *4* — пирротиновые шлиры; *5* — поле жильных руд; *6* — инъекционные вкрапленные руды; *7* — халькопиритовые тела; *8* — ход дифференциации в халькопиритовых жилах; *9* — линия кристаллизационной и фильтрационной дифференциации

М. Н. Годлевский показал, что развитие остаточной кристаллизации может идти двумя принципиально различными путями. Если расплав обогащен водой, то в условиях внешнего давления порядка 200 *атм* применительно к норильскому типу месторождений будет происходить ретроградное кипение с образованием газовой фазы, конденсация которой будет приводить к появлению разбавленного водного раствора, отлагающего рудные вещества в трещинах. Если же в расплаве существенное значение имеет также Na_2S, то, как это вытекает из ТХ и РТХ-диаграмм для системы $Cu_2S—Na_2S—H_2O$, рассматриваемых по В. А. Николаеву как тройная система смешанного типа с особым компонентом Na_2S, такой расплав при кристаллизации постепенно переходит в водный раствор (рис. 41). Из

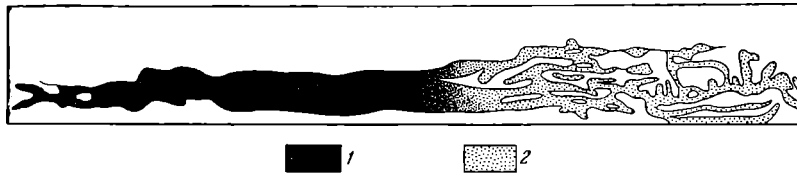


Рис. 40. Смена пирротинового выполнения рудной жилы халькопиритовым. По *М. Н. Годлевскому*.

1 — пирротин; *2* — халькопирит

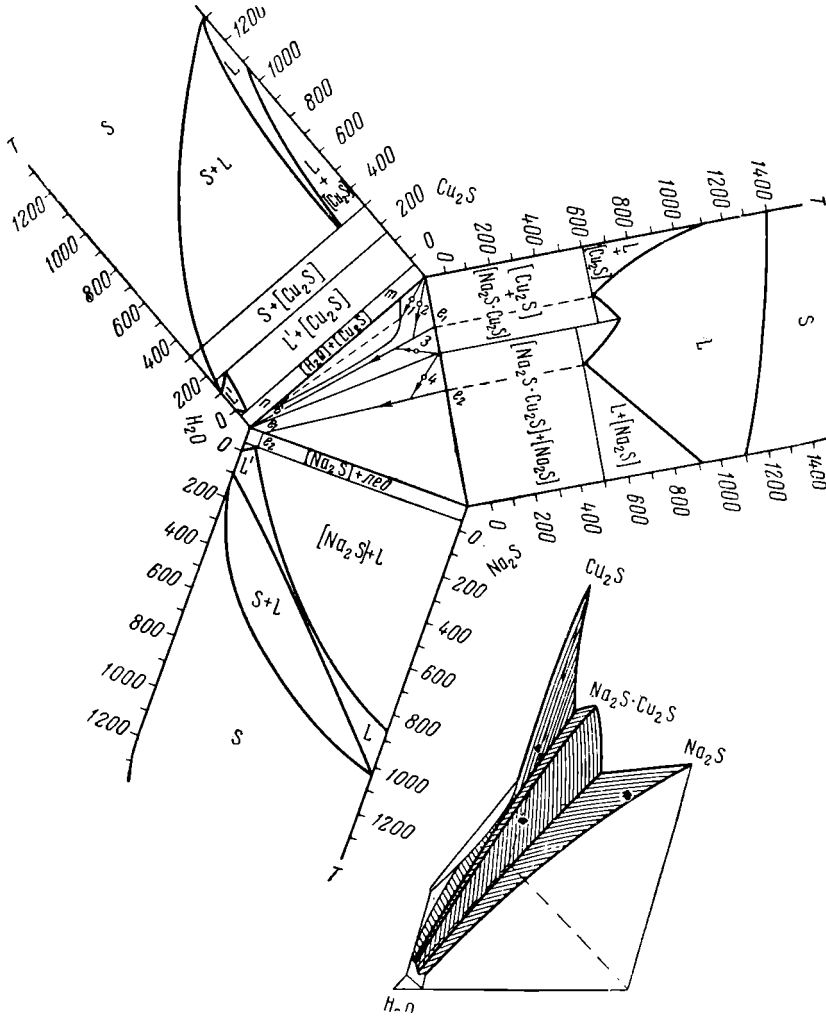


Рис. 41. *ТХ*-диаграмма системы $Cu_2S—Na_2S—H_2O$. По *М. Н. Годлевскому*

диаграммы рис. 41 следует, что в инвариантной точке при внешнем давлении, меньшем упругости пара, будет происходить выкипание расплава с образованием газовой фазы; последняя при конденсации даст гидротермальный раствор. По тройной диаграмме смешанного типа при обогащении расплава Cu_2S он будет переходить в раствор, и поля расплава и раствора соединятся. В первом случае поля сульфидного расплава и раствора резко разграничены, во втором, наоборот, соединены. При построении диаграммы по экспериментальным и расчетным данным М. Н. Годлевский исходит из того, что краевая система Cu_2S—Na_2S является конденсированной, и оба сульфида в расплавленном состоянии дают непрерывную смесимость, что система Na_2S—H_2O также обнаруживает такую же смесимость и что внешнее давление при рассмотрении третьей краевой системы H_2O—Cu_2S меньше упругости пара в четверной точке.

Таким образом, образование ликвационных медно-никелевых и платиновых месторождений является сложным и длительным процессом, протекающим в различных условиях глубинности. Выделяют два различных типа рудных образований: 1) бедные вкрапленные и шлировые тела и 2) богатые жильные тела и залежи.

Вкрапленные и шлировые рудные тела

Выделяются три типа вкрапленности: 1) вкрапленность ликвационная, наиболее интенсивная; 2) вкрапленность эмульсионная, реликтовая, оставшаяся на месте выделения «рудных капель»; 3) вкрапленность эпигенетическая, возникающая контактово-метасоматическим путем во вмещающих породах.

Формирование наиболее интенсивной ликвационной вкрапленности рассматривается как результат отделения сульфидного расплава из силикатной магмы при ее остывании и погружения рассеянных тяжелых капель этого расплава в придонные части застывавшего интрузива. По В. К. Котульскому и Д. Ф. Мурашеву, погружение сульфидных капель часто сопровождалось также и погружением наиболее рано выделявшихся кристаллов оливина. Тот факт, что ликвационная вкрапленность обычно располагается несколько выше нижнего контакта, находясь как бы в висячем положении, объясняется охлаждающим влиянием нижнего контакта его с вмещающими породами и приобретением магмой вязкости.

Мощность вкрапленников донных залежей по вертикали доходит до десятков метров, обнаруживая нередко постоянство состава. В некоторых месторождениях отмечается слабое увеличение с глубиной содержания меди.

Иногда наблюдаются два или несколько «горизонтов» сульфидных вкрапленников. В частности, нередко наблюдается вкрапленность в висячем боку интрузивов, обычно более обогащенная пиритом и не имеющая промышленного значения.

В донных залежах образуются не только вкрапленность сульфидов в виде шариков, но и шлиры или гнезда. При движении сульфидных

капель, обладающих бо́льшим удельным весом, чем оливин, они накапливаются в углублениях или изгибах почвы, образуя в глубоких резервуарах крупные скопления. На движение магмы в резервуаре при формировании интрузивов указывают не только расслоенность их и наличие эруптивных брекчий, но также и деформация сульфидных выделений с превращением шариков сульфидов в плоские лепешки, располагающиеся в направлении расслоения струй. В других случаях сульфидные шлиры дают «хвосты» сульфидных шариков, показывающих направление движения магм.

Сульфидная вкрапленность представлена преимущественно пирротином и халькопиритом. Некоторые «шарики» в верхней части сложены халькопиритом, а в нижней — пирротином. При метаморфизме пород и руд вкрапленность имеет иную форму, наблюдаясь в виде линзочек и коротких прожилочков. При этом отмечается более повышенное содержание меди и пониженное — никеля.

Характерными особенностями ликвационной вкрапленности являются ее каплеобразная форма и наличие оторочек из вторичных минералов. Последние представлены роговой обманкой, хлоритом, серпентином, тальком и карбонатом. Эмульсионная вкрапленность, по В. К. Котульскому, образуется позже ликвационной. Эпигенетическая вкрапленность обычно представлена менее интенсивно, развиваясь в породах висячего и лежачего бока.

Эпигенетические тела

Среди них выделяются два структурно-морфологических типа — пологие залежи и крутые секущие жилообразные тела. Приуročиваясь к тектоническим нарушениям, первые являются сплошными пластообразными залежами (рис. 42) или представлены мелкими разобщенными телами, иногда сопровождающимися брекчиями. Зоны брекчий нередко протягиваются на значительные расстояния, хотя не везде сопровождаются оруденением.

Залежи имеют часто значительные размеры. В глубину они прослеживаются на 1 *км* и более. По простиранию в наиболее крупном рудном районе Садбери в Канаде они имеют длину до 2 *км* при мощности до 100 *м*. Характерна приуроченность залежей к нижним контактам интрузивов, с которыми они генетически связаны.

Жилы Мончегорского месторождения выполняют трещины разрыва, имеющие контракционное происхождение, о чем говорит их форма (рис. 43). Вместе с тем они используют также и более крупные тектонические нарушения. На глубину жилы имеют значительно меньшее протяжение, чем по простиранию. Падение их почти вертикальное. Жилы располагаются выше донных залежей и нередко являются слепыми.

Важной особенностью рассматриваемого типа эпигенетических рудных образований является наличие тектонических, или резких, «припаянных» контактов с вмещающими породами, что указывает на полное затвердевание интрузива до образования этих тел. Поразн-

тельные факты цементирования сульфидной массой обломков пород и в том числе обломков поздних гранитов нельзя истолковать иначе, как результат внедрения сульфидного расплава уже на поздних стадиях формирования всего магматического комплекса и даже после этого.

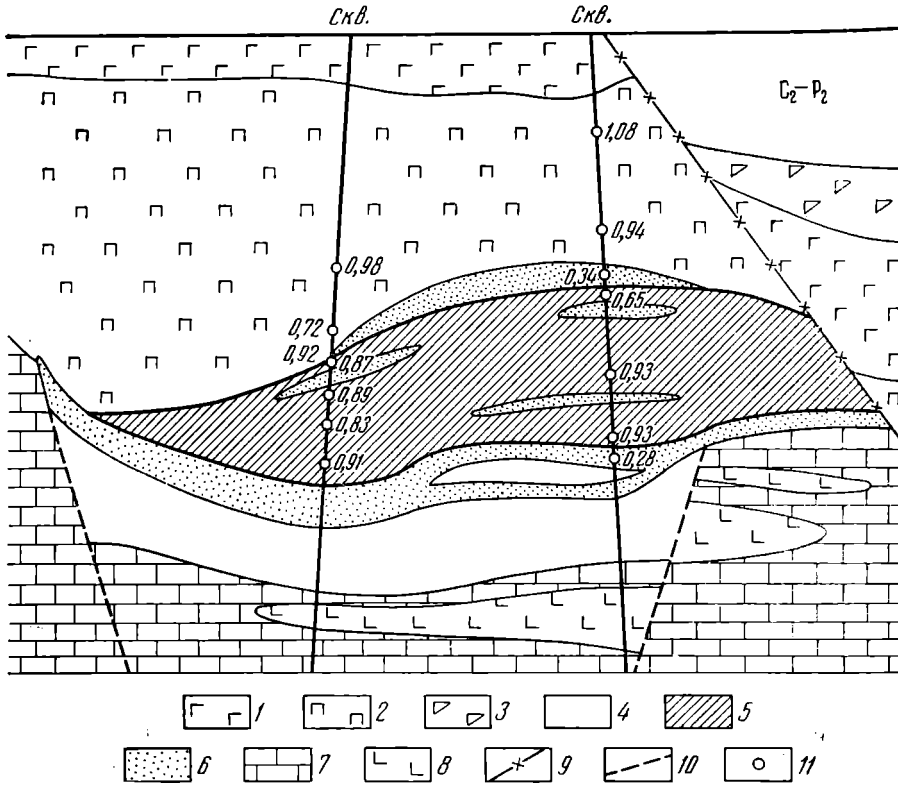


Рис. 42. Разрез через месторождение Талнах

1 — габбро-долериты: безоливиновые, оливиновые и оливинсодержащие; *2* — габбро-долериты: пикритовые, такситовые, контактовые; *3* — гибридно-метасоматические породы и пегматоидные габбро-долериты; *4* — альбитовые породы и альбитизированные песчаники $C_2—P_2$; *5* — сульфидная жила; *6* — гибридно-метасоматические кварц-полевошпатовые породы; *7* — известняки и гипс-ангидритовые породы D_3; *8* — недифференцированные долериты; *9* — сбросы, смещающие все породы и интрузив; *10* — сбросы, смещающие породы подошвы интрузива; *11* — точки отбора проб на изотопный анализ серы; цифрами отмечены значения δS^{34} сульфидов

Состав эпигенетических тел более сложный, чем вкрапленных. Выделяются жилы преимущественно пирротиновые, халькопиритовые, магнетитовые и смешанные. Пентландитовых жил не наблюдается, но пентландит нередко образует оторочки, особенно в магнетитовых жилах, или присутствует в виде порфировидных выделений в халькопирит-пирротиновой массе. В некоторых случаях отмечается присутствие арсенидов никеля и кобальта.

Иногда встречаются апатит и скаполит, а также оливин и пироксен. Присутствуют также кубанит, борнит, сперрилит ($PtAs_2$).

Кроме кобальта в рассеянном состоянии наблюдаются селен, теллур, а также вместе с платиной палладий, родий и рутений.

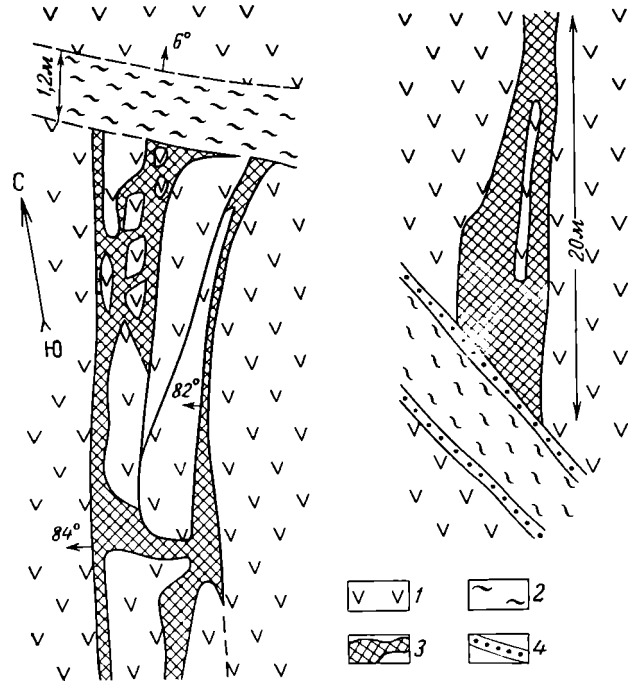


Рис. 43. Формы рудных жил Мончегорского месторождения
1 — боковые породы; *2* — рассланцованные породы; *3* — рудные жилы; *4* — глинка трения

А. Г. Бетехтин отмечает также, что в некоторых месторождениях данного типа установлены оловосодержащие минералы в виде станнопалладинита.

Геологическое положение, связь с интрузивами и структуры месторождений

Ликвационные медно-никелевые месторождения обычно приурочиваются к магматическим комплексам (часто стратифицированным) основного или ультраосновного — основного состава древних щитов, платформ и реже геосинклинальных зон. Очень характерным является сложный состав магматических комплексов, нередко первично расслоенных или представленных траповой формацией. Состав интрузий — нориты, габбро, габбро-диабазы, реже периодотиты,

пироксениты, анортозиты, гиперстениты. Более типичны породы, богатые MgO, но бедные CaO. В состав магматических комплексов иногда входят и кислые породы — кварцевые диориты и даже граниты и микрограниты (Садбери). Вопрос о формировании магматических комплексов различными авторами освещается по-разному, но большинство считает их результатом последовательного образования дифференцировавшихся при движении магм. Н. А. Елисеев, например, считает, что формирование рудоносного первично-расслоенного интрузива Мончи происходило путем последовательного истечения магмы и образования структур линейности, эруптивных брекчий, складок течения, будинажа, а затем зон милонитов и катаклазитов.

Глубина формирования комплексов в разных районах различна: в одних случаях глубина формирования комплексов значительная, в других, например в Норильском районе, магматические комплексы и руды формировались в близповерхностных условиях. В метаморфизованных комплексах Печенги основные интрузивы превращены в амфиболиты.

Форма материнских интрузивов весьма характерна. Обычно это пластообразные залежи различных размеров от очень больших лополитов (в Садбери лополит имеет площадь около 1800 $км^2$) до сравнительно небольших силлов. В некоторых случаях удается установить и корневые части пластообразных интрузивов в виде крутых трещинных тел, приуроченных к разломам и расколам фундамента. Состав первично-расслоенных интрузивов пестрый, часто это чередование перидотитов, пироксенитов, анортозитов и габбро-диабазов. В Садбери присутствуют кварцевые диориты и граниты. Для этих месторождений характерно расположение в основании дифференцированных массивов основных пород. Материнскими являются основные или ультраосновные породы.

Роль геологической структуры отражается как в форме интрузивов и интрузивной тектонике, так и в послеинтрузивных тектонических разрывах, формирующихся на фоне общего растяжения. В некоторых случаях имеются указания на наличие крупных доинтрузивных расколов, использованных внедрявшейся магмой (Монча).

Большое значение имеют тектонические разрывы, обусловившие формирование эпигенетических рудных тел. Нарушения, располагающиеся у контактов интрузива с вмещающими породами, часто осложнены зонами брекчий. Последние оруденевают отнюдь не повсеместно, а спорадически, причем преимущественно в участках соприкосновения с ультраосновными породами интрузивов. В ряде случаев отмечается приуроченность залежей к изогнутым участкам контактов серпентинизированных пород интрузивов и сланцев. Иногда рудные залежи секут контакты под острым углом. В краевых частях массива залежи имеют наклонное залегание, в срединных частях они чаще горизонтальны, имеют форму овальных плит. Крутые и вертикальные жилы, приуроченные к контракционным трещинам, часто имеют «припаянные» контакты, но иногда сопровождаются

Рудные формации	Характерные минеральные ассоциации	Генетический тип	Связь с магматизмом		Струк
			состав генерирующих комплексов	фации	рудоконтролирующие
Хромитовая	Хромшпинелиды	Ранне- и позднемагматические	Гипербазиты	Интрузивная плутоническая	Зоны глубинных разломов с гипербазитовыми комплексами
Платиновая	Сперрилит, самородные платина, иридий, осмий, хромит	То же	То же	То же	То же
Титаномагнетитовая (ильменитовая)	Титаномагнетит, ильменит, магнетит (халькопирит)	Позднемагматический	Основные интрузивы	» »	» »
Алмазоносная	Алмаз, пироп	Раннемагматический	Кимберлитовый	Вулканическая	Разломы
Апатит-магнетитовая	Магнетит, гематит, апатит	Магматически-ликвационный	Основные и субщелочные породы	То же	То же
Сульфидная медно-никелевая	Пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит	Магматически-ликвационный с гидротермальной минерализацией	Габбро, пикриты, гипербазиты	Плутоническая и вулкано-плутоническая	Контактовые разломы и зоны брекчий, трещины отрыва

в контактах бороздами скольжения, указывающими на перемещение.

Вмещающие породы представлены различными образованиями. Наряду с норитами, габбро-диабазами, перидотитами и другими основными породами, вмещающими донные залежи, эпигенетические тела наблюдаются в кварцевых диоритах и монцонитах, в основных эффузивах, сланцах, тектонитах и т. д. Изменения интрузивов носят автометаморфический характер и представлены серпен-

Таблица 5

матических месторождений

туры рудовмещающие	Вмещающие породы	Форма рудных тел	Текстуры	Промышленное значение	Примеры месторождений
Первичная стратификация и разрывные нарушения	Дуниты	Шлиры, пласто- и жилообразные тела	Вкрапленные и массивные	Очень важное	Кемпирсай, (СССР, Южный Урал)
Внутриинтрузивные нарушения	То же и гортонолито-пироксениты	Шлиры	Тонкая вкрапленность	То же	Нижний Тагил (СССР, Урал), Бушвельд (ЮАР)
Разрывные нарушения	Габбро, анортозиты, такситовые габбро	Дайко- и жилообразные тела и зоны вкрапленности	Массивные и вкрапленные	Важное	Кусинское, Качканар, Волковское, (СССР, Урал)
Трубки взрыва, диатремы	Кимберлиты	Трубчатая	Вкрапленные	Очень важное	Якутия, Южная Африка
Разрывные нарушения и вулканические структуры	Сиенит-порфиры и их туфы	Дайки, жилы, покровы	Массивные	То же	Кирунавара (Швеция), Лако-Сур (Чили), Капланчай (СССР)
Контактовые разломы и зоны брекчий, трещины отрыва	Габбро, пикриты, кварцевые диориты, брекчии	Пластообразные залежи, жилы, вкрапленники	Массивные, вкрапленные и прожилковые	» »	Талнах, Норильское, Печенга (СССР), Садбери (Канада)

тинизацией, развивающейся по перидотитам, а также хлоритизацией амфиболизацией, а иногда и карбонатизацией. Более интенсивно изменяются породы у контактов с эпигенетическими телами, однако и ликвационные «шарики» часто имеют каймы гидротермального изменения. Эти явления привлекают большое внимание и рядом исследователей истолковываются как доказательство гидротермального происхождения месторождений. Общая характеристика магматических месторождений показана в табл. 5.

Характерной особенностью рассматриваемой группы месторождений является весьма выдержанный состав руд, представленный главной ассоциацией минералов — пирротином, пентландитом, халькопиритом и иногда магнетитом. Эта ассоциация характеризуется диаграммой состав — парагенезис в системе Fe—Cu—Ni—S (рис. 44). Однако различия в формировании разных рудных образований выражаются в составе, строении и текстурных особенностях рудных тел.

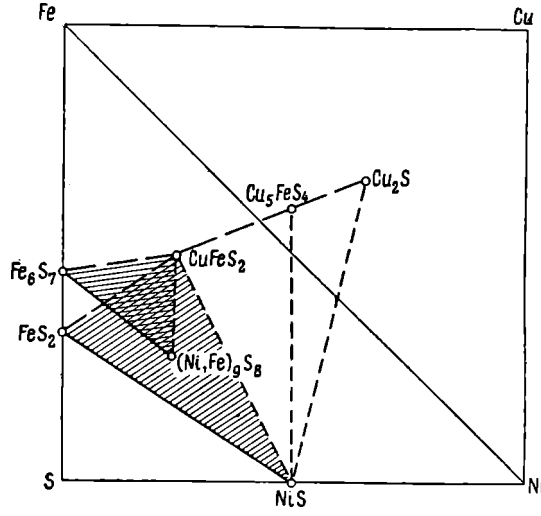


Рис. 44. Диаграмма состав — парагенезис в системе Fe—Cu—Ni—S. По *А. Г. Бетехтину*

Состав и характер вкрапленников сравнительно прост, они представлены преимущественно пирротином и халькопиритом. Гораздо более сложным составом отличаются руды эпигенетических тел. Изучение Г. И. Горбуновым, А. Д. Генкиным и другими минеральных парагенезисов показало, что для рассматриваемых месторождений большое влияние на состав руд оказывает глубина формирования месторождений. В месторождениях, образованных в близповерхностных условиях, в составе руд местами появляется более поздняя ассоциация, представленная никелистым пиритом, миллеритом, виоларитом и борнитом. Появление этой ассоциации обусловливается повышенным парциальным давлением серы, что показано в схеме минерализации месторождения Печенга (рис. 45). Нередко присутствует также сперрилит. Обычна примесь кобальта, селена, теллура, а также палладия, рутения и родия. В виде еще более поздней ассоциации иногда встречаются герсдорфит, маухерит, сфалерит, галенит, реже кварц и карбонат.

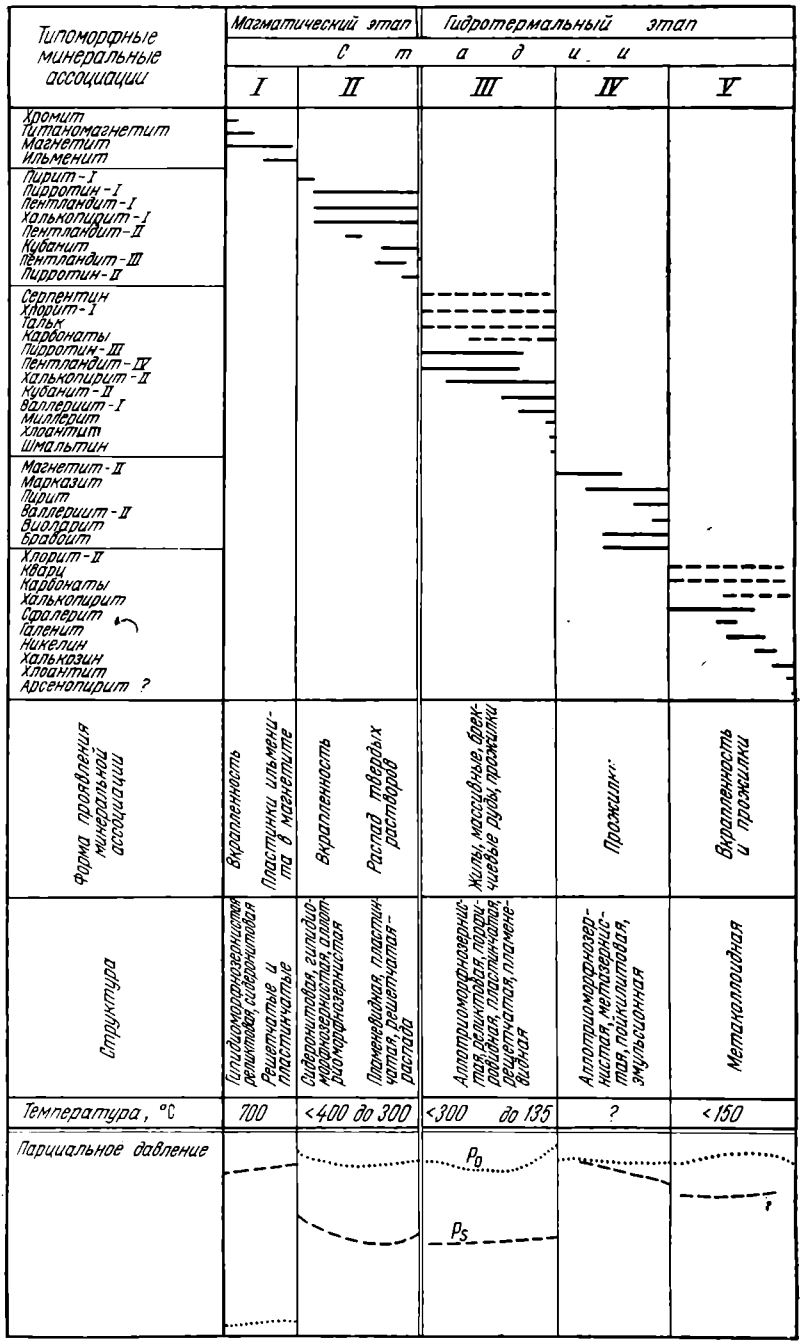


Рис. 45. Схема минерализации месторождений Печенгского рудного района (с упрощением). По *О. Е. Юшко-Захаровой*.

P_O — парциальное давление кислорода; P_S — парциальное давление серы

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив и генезис месторождений хромистого железняка вообще. В сб. «Хромиты СССР». М., Госгеолиздат, 1937.

Бобриевич А. П. и др. Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. «Геология рудных месторождений», 1959, № 2.

Заварицкий А. Н. О фузивных магматических месторождениях. Изв. АН СССР. серия геол., 1937, № 4.

Иванов А. А. и Латыш И. К. О магматических рудных месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.

Кравченко Г. Г. К вопросу о структурных условиях формирования хромитовых месторождений Кемпирсайского массива. «Геология рудных месторождений». 1962, № 4.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Тр. ИГН, вып. 97, М., изд-во АН СССР, 1948.

Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. В сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Перевод Я. И. Ольшанского и И. А. Островского. М., изд-во иностр. лит., 1954.

Hawley J. E. Upside-down zoning of Froad Sudbury. Econ. Geol., vol. 60, No. 3, 1965.

Vogt J. H. Magmas and ignies ore deposits. Econ. Geol., vol. 21, No. 3, 4, 5. 1926.

Глава VI

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматитовыми называются месторождения, образующиеся при формировании пегматитов, являющихся промежуточными образованиями между магматическими породами и рудными жильными телами. Будучи тесно пространственно и генетически связаны с магматическими породами, они характеризуются тождественным с ними составом, отличаясь малыми размерами тел и типичными чертами внутреннего строения. Последние выражаются в образовании пегматитовых структур, представляющих собой характерные прорастания кварца и калишпата (эвтектика с соотношениями 74% кварца и 26% калишпата), часто с крупными выделениями минералов, в том числе редких, и в дифференцированном зональном строении.

По составу выделяются гранитные, щелочные и основные пегматиты. Промышленные месторождения редких и радиоактивных металлов связаны с гранитными и щелочными пегматитами, а месторождения слюды и керамического сырья — только с гранитными. Пегматитовые месторождения являются важным источником получения таких редких металлов, как литий, тантал, бериллий, и отчасти урана, тория, редких земель, слюды, керамического сырья.

Пегматиты располагаются как в эндо- или экзоконтактовых зонах интрузивных массивов, так и вне непосредственной связи с ними. В первом случае они представляют собой эпигенетические тела преимущественно жилообразной формы, во втором — являются метасоматическими образованиями.

Пегматиты обычно не сопровождаются околопегматитовыми изменениями вмещающих их пород. Метасоматоз развивается только в теле самих пегматитов, обусловливая характерные черты их внутреннего строения. Именно эти черты и являются основой представлений об их происхождении.

По структурно-текстурным особенностям выделяют простые, или письменные пегматиты первичной кристаллизации, используемые для получения керамического сырья, и дифференцированные, или замещенные пегматиты, в которых интенсивно проявлены процессы замещения. С последними связаны наиболее важные в практическом отношении месторождения редких металлов и других полезных ископаемых.

Пегматиты как геологические тела

Пегматиты представляют собой своеобразные геологические тела, отличающиеся от интрузивных пород крупнозернистостью входящих в их состав минералов (иногда встречаются кристаллы гигантских размеров), наличием графических прорастаний кварца и микроклина, нередко проявленной зональностью и присутствием минералов, содержащих летучие вещества (бор, фтор, хлор, фосфор и т. п.) и редкоземельные элементы. В большинстве случаев пегматиты ассоциируют с массивами гранитоидов или щелочных пород и имеют с ними близкий состав. Например, с гранитами связаны гранитные пегматиты, с сиенитами—сиенитовые, с нефелиновыми сиенитами — нефелин-сиенитовые и т. п. Менее распространены пегматиты, ассоциирующиеся с основными и ультраосновными интрузивами.

Особенностью пегматитов является также их связь с абиссальными, в меньшей мере с гипабиссальными интрузивами. В ассоциации с близповерхностными субвулканическими интрузивами пегматиты не встречаются, поэтому пегматиты рассматриваются как глубинные образования, формировавшиеся на глубинах от 10 до 4 *км*.

По характеру залегания и отношению к вмещающим породам различают пегматиты и пегматоидные образования эпигенетические с резкими контактами и шлировые — без резких контактов, которые часто рассматриваются как сингенетические с вмещающими их породами. Формирование таких пегматитов было, вероятно, существенно различным. Г. Г. Родионов, И. Н. Тимофеев и другие выделяют следующие типы продуктивных пегматитовых полей: поля поперечносекущих жильных тел и их «цепочек», поля согласных и диагональносекущих жил, и комбинированные поля. Во многих случаях пегматиты образуют огромные по протяженности пегматитовые пояса.

Теоретическое обоснование пегматитового процесса

Наиболее раннее и широко распространенное теоретическое обоснование образования пегматитов было дано А. Е. Ферсманом. Свою гипотезу он обосновал диаграммой состояния бинарной системы второго типа по П. Ниггли, состоящей из легколетучего (А) и труднолетучего (В) компонентов (см. рис. 26). Максимальное давление остаточного пегматитового расплава отвечает составу, обогащенному компонентом В. А. Е. Ферсман трактовал образование пегматитов как процесс последовательного минералообразования в широком температурном интервале от 900 до 100° С. По его мнению, этот процесс протекал в относительно замкнутой физико-химической системе, в которой эволюция остаточного магматического расплава, обогащенного летучими компонентами, совершается без существенного поступления в нее из глубины дополнительного материала. В связи с этим А. Е. Ферсман, во-первых, допускал неограниченную растворимость легколетучих соединений в силикатной магме, во-вторых, не придавал большого значения явлениям метасоматоза, а также и тектонике.

В соответствии со своими представлениями А. Е. Ферсман весь пегматитовый процесс разделял на ряд геофаз, характеризующихся определенными комплексами минералов. А. Е. Ферсман полагал, что образование пегматитов происходит последовательно из остаточной магмы (геофазы А, В и С), затем из надкритического газового раствора (геофазы Д—E,G) и завершается образованием минералов из жидкого водного раствора (геофазы Н, J, К) в процессе эволюции одной и той же порции остаточной магмы, обогащенной летучими компонентами. Многие исследователи рассматривают пегматитовый процесс как дальнейшее развитие магматического процесса, но при этом бóльшее значение придают трещинообразованию и процессам замещения.

По другой гипотезе образование пегматитов рассматривается как открытая или частично открытая физико-химическая система, когда в процессе их формирования происходит дополнительное поступление газовых и гидротермальных растворов по образующимся в них трещинам. При образовании пегматитов связь их с материнской интрузией не теряется, и поступающие дополнительно растворы влияют на ход формирования пегматитов, особенно на поздних стадиях и в верхних их частях. Это ярко выражается в явлениях метасоматоза, широко распространенных в пегматитах. Данная гипотеза разработана А. Н. Заварицким и в дальнейшем развита В. Д. Никитиным. Большое значение метасоматозу при образовании пегматитов придают также Д. С. Коржинский и некоторые другие исследователи. В теоретических представлениях указанных исследователей отчетливо выступает и большая роль тектоники, поскольку, как установлено, наиболее важные в практическом отношении пегматиты образовались на фоне развивавшихся тектонических нарушений. Вместе с тем различные исследователи, отводя в общем большую

роль метасоматическим явлениям, по разному оценивают их масштаб и значение в образовании пегматитов.

А. Н. Заварицкий, рассматривая физико-химическую сторону образования пегматитов, пришел к выводу о важной роли газовых растворов, возникающих при кристаллизации магмы. В связи с этим он вовсе отрицал наличие пегматитовой остаточной магмы, обогащенной летучими компонентами, указывая на ограниченную их растворимость, вытекающую из экспериментальных данных Р. В. Горансона. Основываясь на изобарических диаграммах систем с летучими компонентами, А. Н. Заварицкий сделал следующие выводы о развитии магматического процесса. Если внешнее давление выше максимальной упругости пара, то магма, обогащаясь при кристаллизации летучими, непрерывно переходит в водные растворы. Если же внешнее давление не исключает возможности вскипания и остается постоянным, то кристаллизация нелетучего компонента B происходит в два прерывных этапа: кристаллизация минералов из жидкой фазы приводит в точке m к ретроградному кипению с отделением газовой фазы состава n, а затем продолжается кристаллизация тех же минералов из газовой фазы. Процесс завершается после ожижения газовой фазы эвтектической кристаллизацией (рис. 46). В другом случае, если давление возрастает при ретроградном кипении и достигает критического, то в закрытой системе после начала кристаллизации компонента B состав жидкой фазы с падением температуры будет изменяться. Изменится также и состав газовой фазы и, постепенно сближаясь, эти составы в точке O становятся одинаковыми. Давление в этой точке достигнет критической величины. При этом охлаждение происходит в условиях постоянного объема, когда расплав будет находиться в равновесии с газовой фазой в широком интервале температур. А. Н. Заварицкий полагает, что застывание расплава в этом случае завершается выделением газовой фазы, причем она будет находиться в равновесии с ранее выделившимися минералами. Такая фаза будет насыщена компонентами этих же минералов. Необходимость появления такого насыщенного газового раствора, под воздействием которого происходит перекристаллизация породы с образованием крупных кристаллов, и представляет сущность толкования генезиса пегматитов. А. Н. Заварицким. Реакция допускаемого им газового раствора с породами приводит к образованию кварца и полевого шпата не только за счет компонентов раствора, но и за счет боковой породы.

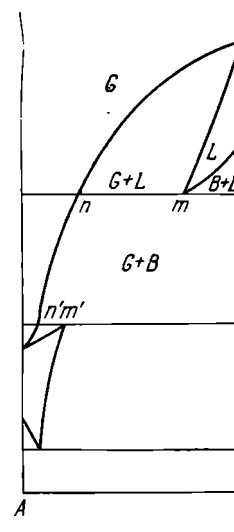


Рис. 46. Изобарическая диаграмма бинарной системы, характеризующая кристаллизацию расплава с выделением газовой фазы. По *А. Н. Заварицкому.*

В дальнейшем закрытая система, в которой протекает данный процесс в первой стадии, превращается в открытую. Газовый раствор диффундирует через боковые породы и, подвергаясь фракционной дистилляции и изменяя свой состав, взаимодействует с отложенными минералами. В связи с этим равновесие нарушается, что и приводит к развитию метасоматических явлений и к образованию сложных многозональных пегматитов. В эту вторую стадию, по мнению А. Н. Заварицкого, и происходит выделение растворенных рудных веществ, в частности редких элементов.

Представления А. Н. Заварицкого в общем увязываются с условиями нахождения пегматитов в гранитоидах, однако, исходя из них, трудно объяснить случаи залегания пегматитов в чуждых породах экзоконтактовых зон, например в осадочных, а также тот факт, что часто пегматиты имеют резкие интрузивные контакты. Поэтому новая теоретическая основа пегматитового процесса в данной гипотезе потребовала объяснения и этих фактов. Такое объяснение дает В. Д. Никитин, который полагает, что пегматиты образуются за счет перекристаллизации и метасоматического преобразования не простых пегматитов, а жильных пород гранитного состава. По его мнению, наблюдающиеся идиоморфные зерна рудных редкометальных минералов представляют собой не первичные выделения пегматитовой магмы, а порфиробласты, метасоматически возникшие в ранее существовавшей породе гранитного состава. Он считает, что пегматиты представляют собой продукт не первичной последовательной кристаллизации расплава или раствора, а результат переработки уже ранее существовавших кристаллических пород путем их перекристаллизации и метасоматического изменения. Выделяя стадии преобразования первичных пород в пегматит, альбитизацию и образование акцессорных рудных минералов, которые рассматриваются как метасомы, все эти последовательные стадии он считает протекающими в открытой системе. При этом большую роль он отводит процессам внутриминерализационного трещинообразования, явлениям выщелачивания в пегматитах и регенерации.

В настоящее время широко распространены представления В. А. Николаева, В. С. Соболева, К. К. Ландеса и других. Согласно этим представлениям пегматиты образуются сложным путем — вначале из магмы в условиях относительно закрытой системы, давая простые пегматиты первичной кристаллизации, а затем в результате дальнейшего поступления растворов, приводящих к метасоматическому замещению ранних минералов более поздними, происходит образование продуктивных дифференцированных пегматитов.

Геологические условия образования пегматитовых месторождений

Главнейшим условием образования пегматитов является внедрение крупных интрузий гранитоидных или щелочных пород, являющихся для них материнскими. Поэтому пегматиты обычно тесно

пространственно и генетически связаны с массивами этих пород, располагаясь в эндоконтактовых частях или экзоконтактовых зонах. Образуя пегматитовые поля (рис. 47) и целые пояса, пегматиты наиболее широко распространены в древних докембрийских кристаллических массивах, менее — в районах палеозойских и мезозойских гранитных массивов и совсем незначительно развиты в молодых кайнозойских интрузивах, где они встречаются в виде единичных тел или небольших групп. Крупные пояса и поля пегматитов известны в Саянах, Прибайкалье, Центральной Сибири, Карелии, Калбинском хребте, на Алтае, а в зарубежных странах — в Нигерии, Бразилии, США (штаты Мэн, Северная и Южная Каролина) и др.

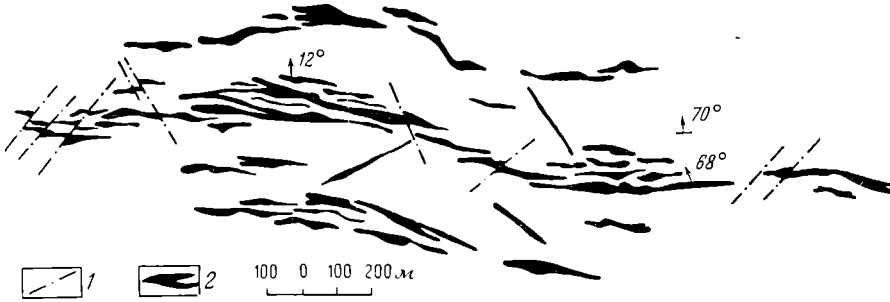


Рис. 47. Пегматитовое поле согласных пегматитовых жил. По *А. С. Назаровой, Г. Г. Родионову и И. П. Тимофееву*

1 — линии сдвиговых нарушений; *2* — пегматитовые жилы

Гранитные пегматиты часто связаны с гранитными массивами складчатых зон. Этим объясняется большое протяжение (сотни километров) многих пегматитовых поясов. Выше было указано, что по отношению к вмещающим породам среди пегматитов различают сингенетические шлировые и эпигенетические тела. Последние особенно характерны и многочисленны, причем в отличие от первых они образуются не только в интрузивном массиве, но и за его пределами во вмещающих породах различного состава. Наиболее обильны пегматиты в верхних частях массивов с пологой кровлей и менее распространены в тех их частях, где наблюдаются крутые контакты. При формировании сложных интрузивных комплексов пегматиты иногда образуются в связи с последовательными интрузиями, давая несколько генераций пегматитовых тел, различающихся по металлоносности. Встречаются случаи пересечения пегматитами друг друга в связи с повторным поступлением пегматитового материала.

Влияние вмещающих пород

Изучение пегматитов показывает, что вмещающие породы оказывают влияние на формирование главным образом шлировых сингенетических пегматитов и в меньшей мере пегматитов эпигенетических.

Однако в ряде случаев и для последних влияние вмещающих пород выступает достаточно отчетливо.

По взаимодействию пегматитов с вмещающими породами А. Е. Ферсман разделял пегматиты на две группы: пегматиты чистой линии, без заметных явлений ассимиляции материала вмещающих пород, и пегматиты скрещения, заимствовавшие при своем формировании те или иные компоненты из вмещающих пород. В абиссальных условиях, в частности при образовании слюдяных пегматитов, нередко происходит переработка вмещающих пород до превращения их в пегматиты, имеющие нацело метасоматическое происхождение. Такие пегматиты описаны И. Н. Тимофеевым и В. Д. Никитиным. Большое значение переработки вмещающих пород с образованием плагиоклазовых урансодержащих пегматитов и целых пегматизированных мигматитовых зон отмечалось в районе Шарлебуа и Бенкрофт в Канаде. Образование ураноносных и редкоземельных пегматитов в этих условиях объясняется геохимической близостью урана и редких земель с такими элементами как Са, и способностью их к изоморфному вхождению в кристаллические решетки ряда минералов, например апатита, сфена и др. При этом отчетливо видно влияние таких вмещающих пород, как мраморы, амфиболиты, сказывающееся главным образом в периферических частях пегматитовых тел вблизи контактов.

В эпигенетических пегматитовых телах вмещающие породы влияют только на приконтактовые части пегматитовых тел. В ряде случаев отмечается также изменение вмещающих пород вблизи пегматитов, но обычно такое изменение не интенсивно. В сложных пегматитах изменения вмещающих пород происходят иногда в связи с различными стадиями их формирования. А. С. Назарова указывает, например, что при внедрении пегматитового расплава вмещающие амфиболиты подвергаются биотитизации и турмалинизации, а при альбитизации происходит вынос лития с образованием гольмквистита и протолитионита.

Структуры пегматитовых месторождений

Структурные условия определяют особенности формирования пегматитов и их форму. Выделяют пегматиты синхронные со складчатостью и пегматиты послескладчатые. Наиболее важные типы редкометальных пегматитов приурочены к разрывным нарушениям, наложенным на складчатые структуры.

Пегматиты образуются в трещинах скола, косо ориентированных к осям складок, в трещинах разрыва, в сбросо-сдвигах, надвигах, пластовых отслоениях и других типах разрывных нарушений. А. И. Гинзбург указывает, что пегматиты многих пегматитовых полей приурочены к сколовым трещинам, причем жилы обычно залегают согласно с направлением основных структур и их простирание в общем совпадает с вытянутостью гранитных массивов. Пегматиты, приуроченные к трещинам разрыва, более редки и имеют меньшее

значение. Во многих случаях пегматиты образуют пояса, протягивающиеся согласно с общей структурой района, а в слоистых и рассланцованных породах, и особенно в мигматитах и гнейсах образуют серии многочисленных согласно залегающих жил.

Г. Г. Родионов, И. Н. Тимофеев и другие выделяют различные морфологические типы пегматитовых тел (рис. 48). Широко распространены плитообразные пегматиты различных размеров, выдержан-

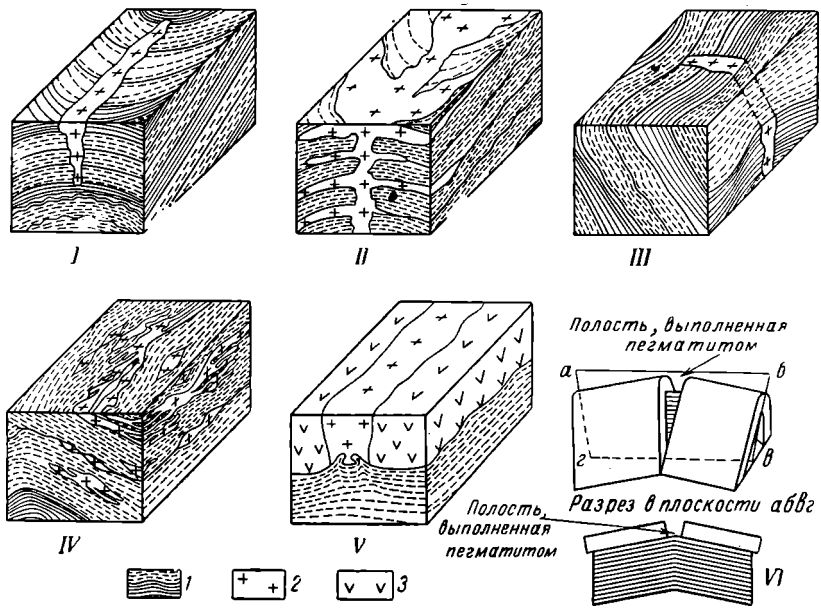


Рис. 48. Формы пегматитовых тел. По *Г. Г. Родионову* и др.

I — продольно-секущая жила, расположенная в замковой области антиклинальной складки; *II* — продольно-секущая жила с пластовыми апофизами; *III* — поперечно-секущая жила, расположенная в замковой области частной поперечной складки; *IV* — согласная жила с апофизами, четки и линзы; *V* — межбудинная жила в габбро; *VI* — поперечная жила на перегибе шарнира складки
1 — гнейсы; *2* — пегматиты; *3* — габбро

ные по простиранию и падению, еще чаще встречаются жилы с раздувами и линзовидные тела, реже наблюдаются штоки и трубообразные тела. Иногда встречаются и седловидные жилы.

Размеры пегматитовых тел самые различные. В одних и тех же пегматитовых полях встречаются жилы длиной от нескольких метров до многих сотен и даже тысяч метров при мощности от нескольких сантиметров до десятков метров. Таким образом, разрывные нарушения играли важную роль в пегматитообразовании, причем оно происходило преимущественно в жесткой среде после складчатых движений и проявлений метаморфизма вмещающих толщ, а также после образования жильных отщеплений. Вместе с тем в формировании пегматитовых месторождений большое значение имели

внутриминерализованные нарушения, обусловившие текстурные особенности пегматитовых тел и их разновременные генерации. Этому вопросу большое внимание уделили К. А. Власов, В. Д. Никитин и др.

Текстурные особенности пегматитов

Образование пегматитовых месторождений — сложный многостадийный процесс. В одних случаях происходило внедрение лишь пегматитового расплава, который, кристаллизуясь в условиях относительно закрытой системы, приводил к образованию простых

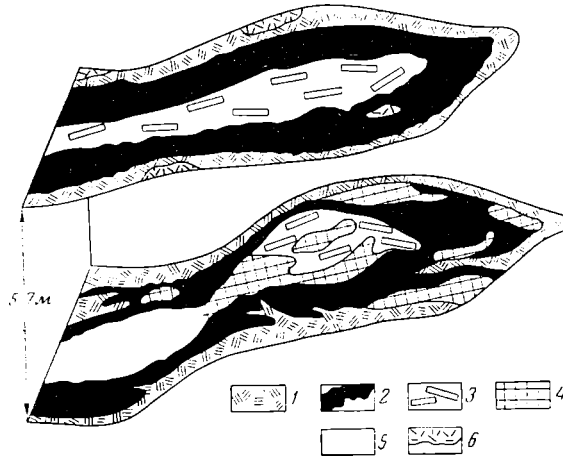


Рис. 49. Зональность замещенного сподумен-альбитового пегматита. По *А. А. Беусу*

Зоны: *1* — кварц-мусковитовая; *2* — сподуменовая; *3* — кварц-сподуменовая; *4* — микроклиновая; *5* — кварцевое ядро; *6* — грейзеновая

пегматитов с характерной пегматитовой структурой; такие пегматиты образовались в одну стадию и практически редкометального оруденения не несут. В других случаях после внедрения пегматитового расплава по тем же путям поступали растворы, приводившие к метасоматическому замещению и образованию новых минеральных ассоциаций в условиях относительно открытой системы. Таким образом, в две или несколько стадий формировались сложные пегматиты с многозональным строением, часто с крупными размерами образующихся минералов. Например, кристаллы сподумена в Забайкалье достигают 2 *м*, флогопита в Слюдянке (Прибайкалье) 1 *м*, мусковита из Якутии 3 *м*. Известны отдельные кристаллы берилла из Намаквaленда (Южная Африка) весом до 30 *т*, колумбита свыше 1 *т* и др. Наиболее крупные кристаллы и крупнозернистые текстуры приурочены к срединным зонам пегматитовых жил и их верхним частям.

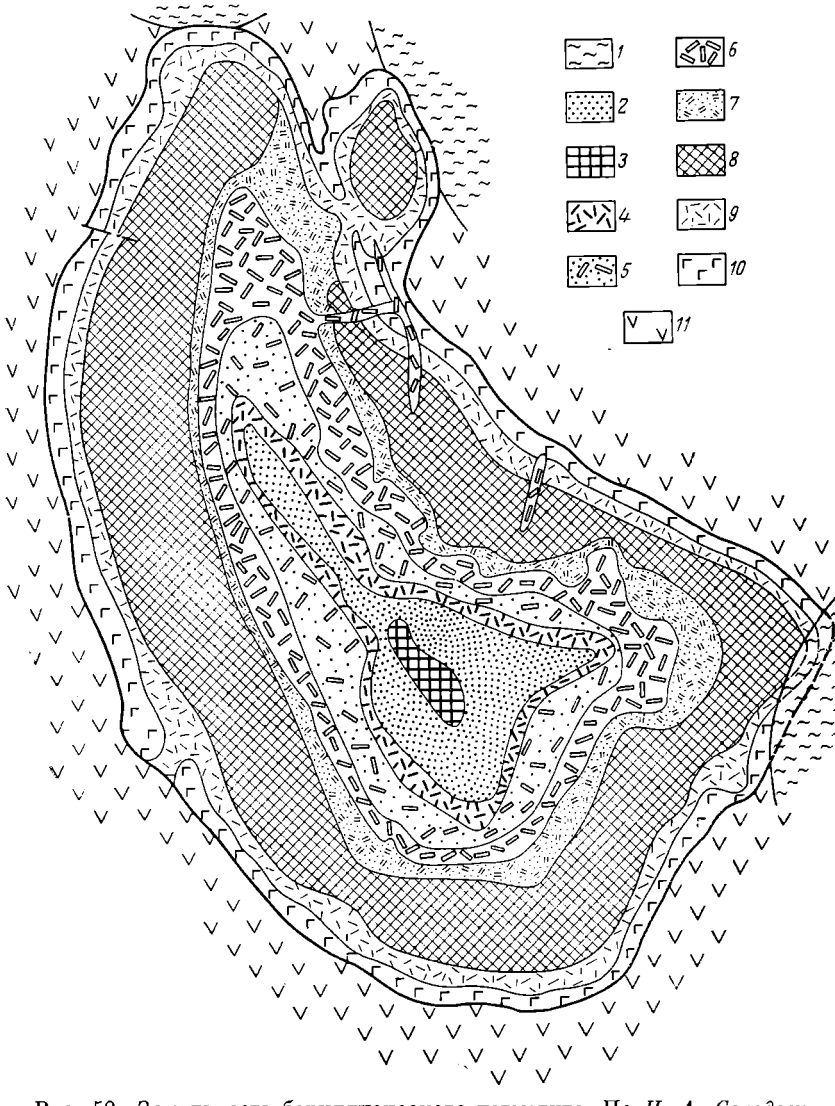


Рис. 50. Зональность бериллиеносного пегматита. По *И. А. Солодову*

1 — блоковый кварц; *2* — лепидолитовая зона; *3* — зона блокового микроклина II; *4* — зона пластинчатого альбита; *5* — кварц-сподуменовая зона; *6* — клевеландит-сподуменовая зона; *7* — зона кварц-мусковитовых гнезд; *8* — зона блокового микроклина I; *9* — зона гнезд мелкозернистого альбита; *10* — графическая кварц-микроклиновая зона; *11* — габбро

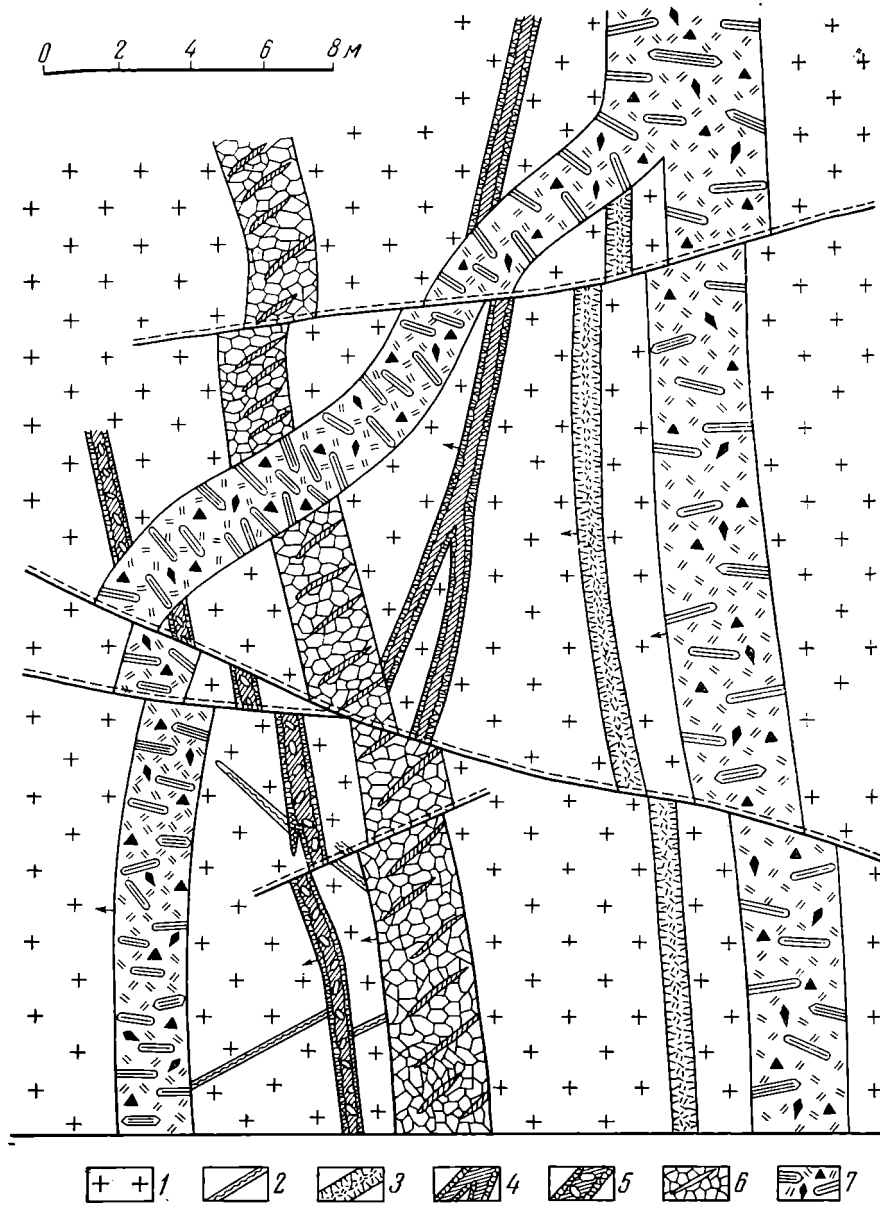


Рис. 51. Пересечение пегматитовых жил разного состава
По *В. И. Кузнецову*

1 — граниты; *2—3* — турмалиновые пегматиты; *4—5* — зональные микроклин-кварцевые пегматиты; *6* — альбитизированные кварц-микроклиновые пегматиты; *7* — сподуменовые пегматиты

Отмечается прямая связь между степенью дифференцированности и развитием в них явлений замещения, с одной стороны, и степенью их продуктивности, особенно в отношении редкометальных их разновидностей, с другой. Вместе с тем в строении пегматитов отмечается большая неравномерность. Наряду с зональными, нередко симметрично-зональными участками (рис. 49, 50), развиваются нерезко выраженные зоны; в одних частях пегматитов редкометальные минералы дают скопления, другие почти лишены их. Во многих случаях оруденение приурочено только к отдельным зонам или имеет гнездообразный характер. Встречаются также пегматиты нескольких генераций (рис. 51).

Как отмечают К. А. Власов и А. А. Беус, неоднородность строения пегматитов более резко выступает в вертикальном разрезе, где иногда наблюдается закономерная смена минеральных парагенезисов. При этом в их нижних корневых частях наблюдаются наименее дифференцированные разности, а в верхних — более дифференцированные и поэтому наиболее продуктивные. К. А. Власов полагал, что такие текстурно-парагенетические особенности строения пегматитов отражают последовательные стадии их формирования.

Соотношения пегматитов и гидротермальных рудных жил

Для понимания процесса образования пегматитовых месторождений важное значение имеет вопрос о соотношении пегматитового и гидротермального процессов. По этому вопросу существует две различные точки зрения: согласно одной из них пегматитовый и гидротермальный процессы развиваются самостоятельно и как бы параллельно; согласно другой пегматитовый процесс в ходе остывания интрузива закономерно сменяется гидротермальным, занимая промежуточное положение между процессами образования изверженных пород и рудных жил.

Геологические наблюдения над пегматитовыми и гидротермальными месторождениями показывают, что обычно они пространственно разобщены и лишь изредка проявляются вместе. Такой антагонизм в одних случаях объяснялся характером вмещающей среды и, в частности, различиями в их проницаемости, в других — тектоникой. Описанные примеры перехода пегматитовых жил в гидротермальные (И. Сперр, Е. И. Доломанова, И. Ф. Григорьев и др.) являются чрезвычайно редкими и допускают различное толкование. А. И. Гинзбург и Д. И. Горжевский указывают, что в случаях принадлежности пегматитов и рудных жил к одному и тому же интрузивному комплексу пегматиты обычно связаны с нормальными биотитовыми или роговообманко-биотитовыми гранитами, а рудные жилы — с иными по времени внедрения мусковитовыми и аляскитовыми разностями их, обычно менее глубинными и более поздними. Более того, и тектонические пути пегматитообразующих и собственно гидротермальных растворов обычно различны. Все эти данные приводят к выводу о том,

что пегматиты и рудные жилы не представляют собой непрерывного ряда образований и что источники соответствующих растворов были, по-видимому, различными. Однако наиболее вероятным объяснением антагонизма пегматитовых и гидротермальных месторождений является различная глубина их формирования: пегматитовые, как правило, формировались на бóльших глубинах.

Геохимические особенности пегматитового процесса

Рассматривая процесс развития магматизма и формирования глубинных гранитоидных комплексов, можно заключить, что пегматитовый процесс является логическим завершением их образования. Это особенно подчеркивается геохимической эволюцией компонентов, участвующих в этих процессах.

А. И. Гинзбург рассматривает пегматитовый процесс как результат дальнейшей эволюции интрузивных комплексов, обусловленной поведением щелочей и летучих. С этим связана не только качественно, но и количественно рудоносность пегматитов. Например, при обогащении в благоприятных геохимических условиях (изоморфное вхождение в силикаты) материнских гранитов бериллием или литием пегматиты бывают обеднены ими и наоборот. В ходе развития пегматитового процесса происходит закономерная смена минеральных парагенезисов, отражающая геохимическую его эволюцию. В формировании пегматитов указанный автор выделяет следующие геохимические этапы.

1. Кальциево-натриевый, развивающийся в более глубинных пегматитах в связи с ассимиляцией из вмещающих пород Ca, Fe, Mg и Ti, характеризуется широким развитием плагиоклаза; образуются также биотит, сфен, ортит, магнетит, ильменит, гранат ряда альмандина—пиропа, апатит. В связи с геохимической близостью с кальцием нередко выделяются TR, Th, U, изоморфно замещающие его, с магнием и двухвалентным железом — Se, Zn и др. Нередко выпадает монацит, реже ксенотим.

2. Калиевый этап представлен почти во всех типах пегматитов и вначале выражен интенсивным отложением микроклина. Этап отличается высокой концентрацией кремнезема и весьма низкой редких металлов, что обусловливает его ничтожную продуктивность. Однако в конце этапа в связи с явлениями гидролиза образуются кварц и мусковит по микроклину, выпадают турмалин, берилл, ильменорутил, колумбит, уранинит, некоторые редкоземельные фосфаты и тантало-ниобаты с иттриевыми землями.

3. Литиевый этап проявляется в образовании скоплений сподумена, достигающих при высокой исходной концентрации лития до 25% общей минеральной массы пегматита. При низких концентрациях лития он входит в состав других минералов, например трифилина, литийсодержащего турмалина, берилла и др. Данный этап развивается лишь в микроклиновых пегматитах со слабо выраженным более ранним кальциево-натриевым этапом и значительно развитым последующим натриевым этапом.

4. Натриевый этап характеризует резкое изменение геохимических условий, когда ранее выделившиеся минералы становятся неустойчивыми и начинают интенсивно замещаться альбитом. В связи с этим растворы обогащаются калием, литием, кремнием, рубидием, бериллием, танталом, ниобием и другими элементами, которые в дальнейшем снова могут выпадать.

5. Поздний калиевый этап выражается в широком развитии мелкочешуйчатых слюд типа мусковита, содержащих некоторое количество лития, рубидия и цезия. Этот этап представляет по существу проявление грейзенизации. При высокой концентрации лития вместо этого этапа или вслед за ним развивается калиево-литиевый этап, характеризующийся развитием лепидолита в ассоциации с рубеллитом, топазом, амблигонитом ($LiAl\,[PO_4]\,F$), микролитом $(Na, Ca)_2\,(Ta, Ti)_2\,O_6\,(F, OH)$, данбуритом $CaB_2\,[Si_2O_7]\,O$, поллуцитом $Cs\,[AlSi_2\,O_6]$ и др.

В общем ходе пегматитового процесса увеличивается содержание кремнезема и марганца, отношение Rb : K и уменьшается содержание Ca, Mg, Ti, Sc, редких земель, а также отношение редких земель цериевой группы к иттриевой.

Редкометальное оруденение связано с изменением режима щелочности — кислотности, что имеет место после прекращения отложения полевых шпатов и в связи с отложением кварца в начале и конце натриевого этапа.

Классификация пегматитовых месторождений

Классификация пегматитовых месторождений давалась разными авторами. А. Е. Ферсман выделял типы пегматитов, основываясь на разработанной им схеме развития пегматитового процесса. Однако в связи с условностью выделенных им фаз эта классификация в настоящее время применяется мало. Ряд исследователей основывает классификацию пегматитовых месторождений на признаках их текстур и минерального состава. А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов в основу классификации положили физико-химический фактор, характеризующий глубину их образования. Они выделяют четыре группы пегматитовых месторождений: 1) редкоземельные пегматиты, образованные на глубине 8—9 *км*; 2) мусковитовые — на глубине 5—8 *км*; 3) редкометальные пегматиты — на глубине 4—6 *км*; 4) занорышевые пегматиты — на глубине 3 *км*.

В. И. Смирнов выделяет следующие пегматиты: 1) простые керамические; 2) перекристаллизованные слюдоносные и кварц-полевошпатовые; 3) метасоматически замещенные редкометальные; 4) десилицированные корундоносные.

Беря в основу формационный признак и глубинность, отражающие физико-химические условия наиболее рациональной можно считать следующую классификацию пегматитовых месторождений:

I. Пегматитовые месторождения гранитных формаций (гранитные пегматиты).

1. Редкоземельные пегматиты. Соответствуют гранулитовой фации метаморфизма. Выделяются минеральные типы: монацитовый в кварц-микроклиновых пегматитах, ортитовый — в плагиоклаз-кварц-микроклиновых пегматитах, связанных с аляскитами, ниобиево-редкоземельный с иттриевыми землями с ниобатами, иттриалитом, таленитом и др., уранинитовый с флюоритом и карбонатами (тип месторождений района Бенкрофт в Канаде).

2. Мусковитовые пегматиты. Соответствуют кианитовой фации метаморфизма. Состав пегматитов: микроклин, плагиоклаз, кварц, мусковит. Являются важнейшим источником получения мусковитового сырья.

3. Редкометальные пегматиты. Соответствуют кордиерит-антофиллитовой фации метаморфизма. Среди них выделяются минеральные и промышленные типы: берилл-танталитовый с бериллом, тантало-ниобатами, касситеритом и др., литиевый сподуменовый, литиевый лепидолитовый, керамический. Имеют важное промышленное значение.

4. Хрусталеносные пегматиты. Отличаются наименьшей глубиной формирования (3 *км* и меньше). Отвечают метаморфической фации зеленых сланцев.

II. Пегматитовые месторождения нефелин-сиенитовой формации (щелочные пегматиты).

1. Ниобиево-редкоземельные пегматиты, среди которых важнейшим является пирохлоровый тип с ниобием, редкими землями цериевой группы.

2. Циркониевые пегматиты.

Среди пегматитовых месторождений особо важное промышленное значение имеют мусковитовые и литиевые, являющиеся главными источниками получения слюды и литиевого сырья. Значение остальных типов пегматитов как источников редких металлов более ограниченное в связи с выявлением более масштабных типов месторождений, позволяющих развивать массовую добычу и получать более дешевую продукцию. Пегматиты, как указано выше, являются также источником получения керамического сырья.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская В. В., Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. и др. Вопросы геологии и генезиса пегматитов. «Геология месторождений редких элементов», вып. 22. М., Госгеолтехиздат, 1964.

Абдуллаев Х. М. и Гинзбург А. И. К вопросу о классификации гранитных пегматитов. «Советская геология», 1961, № 1.

Власов К. А. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 5.

Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометальных пегматитов. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.

Власов К. А. Щелочные пегматиты и их генезис. В сб. «Минералогия и генезис пегматитов». Докл. сов. геологов. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. М., изд-во АН СССР, 1960.

Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса. В сб. «Минералогия и генезис пегматитов». Докл. сов. геологов. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. М., изд-во АН СССР, 1960.

Гинзбург А. И., Горжевский Д. И. К вопросу о взаимосвязи редкометальных пегматитов и некоторых типов рудных жил. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 6.

Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1963.

Кузнецов В. И. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил. Тр. ИГН, вып. 162. М., изд-во АН СССР, 1955.

Никитин В. Д. Условия формирования редкометальных и слюдяных пегматитов. В сб. «Минералогия и генезис пегматитов». Докл. сов. геологов, Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. М., изд-во АН СССР, 1960.

Назарова А. С., Родионов Г. Г., Тимофеев И. Н. Механизм образования пегматитовых тел. «Геология месторождений редких элементов», вып. 7. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. М., изд-во АН СССР, 1962.

Ферсман А. Е. Пегматиты. М., изд-во АН СССР, 1932.

Щербин С. С. О соотношениях тантала и бериллия в некоторых пегматитовых телах. «Геология рудных месторождений», 1962, № 2.

Jonns R. H. The study of pegmatites. Econ. Geol., 1955, vol. 50, № 6.

Глава VII

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основные положения

Под постмагматическими месторождениями понимаются месторождения, образованные под воздействием газовых или гидротермальных растворов в связи с прямым (выделение растворов из магматических расплавов или выщелачивание ими из магматических пород рудных веществ) или косвенным (различное происхождение растворов и сопряженное развитие процесса под действием расплавов) участием магматизма. Близкая связь этих месторождений с проявлениями магматизма, в одних случаях причинная, а в других косвенная или парагенетическая, дает основание рассматривать их как месторождения магматогенные.

Постмагматические месторождения имеют огромное распространение и очень важное народнохозяйственное значение. К этой большой группе относятся многие месторождения цветных, благородных, редких, радиоактивных и отчасти черных металлов, являющихся основной базой различных отраслей промышленности. Огромное количество новых данных, применение современных методов исследования и развитие смежных наук дает основание глубже и шире подойти к освещению многих вопросов, относящихся к данному разделу. Однако некоторые из них изучены все еще недостаточно и требуют дальнейших исследований.

Постмагматический процесс является сложным, состоящим из пневматолитового, гидротермального и связанных с ними метасоматического и эксгаляционного процессов. Пневматолитовый процесс имеет в целом подчиненное значение и для его выделения нет достаточно четких критериев, поэтому постмагматические явления в основном сводятся к гидротермальному процессу, обычно сочетающемуся с метасоматозом. Кроме того, как будет показано ниже, эксгаляционный процесс, имеющий также подчиненное значение, тесно связан с гидротермальной деятельностью.

Состав гидротермальных растворов

О составе гидротермальных растворов можно судить по жидким включениям в минералах руд, по термальным источникам современных вулканических областей, а также по минеральным продуктам и фазовым отношениям. Имеющиеся данные показывают, что гидротермальные растворы, кроме воды, являющейся растворителем, несут высокие концентрации Na и Cl, меньшие количества K и Ca и незначительные концентрации SO_4, CO_3, HCO_3, Li, Rb, Cs, а также сульфидов и рудообразующих металлов. По Б. П. Бартону, концентрация [NaCl] + [KCl] в неразбавленных атмосферными водами растворах составляет от 50 до 300 *г/л*. Реже встречаются гидротермальные растворы, обогащенные бикарбонатом кальция или сульфатом, еще реже B, Mg и другими компонентами.

В растворенном состоянии в гидротермах присутствуют также газы Cl, F, H_2S, CO_2 и др. Магматические газы в приповерхностных условиях имеют низкую упругость и поэтому растворимость в них нелетучих компонентов незначительная. При низкой упругости газы обогащаются кислотными компонентами, а натриево-хлоридные растворы при смешении с атмосферными подземными водами становятся сульфатными или бикарбонатно-натриевыми. Экспериментальные данные Я. И. Ольшанского, Н. И. Хитарова, Г. Мори, Г. Кеннеди и многих других исследователей показывают, что с увеличением концентраций NaCl, KCl и NaOH растворимость кварца, барита, ангидрита, гипса, целестина значительно увеличивается при повышенных температурах. Повышается также растворимость и некоторых сульфидов в присутствии HCl, NaCl, NH_4Cl, LiCl и других солей (Я. И. Ольшанский, Г. Чаманский, Г. Хелгесон и др.). По имеющимся данным, состав гидротермальных растворов существенно различен в зависимости от их происхождения, а также от условий их проявления — глубины и физико-химической обстановки, состава пород, структурных условий и т. п. Таким образом, гидротермальные растворы имеют различный состав, разные свойства, которые проявляются неодинаково не только при формировании отдельных месторождений, но и на разных стадиях протекания гидротермального процесса.

Происхождение воды гидротермальных растворов

Вода гидротермальных растворов имеет различное происхождение: ювенильное, метаморфическое и метеорное (вадозная вода). Ювенильная вода может быть магматической, выделившейся при кристаллизации расплавов, и глубинной, формирующейся в результате дегазации мантии. Д. С. Коржинский считает, что при магмообразовании глубинная вода входит в состав возникающих на глубине расплавов, а затем при остывании освобождается из них, образуя уже постмагматические растворы, т. е. рассматривает растворы как трансмагматические. Р. В. Горансон экспериментально показал, что гранитные расплавы не могут содержать более 10—11% воды, а в среднем при температуре 900° С и давлении, соответствующем глубине 2—7,5 *км*, ее содержание составляет 7—8%. Лишь при очень высоких давлениях порядка 10 тыс. *атм*, соответствующих глубине 30—40 *км*, согласно экспериментальным данным Г. С. Кеннеди, достигается растворимость 25% воды. Средняя растворимость воды в расплаве гранита по экспериментальным данным Н. И. Хитарова 7,0% при 900° С и давлении 300 *кг/см*^{2}, а в базальтовом расплаве 3—3,5%, причем отмечается сближение величин растворимости при 1000° С и 3000 *кг/см*^{2}. Основная магма при продвижении вверх (давление меняется от 3000 до 2000—1000 *атм*) стремится сбросить часть своей воды при +900 и 1000° С в нижних частях разреза, а кислая магма, наоборот, в верхних. При ненасыщенности магм водой они, по Н. И. Хитарову, способны усваивать воду в тех же частях разреза.

В гидротермальном процессе при некоторых условиях принимает участие и метаморфическая вода, которая образуется за счет дегидратации гидроксилсодержащих минералов и воды, содержащейся в порах и капиллярах пород, подвергающихся метаморфизму. Н. И. Хитаров экспериментально установил, что глины, содержащие много воды, при давлении столба пород в 6 тыс. *атм* могут выделить 65% воды, а известняки при содержании 9,8% воды — до 50% общего ее количества, причем выделение ее повышается с возрастанием температуры. Кроме того, он показал, что при повышении удельного объема воды для удержания ее в порах породы требуется высокое давление (рис. 52). В. В. Белоусов обращает внимание на то, что при гранитизации и ультраметаморфизме, развивающихся в зоне амфиболитов, освобождается огромное количество воды, способной участвовать в эндогенных процессах. Такие растворы по существу мало отличаются от растворов магматических. Доля участия метаморфических вод повышается в более глубоких зонах земной коры, но, вероятно, незначительна в верхних.

Метеорная вода распространена преимущественно в верхних частях земной коры — до глубины 3 *км* (А. М. Овчинников, 1962 г.), хотя, по-видимому, может проникать и глубже. В связи с этим доля метеорной воды в рудоносных гидротермальных растворах более велика в близкоповерхностных зонах, чем в более глубинных. В. В. Аверьев (1966 г.) показал недостаточность передачи тепла

интрузии для того, чтобы метеорная вода могла превратиться в длительно действующие рудоносные гидротермы. Действительно, расчеты теплового потока по формуле

$$q = k\frac{t_2 - t_1}{H}$$

приводят к выводу, что сохранение теплового потока возможно только при очень интенсивной теплоотдаче, т. е. если проводящий

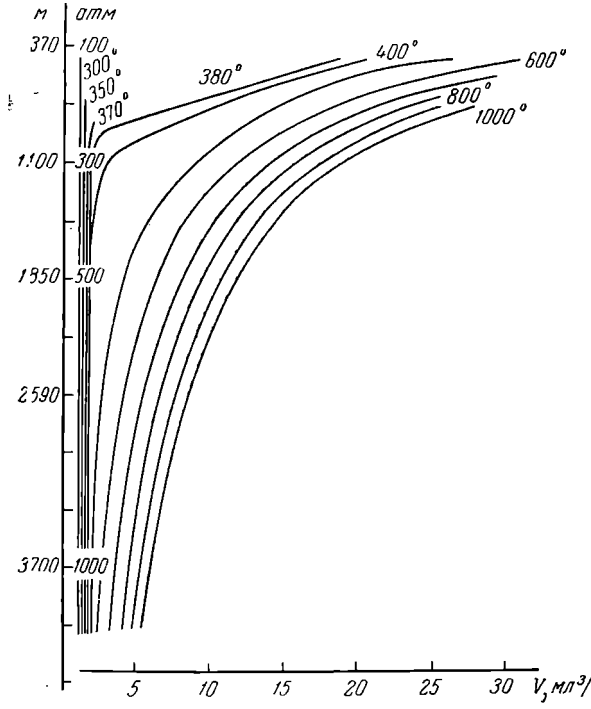


Рис. 52. Диаграмма взаимосвязи между давлением, температурой и удельным объемом воды в координатах глубина — удельный объем. По *Н. И. Хитарову*

слой H между основанием системы и поверхностью расплава имеет мощность не более 450 *м* (при теплопроводности $K = 0{,}006$ *кал/см²* × × *град·сек*). Это, однако, неизбежно будет приводить к гораздо более быстрому падению температур в проводящем слое, а значит, и в гидротермальной системе, чем это имеет место в действительности. Поэтому в настоящее время ряд исследователей (В. В. Аверьев, Д. Е. Уайт и др.) считают, что поступление глубинного пара является причиной превращения метеорных вод вулканических областей в гидротермальные системы.

Таким образом, гидротермальные растворы в большинстве случаев имеют сложный и существенно различный состав воды. В глубинных зонах доля ювенильной воды, вероятно, довольно высока, но в приповерхностной зоне она снижается до 2—5%, уступая место метеорной воде. Д. Е. Уайт привел данные о концентрированных ювенильных рассолах, содержавших высокие концентрации меди (до 20%), серебра (2,0%), сурьмы (0,3%) и других металлов в скважине, пробуренной в вулканическом районе Южной Калифорнии до глубины 1580 *м*. Метаморфическая вода принимает различное участие преимущественно в зонах проявления метаморфизма.

Источники рудного вещества

Вопрос об источниках рудного вещества постмагматических месторождений в настоящее время является одной из наиболее сложных и еще далеко не решенных проблем. Господствовавшее представление о том, что источником рудного вещества гидротермальных месторождений является магма, подвергается сомнениям, особенно со стороны геологов-осадочников (Л. В. Пустовалов и др.) и трансформистов (Н. Г. Судовиков). В противовес этим представлениям выдвинута гипотеза о глубинном подкоровом происхождении рудного вещества, а также вновь возрождена периодически возникавшая в течение веков латераль-секреционная гипотеза о выщелачивании рудных компонентов из вмещающих пород. В настоящее время ни одна из этих гипотез не может быть принята в прежнем виде и целиком претендовать на универсальное приложение. Природа оказалась сложнее наших еще недавних представлений о ней, а наши знания непрерывно расширяются.

Гипотеза о магматогенной природе рудного вещества

В основе этой широко распространенной гипотезы лежат следующие положения:

1. Геохимические и петрологические данные показывают, что в общем ходе магматического процесса происходит накопление легкоподвижных, а также рудных компонентов, особенно тех, которые неспособны входить в решетки породообразующих минералов. Они образуют изоморфные смеси в связи с наиболее поздними, обычно наиболее кислыми или щелочными членами магматических комплексов.

2. Остаточные магматические продукты и присутствовавшие среди них рудные вещества принимали участие в неоднократных и сложных реакциях, протекавших в растворах благодаря растворимости и летучести этих веществ. На это указывает совместное проявление гидротермального метаморфизма и рудной минерализации.

3. Наблюдается тесная ассоциация гидротермальных проявлений с магматическими породами, имеющими близкий возраст (рис. 53), позволяющая в ряде случаев рассматривать эти проявления как логическое развитие процессов магматизма.

4. Отмечается соответствие фаций глубинности магматических пород и ассоциированной с ними гидротермальной минерализации, что выражается в структурно-текстурных и минералогических особенностях.

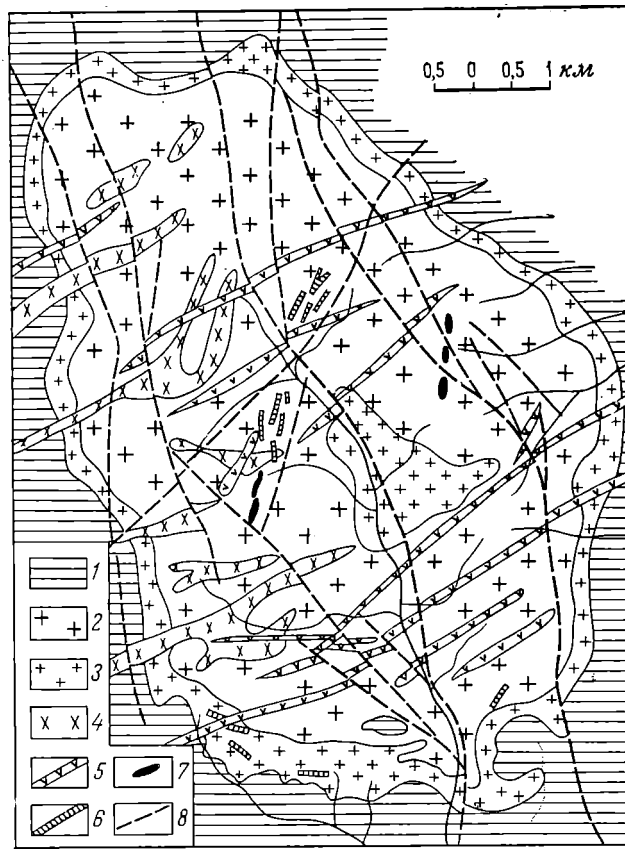


Рис. 53. Пример связи оруденения с плутоническим (интрузивным) магматизмом. По *И. Я. Некрасову*

1 — сланцы и песчаники; *2* — граниты аляскитовые; *3* — граниты биотитовые; *4* — гранит-порфиры; *5* — лампрофиры; *6* — рудные тела; *7* — аплит-пегматиты; *8* — разломы

5. Отмечается геохимическая связь рудной минерализации с магматическими породами, что выражается в присутствии общих типоморфных элементов-примесей и минералов-акцессориев.

6. В ряде случаев наблюдается одинаковое соотношение стабильных изотопов некоторых элементов в породах и рудах.

Приведенные доводы достаточно убедительны по отношению к плутоническим интрузивам. Что же касается малых и субвулканических интрузивов, то во многих случаях возникают сомнения в воз-

можности заимствования рудных веществ из тех магматических образований, с которыми месторождения ассоциированы. Этот вопрос подробнее рассматривается ниже.

Гипотеза глубинного подкорового происхождения рудного вещества

Гипотеза, развиваемая рядом исследователей, заключается в том, что с глубинными тепловыми потоками, обусловливающими магмообразование, связан также глубинный вынос вещества, особенно газов. Проблема дегазации Земли как планеты, затрагивавшаяся еще в работах В. Н. Лодочникова, Д. С. Коржинского, А. В. Королева и др., в последние годы в различных аспектах рассмотрена Х. Юри (1952 г.), А. Польдевартом и А. П. Виноградовым (1959, 1962, 1964 гг.). Последний полагает, что в верхней мантии газы в основном окклюдированы в легкоплавкой фазе, составляющей с силикатным расплавом единую гомогенную систему, а вблизи подкоровой области газы, пары и другие агрессивные вещества находятся в надкритическом состоянии. Поступая в таком состоянии в пределы земной коры, они образуют парогазовые системы, мигрирующие в виде потоков растворов по направлению к поверхности. По мнению А. П. Виноградова, дегазация мантии является планетарным процессом, в результате которого происходит ее взаимодействие с земной корой и передача внутренней энергии Земли во внешние ее зоны.

Как известно, в настоящее время Ф. Тернер, Д. Ферхуген и другие петрологи считают, что причиной магмообразования являются тепловые потоки, возникающие на глубине под влиянием падения давления и радиоактивного распада. По их представлениям, процессы дегазации и магматизма взаимосвязаны. Однако магматические и рудные образования не являются непосредственными продуктами глубинных растворов, а представляют собой результат сложного взаимодействия их со средой, через которую они проникают на различных уровнях. Иными словами, возникающее оруденение связано с магматизмом не генетически, а лишь парагенетически. При этом магматизм рассматривается не как причина возникновения эндогенных растворов, а как его следствие.

В качестве некоторого обоснования этой гипотезы можно привести также экспериментальные данные, показывающие возможность анатектического выплавления гранитов на глубинах 10—20 *км* при температурах от 640° С и выше и содержании воды 5%, а при наличии фтора — при еще меньших температурах около 550° С (О. Ф. Таттл и П. И. Вилли).

По существу, эта гипотеза близка идее Д. С. Коржинского о трансмагматических (сквозьмагматических) растворах, которые, возникая на глубине и будучи перегретыми, приводят, согласно данным Термье, к появлению магматических расплавов, а затем при раскристаллизации превращаются в растворы постмагматические.

Латераль-секреционная гипотеза

Эта гипотеза появилась еще во времена Г. Агриколы, но позднее была обоснована К. Бишофом и Ф. Зандбергером в связи с успехами аналитической химии. Согласно этой теории источником рудных веществ являются вмещающие породы, по которым проникали растворы. Такой взгляд был основан на присутствии в породообразующих минералах—амфиболах, пироксенах, слюдах и других многих металлов, принимающих участие в рудах гидротермальных месторождений. Согласно данной гипотезе эти металлы выщелачивались растворами метеорного происхождения и отлагались в трещинах и пустотах. Ч. Р. Ван-Хайз, С. Ф. Эммонс и ряд других исследователей впоследствии допускали прогрев поверхностных вод под влиянием магматизма или при их проникновении на глубину, что приводило, по их мнению, к более интенсивному выщелачиванию рудных компонентов.

Впоследствии эта гипотеза в связи с развитием петрологии и магматической геологии не раз отвергалась на представительных симпозиумах и вновь возрождались в более модернизированном виде. Это имело место в США в начале столетия, затем в сороковых годах в результате развития идей трансформистов, и позднее в связи с успехами в области изучения экзогенных процессов. Следует отметить, что и в настоящее время эта гипотеза поддерживается преимущественно геологами-осадочниками, а также А. И. Тугариновым, Я. Н. Белевцевым и др.

Нельзя не отметить, что этой гипотезе противоречат не только приведенные выше данные о связи гидротермального оруденения с магматизмом, но и такие факты, как залегание рудных жил одного состава в различных породах, многостадийность минерализации, первичные ореолы рассеяния металлов, сопровождающие рудные тела и др. Все это, однако, не значит, что вмещающие породы не играют существенной роли в гидротермальном рудообразовании. Они являются очень важным фактором в этом процессе, но отнюдь не универсальным источником всех металлов, участвующих в гидротермальном процессе. Рудные компоненты попадают в магму при магмообразовании, при магматической ассимиляции, путем выноса глубинными растворами и, наконец, заимствуются растворами путем мобилизации и выщелачивания из вмещающих пород. Однако соотношение этих источников в разных случаях различно.

Состояние вопроса об источниках вещества гидротермальных месторождений

Совокупность имеющихся в настоящее время данных приводит к выводу о теоретической возможности различных источников рудного вещества при образовании не только разных типов гидротермальных месторождений, но в ряде случаев даже одних и тех же месторождений.

Такими источниками могут быть:

1) глубинные магмы первичных подкоровых очагов или глубинные растворы;

2) сиалические магмы, которые могли формироваться как при распространении общего фронта глубинного магмообразования, так и при формировании самостоятельных сиалических очагов в связи с глубинными тепловыми потоками;

3) породы фундамента, обогащенные рудным веществом, мобилизованным глубинными растворами по пути их следования;

4) вмещающие породы, содержащие рудные компоненты;

5) реликтовые растворы метаморфического и атмосферного происхождения, смешивающиеся с ювенильными.

Имеющиеся данные показывают, что главными источниками рудного вещества постмагматических месторождений является глубинная дифференцированная и гранитоидная сиалическая магма. При этом месторождения формируются как непосредственно из растворов, отделяющихся на поздних стадиях кристаллизации магмы, так и в результате мобилизации магматогенными растворами рудных компонентов из магматических пород и отложения их в процессе метасоматического их изменения. Мобилизация рудного вещества трансмагматическими и постмагматическими растворами имеет, по-видимому, значение в тех конкретных случаях, когда породы древнего фундамента обогащены этими веществами и отличаются высокой подвижностью (например, уран, Fe^{2+}, M^{2+} и др.). Мобилизация вещества из вмещающих пород важна для образования жильных минералов (С. С. Смирнов, 1946 г.), что же касается рудных компонентов, то такие источники, по-видимому, имеют лишь частное значение. Реликтовые растворы при образовании гидротермальных месторождений имеют совершенно подчиненное значение. Изучение вопроса об источниках рудного вещества также показывает, что возможны следующие случаи.

1. Все компоненты заимствованы из вмещающих пород (например, по Е. М. Лазько и А. Е. Карякину, пьезокварцевые жилы, по А. И. Тугаринову — некоторые урановые месторождения).

2. Из вмещающих пород заимствуются только компоненты жильных минералов (по С. С. Смирнову, это характерно для полиметаллических месторождений Забайкалья, по Ю. В. Казицыну — для флюоритовых жил).

3. Из вмещающих пород, кроме компонентов жильных минералов, частично заимствуются и рудные компоненты (гидротермальные месторождения Кривого Рога).

Теоретическое обоснование образования магматогенных растворов

Известно, что магматический расплав состоит из трудно- и легколетучих компонентов Охлаждение и кристаллизация такого расплава после внедрения его в верхние части земной коры

характеризуют собой превращение гомогенной системы в гетерогенную, при изучении которой применяется правило фаз Гиббса. Присутствие трудно- и легколетучих компонентов в расплавах дает основание для рассмотрения бинарных и многокомпонентных систем как прототипов при изучении их характерных состояний.

В условиях более высокого по сравнению с давлением пара расплава, внешнего давления и при допущении неограниченной растворимости летучих в силикатном расплаве развитие магматического процесса в общем протекает в направлении последовательной смены этапов магматического, пегматитового, пневматолитового и гидротермального что, впрочем, отнюдь не означает обязательности их проявления. Пневматолитовый и гидротермальный этапы протекают в основном после завершения кристаллизации расплава, поэтому соответствующие процессы рассматриваются как постмагматические, а образующиеся на этих этапах соответствующие месторождения называются постмагматическими.

Однако внешнее давление далеко не всегда сохраняется более высоким, чем внутреннее. Даже в абиссальных условиях благодаря естественной пористости и слоистости пород будет происходить медленное испарение, в результате чего развиваются фельдшпатизация, амфиболизация, биотитизация и другие проявления автометаморфизма. В этих условиях при преобладающих высоких температурах и слабом развитии трещин обстановка для образования гидротермальных месторождений в общем мало благоприятна.

В условиях более умеренных глубин, где внешнее давление становится, вероятно, меньше упругости пара расплава, должно происходить ретроградное кипение. Различие кинетики ретроградных явлений в условиях изобарических и постоянного объема приводит к существенному разнообразию хода постмагматического рудообразования.

В. А. Николаев, рассмотревший в качестве прототипа тройные системы с особым компонентом C (растворимые в воде соли), пришел к выводу о важном значении в рудообразовании газовых надкритических растворов. Он различает следующие способы образования гидротермальных жидких растворов:

1) образование гидротермальных растворов в результате миграции газовой фазы при магматической дистилляции во вмещающие интрузию породы и конденсации; такие растворы будут находиться в равновесии с трудноконденсирующимися газами H_2, O_2, CO_2 и др.;

2) образование растворов, остающихся в теле материнского интрузива, после раскристаллизации расплава или мигрирующих;

3) образование остаточных растворов в системах смешанного типа после магматической дистилляции. При этом В. А. Николаев важное значение придает условиям закрытости или открытости системы. В условиях открытых систем по сравнению с системами относительно закрытыми процесс протекает в направлении более раннего возникновения и протекания этапа магматической дистилляции и отличается ограниченностью или исчезновением этапа конден-

сации для тройных систем с особым компонентом C. Таким образом, по данным указанного исследователя, ход постмагматического процесса в этих условиях принципиально различен.

О различии хода процесса в условиях закрытых систем и постоянного объема и в условиях открытых систем можно судить также по данным теоретических исследований И. А. Островского, М. Н. Годлевского, Э. Ингерсона, А. А. Штернберга, Г. У. Мори и др. Не останавливаясь на различиях в представлениях отдельных исследователей, приведем лишь выводы И. А. Островского, который выделяет следующие стадии.

1. Стадия внедрения магмы в условиях постоянной температуры. Полагая, что внедрение является относительно кратковременным, он считает температуру этой стадии постоянной, а давление сильно изменяющимся. В связи с этим перегретая магма выделяет газовую фазу, которая будет представлять собой раствор нелетучих в летучем веществе.

2. Стадия затвердевания в условиях постоянного давления. При этом различаются два случая: 1) когда при высоком внешнем давлении происходит непрерывное обогащение магматического остатка летучими компонентами, через поры породы выделяется пар без вскипания; 2) когда упругость пара превышает внешнее давление, в связи с чем при вскипании происходит выделение растворов. Во втором случае процесс характеризуется прерывным переходом расплава к раствору. При охлаждении газовой фазы конденсируется жидкость, обогащенная летучим компонентом.

3. Стадия затвердевания в условиях постоянного объема. Эта стадия наступает после того, как образуется прочная периферическая кора интрузии, изолирующая систему от внешнего давления. При этом давление пара нарастает до максимума, а затем снова уменьшается, и весь процесс заканчивается образованием остаточных растворов.

Таков, по И. А. Островскому, общий ход процесса в условиях, когда не возникают критические явления в насыщенных растворах. Но он допускает случай, когда такие явления имеют место, и тогда в ходе процесса наступает разрыв. В этом случае твердая фаза находится в равновесии с сильно сжатой плотной надкритической фазой — флюидом. Впоследствии фазовые равновесия в бинарных системах с расслоением в жидкой фазе и с летучими компонентами рассмотрел М. Н. Годлевский, который пришел к выводу, что диаграммы третьего типа без точки Q на критической кривой теоретически правомерны. Он обратил внимание на важность в образовании минеральных месторождений обособления газовых фаз, расслоения в жидком состоянии и летучести веществ. Чем выше давление и больше глубина, тем больше, по его данным, газовая фаза приобретает свойства раствора различных веществ, куда входят в значительных количествах и труднолетучие компоненты. При очень больших давлениях эта фаза становится жидкообразной.

Ф. Т. Смит изучил фазовую диаграмму кристаллизации гранитного расплава, содержащего 2% воды и 1% растворимых солей при давлении 2500 *атм*. Кристаллизация такого расплава приводит, по его данным к образованию, во-первых, водного раствора, содержащего металлические сульфиды и образующего сульфидные жилы, и, во-вторых, несмешивающегося с ним силикатного раствора, дающего пегматиты.

Однако несмотря на применение принципов физической химии, вопросы возможности существования систем третьего типа без точки Q на критической кривой, зависимости между различием в летучести компонентов и процессами расслоения в жидкости, возможность несмесимости в газах и др. остаются еще дискуссионными.

Д. С. Коржинский стоит на позициях длительного существования глубинных трансмагматических потоков растворов, участвующих в магматическом замещении, автометасоматозе, контактовом метасоматозе, гидротермальном метасоматозе, метаморфизме и оруденении. На основе анализа минеральных парагенезисов он показал, что во всех эндогенных процессах вода является вполне подвижным компонентом. В связи с этим параметром равновесия является не масса воды, а ее активность. Это выражается в том, что наличие воды не увеличивает числа одновременных взаимноравновесных минералов. При этом упругость паров воды, по его мнению, зависит от температуры и мало зависит от глубины.

Высокотемпературные водные растворы могут существовать только при достаточно высоком давлении. При малых давлениях (например, на малых глубинах) высокотемпературные растворы должны выкипать, что подтверждается наблюдениями в вулканических областях Камчатки, Новой Зеландии и др. Верхний предел глубины существования высокотемпературных растворов по различным данным составляет 300—1000 *м* и зависит от их концентрации. При содержании, например, 69% NaCl экстремальное давление пара составляет 392 *бар*, т. е. таким пределом будет глубина 1600 *м*. На этом основании Д. С. Коржинский полагает, что выпадение высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций начинается примерно с глубины 1 *км*. Однако трансмагматические растворы также должны, по-видимому, отделяться на постмагматической стадии и совершать ту или иную эволюцию. Если вода, летучие компоненты и тяжелые металлы присутствуют в магме (а это доказывается многочисленными анализами магматических пород), то они в ходе кристаллизации должны накапливаться в остаточных расплавах, так как эти вещества в сколько-нибудь значительном количестве не входят в решетки породообразующих минералов. Это и есть одно из основных теоретических положений, которое невозможно отвергнуть.

Таким образом, теоретическое рассмотрение вопроса о происхождении магматогенных растворов приводит к выводу, что в ходе кристаллизации силикатный расплав либо постепенно переходит в водный гидротермальный раствор, что характерно для плутонических условий, либо от него отделяется газовая фаза, что происходит преи-

мущественно в условиях магматических систем, сообщающихся с поверхностью. Газовые растворы в дальнейшем будут или конденсироваться, или, смешиваясь с подземными водами, превращать последние в гидротермы. В обоих случаях растворы связаны с постмагматическими процессами, но природа такой связи будет существенно различна.

Формы связи гидротермальных месторождений с магматическими породами

Гидротермальные месторождения пространственно связаны с магматическими породами. Последние в интрузивных плутонических комплексах, по-видимому, часто являлись рудогенерирующими по отношению к локализованному возле них оруденению, но в случаях проявления малых и субвулканических интрузивов и даек связь с ними оруденения обычно является лишь пространственной. Гораздо чаще месторождения связаны со сложными многофазными магматическими комплексами, с малыми и субвулканическими интрузиями, причем судить о том, какие из магматических пород являлись материнскими, нередко не представляется возможным.

Такая тесная пространственная связь объясняется тем, что рудообразующие растворы происходили из более глубоко располагавшихся очагов по отношению к кристаллизовавшимся и выходящим на поверхность породам, причем проникновение растворов в верхние горизонты протекало в большинстве случаев после наиболее поздних магматических проявлений. Однако в ряде случаев гидротермальные образования не только тесно ассоциированы с интрузивными массивами, малыми интрузивами и центрами вулканизма, но нередко пересекаются дайками жильных пород, особенно лампрофиров. Д. С. Коржинский считает, что «образование жильной свиты магматических пород протекает одновременно с развитием послемагматических процессов главных массивов». Высказанная С. С. Смирновым мысль о сложных формах связи гидротермального оруденения с интрузивными породами и об образовании руд из корневых частей интрузивов в настоящее время подтверждается многочисленными примерами.

Однако формы связи гидротермального оруденения с магматическими проявлениями этим не исчерпываются. В настоящее время установлена важная связь многих гидротермальных месторождений с экструзивами и вулканогенными образованиями. Примеры месторождений, располагающихся в жерлах вулканов вне связи с глубинными гранитоидными интрузивами, в частности, Ангаро-Илимских месторождений магнетитовых руд, многих колчеданных, золото-серебряных, и других, а также таких, которые образуются из термальных источников в молодых вулканических областях, например на Карпатах, показывают, что гидротермальные месторождения формировались в связи и с вулканической деятельностью. Источниками

растворов в таких случаях являлись отнюдь не излившиеся магмы, т. е. лавы, а магматические очаги вулканических продуктов и растворов. Таким образом, в данном случае мы также имеем дело не с прямой связью, а лишь с парагенетической.

В настоящее время различают следующие формы связи с магматизмом.

I. Соотношения оруденения с полутоническим магматизмом:

1) генетическая связь с материнскими интрузивными массивами или интрузивными комплексами;

2) парагенетическая связь с малыми интрузивами, автономными или входящими в состав интрузивных комплексов, сопровождающими их жильными породами;

3) энергетическая связь оруденения с интрузивными проявлениями магматизма, заключающаяся лишь в тепловом их воздействии на растворы.

II. Соотношения оруденения с вулканическим магматизмом:

1) парагенетическая, энергетическая или сложная с вулканогенно-интрузивными комплексами;

2) парагенетическая, энергетическая или сложная с субвулканическими интрузиями и дайками;

3) пространственная связь с экструзивами и эффузивами.

Таким образом, природа связи оруденения с магматическими породами различна. Генетическая связь может быть установлена путем выявления не только закономерного пространственного их совмещения и установления близости времени их образования (близость геологического и абсолютного возраста), но также в результате выявления фациальной (близость фаций глубинности образования) и минералого-геохимической (присутствие общих минералов-индикаторов, акцессориев, элементов-примесей) связей. Критерием генетической связи, кроме того, может служить установление постмагматических явлений как закономерно развивающегося магматического процесса с формированием единого рудоносного магматического комплекса. Вывод о генетической связи может быть подкреплен расчетом балансов рудных компонентов родоначальных магм и месторождений. На парагенетическую связь указывают те же критерии, при наличии признаков более глубинного происхождения рудоносных растворов по сравнению с магматическими образованиями, с которыми они ассоциированы, а также при несоответствии баланса рудного вещества месторождений и интрузивов. При этом главным критерием обычно служит установление пространственной связи, наблюдающейся в рудном районе или во всей металлогенической провинции.

Энергетическая форма связи иногда намечается при установлении вмещающих пород, обогащенных данным рудным компонентом и могущих быть источников оруденения. Например, в ряде районов устанавливается присутствие легкоподвижного урана в породах нижнего структурного яруса, в частности, в древних ураноносных конгломератах, песчаниках, сланцах и др. (А. И. Тугаринов, 1963 г.).

Е. А. Радкевич и В. Г. Моисеенко (1966 г.) допускают такую же связь для некоторых золоторудных месторождений Дальнего Востока. Вероятно, подобная связь наблюдается в магнетитовых месторождениях северной части Кривого Рога, где железо и некоторые другие компоненты были заимствованы из железистых кварцитов и других пород под воздействием красных аплитовидных гранитов.

Сложная форма связи намечается при наличии разных источников, одновременно действовавших. В этом случае важное значение имеет установление главного источника рудного вещества.

Основные различия условий формирования месторождений, связанных с плутоническими интрузивными и вулканогенными комплексами

В настоящее время твердо установлено, что постмагматические месторождения широко распространены не только в тесной связи с глубинными интрузивными комплексами и малыми интрузивами, но и с различными субвулканическими и некоторыми другими вулканогенными образованиями. Не останавливаясь на типах месторождений, образующихся в промежуточных условиях, следует отметить, что основные различия заключаются не столько в различной относительной глубине их формирования, а следовательно в разных условиях температуры, давления и среды, но, главное, в условиях относительной закрытости или открытости системы и непосредственного воздействия поверхности.

Легко себе представить, что в условиях высокой проницаемости, характерных для вулканогенных комплексов, ход постмагматического процесса будет существенно иным по сравнению с плутоническими условиями. Резкое различие термодинамических условий рудообразования в указанных условиях в зависимости от структурной обстановки, среды, глубинности, неизбежно должно выразиться в резко различных градиентах падения температуры и давления, в различной активности кислорода, в изменении химических потенциалов реагирующих компонентов и кислотности — щелочности растворов. В настоящее время мы в состоянии учитывать различия в градиентах падения температуры по соотношениям катионов Na, K, Ca, Mg для комагматических серий и индикаторным соотношениям (Г. С. Момджи, 1965 г.), а также по данным термометрии, равно как и в градиентах падения давления.

Резкие различия градиентов изменения температуры и давления обусловливают не только различный ход процесса, но и разную скорость течения реакций, а следовательно, и различную длительность формирования месторождений. Г. С. Кеннеди, П. Лаффит, Т. С. Ловеринг и другие показали, что изменение давления оказывает существенное влияние на растворимость сульфидов. Например, устойчивость HCl при падении давления от надкритических величин возрастает сильнее, чем устойчивость H_2S, что приводит к осаждению сульфидов даже при отсутствии фазовых изменений (Г. К. Хелгесон,

1966 г.). Ниже будут рассмотрены особенности как физико-химических условий рудообразования, так и протекания хода процесса в вулканогенных условиях. Различают две разные линии развития рудоносного магматизма:

1) интрузивную плутоническую, развитие которой протекало на относительно больших глубинах в относительно закрытой системе и вне непосредственного влияния поверхности; связь оруденения с магматизмом в этих случаях часто генетическая; оруденение формировалось в условиях относительно низких градиентов изменения температуры и давления и в более длительные периоды времени;

2) вулканогенную, развитие которой протекало на разных, но преимущественно меньших глубинах в проницаемой среде и в относительно открытой системе при непосредственном влиянии поверхности; связь оруденения с магматизмом в этом случае парагенетическая, иногда только энергетическая; оруденение формировалось в условиях высоких градиентов падения температур и давлений и в относительно короткие интервалы времени.

О пневматолитовом процессе и его значении в рудообразовании

Под пневматолитовым процессом понимают процесс образования минералов и руд из надкритических растворов путем отложения из них минерального вещества или в результате их взаимодействия с вмещающими минеральными образованиями (пневматолитовый метасоматоз). Некоторые исследователи расширяют понимание пневматолитового процесса, относя к нему минералообразование в результате возгонки вулканических газов. Уточнение этого понятия затрудняется недостаточной разработкой вопроса о надкритических явлениях в природных насыщенных растворах. В частности, Д. С. Коржинский не считает возможным отличать в природных условиях процессы, где участвуют газовые надкритические растворы, от процессов собственно гидротермальных. Пневматолитовому процессу при образовании рудных месторождений не придают самостоятельного значения и некоторые исследователи американской школы (Э. Ингерсон, Л. С. Грейтон, и др.). Наоборот, исследователи немецко-швейцарской школы (Г. Шнейдерхен, П. Ниггли, Г. Борхерд и др.), а также американский исследователь К. Н. Феннер придавали пневматолитовому процессу большое и самостоятельное значение, выделяя соответствующую группу месторождений. Г. Кеннеди также экспериментально показал, что растворимость кремнезема в надкритической фазе воды сильно увеличивается при давлении 2000—4000 *атм*, причем растворимость нелетучего вещества возрастает с температурой и уменьшается с логарифмом удельного объема надкритического раствора.

В. А. Николаев пришел к выводу, что в условиях средних и больших глубин миграция надкритического и гидротермального раствора «возможно сопровождается явлениями переноса и отложения сили-

катных компонентов магмы, происходящих в значительном масштабе. При этом переход от магматического расплава к гидротермальному раствору совершается скачками с обязательным пневматолитовым этапом остывания, наступающим после окончания процесса магматической дистилляции. . .». Главное возражение против этого основывается на том, что критическая температура должна заметно повышаться с увеличением концентрации нелетучих веществ, но этот вывод основан на изучении простых водных растворов. Экспериментальные исследования Н. И. Хитарова показывают, что концентрации нелетучего и его растворимость не являются главными факторами в развитии критических явлений. Эти исследования подтверждают существование газовых растворов нелетучего компонента в газе летучего растворителя (H_2O) и указывают на непрерывный переход жидкого расплава в газ. При пересыщении в связи с переходом критической точки развитие критического состояния не прекращается, раствор сбрасывает часть растворенного вещества, которую он не может удержать. При этом существует только две фазы — газовая и твердая. От содержания растворенных веществ в газовом растворе зависит и перенос нелетучих компонентов, который может быть достаточно большим в критических условиях, если раствор имеет сложный многокомпонентный состав.

Участие пневматолитового процесса в рудообразовании подтверждается также данными Н. П. Ермакова, А. И. Захаренко и других, основанными на изучении газовых включений в минералах. Ими установлено, что кроме воды в виде газовых включений присутствуют H_3BO_3, CO_2, O_2, N_2, NH_3, Cl_2, F_2. А. А. Беус, И. Н. Говоров, Л. Н. Овчинников и другие привели конкретные данные об участии пневматолиза при образовании альбититовых месторождений бериллия, олова и др.

В пневматолитовом процессе кроме надкритических водных растворов большую роль играют газовые растворы, в частности HCl, HF и HB. Они могут приводить к образованию галлоидных соединений железа, олова, вольфрама и др., летучесть которых составляет заметные величины. Нейтрализация кислот при взаимодействии с вмещающими породами может в свою очередь вызвать осаждение рудных веществ, особенно окислов. Что же касается галлоидных соединений свинца, цинка, меди, а также большинства сульфидов, то, как показал К. Б. Краускопф, летучесть их при 600° С слишком низка, чтобы таким путем могли сформироваться месторождения. Низкие величины давлений паров большинства металлов и незначительная степень распада большинства сульфидов при 600° С указывают, что миграция металлов в рудообразовании существенной роли не играет.

Физико-химические условия постмагматического процесса

Постмагматический процесс в общем развивается после затвердения кристаллизующейся магмы. Это, однако, не значит, что процесс начинается только после раскристаллизации всего интрузива

и магматического комплекса до его корневых частей. В связи с последовательным формированием магматического комплекса этот процесс нередко начинается тогда, когда в глубоких частях интрузии расплав еще не вполне закристаллизовался. Наблюдения показывают, что в плутонических условиях, как правило, постмагматический процесс развивается после наиболее поздних внедрений магматического расплава, а в вулканических часто перемежается с позднейшими проявлениями магматизма.

Известно, что раскристаллизация гранитной магмы происходит при температуре 800—1000° С, следовательно, постмагматический процесс будет развиваться при более низких температурах: 600° С и ниже. Это подтверждают также определения температуры газовых струй многих современных вулканов, многочисленные данные термометрии газово-жидких включений в минералах жильного выполнения, а также другие данные, хорошо охарактеризованные В. И. Смирновым (1965).

При критической температуре воды (374° С) гидротермальный процесс в условиях относительно невысоких давлений начинается при температуре около 400° С. Однако в связи с тем, что гидротермальные растворы содержат много растворенных веществ, в частности NaCl и другие, их критическая температура оказывается более высокой. По Э. Ингерсону, при содержании 10% NaCl она составляет уже 437° С, а по Н. И. Хитарову, при концентрации NaOH в 0,22 *моль/л* — уже 442,3°. Поэтому многие исследователи (Д. С. Коржинский, Э. Ингерсон и др.) считают, что из магмы выделяются столь насыщенные растворы, что их надкритическое состояние не имеет места, и мы не в состоянии различать такие условия. По мнению некоторых исследователей, при высоких давлениях, превышающих 700 *атм* (соответствуют глубинам более 2 тыс. *м*), растворы вообще находятся только в жидком состоянии. Этот вопрос более детально рассматривается ниже.

Давление является вторым термодинамическим параметром, характеризующим состояние постмагматических растворов. О давлении при формировании месторождений судят по тем глубинам, на которых осуществлялось образование руд (табл. 6, рис. 54).

Таблица 6

Соотношение глубин и литостатических давлений

Глубина, *м*	Литостатическое давление, *атм*	Глубина, *м*	Литостатическое давление, *атм*
370	100	2000	560
500	135	2500	685
1000	270	3000	830
1500	405	4000	1120
		5000	1390

Постмагматические месторождения в большинстве случаев формировались на глубинах, редко превышающих 4—5 *км*, поэтому предельное давление будет 1500—2000 *атм*, чаще оно 200—1000 *атм*. С другой стороны, как показал Н. И. Хитаров, в высокотемпературных условиях развивается давление поровых растворов, которое может превышать литостатическое давление на тысячи атмосфер (см. рис. 52). Однако в условиях гидротермального процесса более важное значение имеет не величина давления, а градиент его падения. При высоких давлениях растворимость тяжелых металлов в растворах, судя по экспериментальным данным, весьма высока; в условиях низких давлений магматические газы имеют низкую упругость, поэтому растворимость металлов становится незначительной (Б. П. Бартон, 1960 г).

Важным термодинамическим параметром является термодинамическая концентрация того или иного компонента или химическая активность,

$$\gamma C_k = a,$$

где $\gamma = \frac{a_{M^{2+}}}{[M^+]}$ — коэффициент активности; C_k — концентрация вещества, находящегося в растворе.

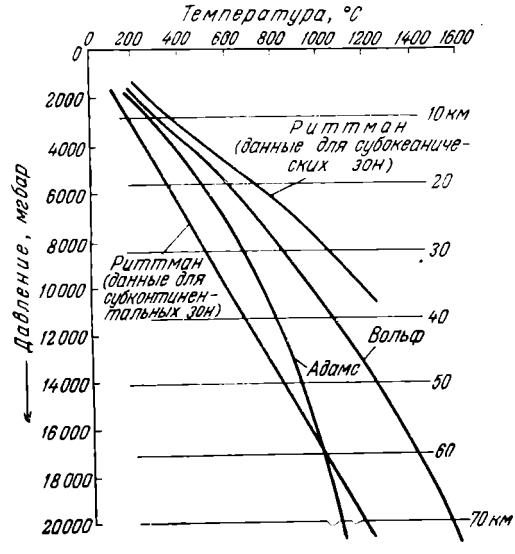


Рис. 54. Температура и давление на различных глубинах Земли по разным авторам

При термодинамических расчетах реакций, протекающих в гидротермальных растворах, а также при анализе парагенетических диаграмм исходят не из простых концентраций того или иного вещества, а из эффективных концентраций активности ионов, т. е. из химических активностей. Поэтому применявшиеся ранее расчеты и построение диаграмм без учета химических активностей не отражают природного хода процесса. Для реальных газов термин «активность» заменяется термином «фугитивность».

Гидротермальный процесс протекает различно в зависимости от глубины развития процесса, физического характера растворов и проницаемости пород. В связи с этим движение растворов происходит с различной скоростью. Если растворы будут почти застойными, выполняющими поры породы, то перемещение рудного вещества будет осуществляться главным образом путем диффузии в связи со стремлением химических потенциалов растворов и среды

к выравниванию. Гидротермальный процесс в этих условиях протекает весьма медленно, что имеет место, например, при автометаморфизме. В другом крайнем случае, когда проницаемость среды достаточно велика, растворы протекают по пустотам и трещинам, и перемещение вещества происходит путем инфильтрации, т. е. течением самих растворов, имеющих восходящий характер. Подобный характер гидротермального процесса наблюдается на поздних стадиях его развития при продвинувшемся охлаждении пород и появлении в них пор и трещин, а также на близповерхностных уровнях. Он будет более быстротечным. В промежуточных условиях будут, очевидно, сочетаться оба типа перемещения рудного вещества — путем диффузии и путем инфильтрации.

Применение правила Гиббса при изучении постмагматических процессов

Для изучения равновесий в гидротермальных системах применяется известное правило Гиббса, согласно которому число степеней свободы n равно числу участвующих в системе компонентов к, минус число фаз ф плюс 2, т. е. $n = к + 2 - ф$.

В соответствии с правилом Гиббса число степеней свободы характеризует наибольшее число состояний или переменных, которые можно изменять при определенном количестве сосуществующих фаз и компонентов, не меняя равновесия системы. При этом под фазами понимаются части системы, разделяющиеся между собой, а также отдельные минералы, под компонентами — химические вещества.

Всякая система находится в равновесии, если ею достигается максимальная энтропия, возможная при данной внутренней энергии системы. Система может быть инвариантной ($n = 0$), моновариантной ($n = 1$), дивариантной ($n = 2$) и т. д.

Так, например, если система состоит из $CaCO_3$ (тв.), CaO (тв.), CO_2 (газ), то возможна реакция $CaCO_3 = CaO + CO_2$. Здесь три составные части, но только два независимых компонента, поскольку концентрации веществ в газовой фазе подчиняются закону действующих масс:

$$K_a = \frac{[a_{CaO}]\,[a_{CO_2}]}{[a_{CaCO_3}]}.$$

Однако активности кристаллических CaO и $CaCO_3$ равны единице, а активность CO_2 при невысоких давлениях можно заменить парциальным давлением газа p_{CO_2}. Тогда $K_a = a_{CO_2} = p_{CO_2}$. Таким образом, в данной системе $n = 3$, к $= 2$ и ф $= 2 + 2 - 3 = 1$, т. е. система является моновариантной: каждой температуре соответствует определенная активность CO_2.

Д. С. Коржинский показал, что правило Гиббса может быть применено не только к закрытым магматическим системам, но и к системам открытым. Рассматривая параметры системы, разделяющиеся на экстенсивные, зависящие от массы (например, масса вещества,

объем, энтропия, теплосодержание), и интенсивные, от массы независящие (температура, давление, концентрация компонентов), он разделяет компоненты гидротермальных растворов на инертные (как в закрытых системах) и вполне подвижные, с каждым из которых связан один интенсивный параметр — химический потенциал, парциальное давление пара, концентрация компонента в одной из фаз.

Разработка Д. С. Коржинским физико-химических основ парагенетического анализа минералов и применение точных наук открывают большие возможности в изучении процессов рудообразования. На основе рассмотрения различных парагенетических диаграмм устанавливаются направленность процесса, поведение в различных термодинамических условиях участвующих компонентов, выделяются разрешенные и запрещенные минеральные ассоциации.

О химических равновесиях в растворах

Химическое равновесие в растворе наступает тогда, когда состояние системы не меняется во времени и все возможные реакции протекают в обе стороны с одинаковой скоростью. Такое состояние рассматривается как подвижное равновесие. Поскольку равновесие в растворах подчиняется закону действующих масс, то зная константы равновесия и стехиометрию реакции, можно рассчитать изменение концентрации реагирующих веществ.

Состояние равновесия зависит от концентрации веществ, от суммарного изменения энергии при реакции, а скорость реакции — от энергии активации, зависящей от температуры.

По современным представлениям гидротермальный процесс характеризуется возникающими и нарушающимися химическими равновесиями в растворе. Поэтому в настоящее время при его изучении все шире применяются принципы химической термодинамики и термодинамических расчетов реакций по их продуктам, представляющим собой те или иные минеральные ассоциации, т. е. наблюдается переход от качественных методов исследования, основывавшихся на визуальных и грубо приближенных методах исследований, к количественным, базирующимся уже на применении достижений точных наук. Изучение минеральных равновесий и является одним из таких методов.

Любая термодинамическая система находится в равновесии, если ее свободная энергия равна нулю. Если между химическими потенциалами в системе и окружающей среде имеются различия, то происходит взаимодействие тем большее, чем больше разность потенциалов.

Каждая степень свободы системы характеризуется соответствующим потенциалом и координатой состояния, которые указывают на направление взаимодействия. Химическое или тепловое воздействие рассматривается как положительное, если оно направлено в сторону системы и энтропия возрастает, и как отрицательное, когда оно действует от системы и энтропия системы убывает. Таким образом,

энтропия, являющаяся функцией состояния системы, указывает на направление процесса. Согласно второму началу термодинамики с ней связана энтальпия, или теплосодержание, которая характеризует изменение, определяемое начальным и конечным состоянием системы.

$$\Delta H = \Delta Z + T\,\Delta S,$$

где ΔH — приращение энтальпии;
ΔZ — изменение изобарного потенциала процесса, определяющее максимальную часть энергии системы, которая может превратиться в работу;
ΔS — изменение энтропии системы;
T — температура процесса.

Метод термодинамических функций широко применяется для изучения условий равновесия химических систем.

Характеристическая функция внутренней энергии U при независимых переменных — объеме V и энтропии S — имеет вид:

$$\left(\frac{\partial U}{\partial S}\right)_V = T; \quad \left(\frac{\partial U}{\partial V}\right)_S = -p,$$

т. е. температура является мерой возрастания внутренней энергии с увеличением энтропии при постоянном объеме, а давление — мерой уменьшения внутренней энергии с увеличением объема при постоянном значении энтропии. Характеристическую функцию энтальпии при независимых переменных p и S определяют уравнения:

$$\left(\frac{\partial H}{\partial S}\right)_p = T; \quad \left(\frac{\partial H}{\partial p}\right)_S = V,$$

т. е. температура является мерой возрастания энтальпии системы с увеличением энтропии при p = const, а объем мерой возрастания энтальпии с увеличением давления при S = const. Характеристическая функция изохорно-изотермического потенциала или свободной энергии «F» при независимых переменных V и T выражается равенствами:

$$\left(\frac{\partial F}{\partial V}\right)_V = -p; \quad \left(\frac{\partial F}{\partial T}\right)_V = -S,$$

т. е. давление является мерой уменьшения свободной энергии системы с увеличением объема при постоянной температуре, а энтропия — мерой ее уменьшения с увеличением температуры при постоянном объеме системы.

Наконец, изобарно-изотермический, или термодинамический потенциал Z является характеристической функцией при независимых p и T

$$\left(\frac{\partial Z}{\partial p}\right)_T = V; \quad \left(\frac{\partial Z}{\partial T}\right)_p = -S,$$

т. е. объем системы является мерой возрастания Z с увеличением давления при постоянной T, а энтропия — мерой уменьшения Z с увеличением T при p = const.

Химические процессы характеризуются переносом не только энергии, но и вещества. Поэтому изменение молей того или иного компонента при постоянном количестве остальных и постоянном значении T и p будет изменять значение изобарного потенциала.

Мерой работы химических сил, совершаемой при изменении количеств компонента в системе при постоянстве параметров и массы остальных компонентов, является химический потенциал μ.

Равенство химических потенциалов компонентов всей системы характеризует химическое равновесие, а изменение химического потенциала любого компонента приводит к его нарушению. Для идеальных растворов и газов

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln p_i,$$

где μ_i^0 — выбранное стандартное значение при определенных температуре и давлении;

R — универсальная газовая постоянная (1, 98719 *кал/град*);

T — температура;

p_i — мольная доля компонента в растворе. Для реальных жидкостей и твердых веществ простые соотношения между μ и другими свойствами пока неизвестны.

Принципы расчета химических реакций основаны на применении уравнений, определяющих изменение изобарно-изотермического потенциала и изотермы реакции и позволяющих устанавливать направление процесса при заданных условиях.

Например, по О. П. Мчедлову-Петросяну и др., для химической реакции $bB + cC = lL + mM$, протекающей при постоянных давлении и температуре, изменение изобарно-изотермического потенциала определяется уравнением:

$$\Delta Z_{p,\,T} = \Delta Z^0 + RT \ln \frac{a_L^l a_M^m}{a_B^b a_C^c},$$

где ΔZ^0 — стандартное значение изменения потенциала процесса, определяемое по таблицам для ΔZ^0 реагирующих компонентов; a — активности реагирующих компонентов. В условиях равновесия $\Delta Z_{p,T} = 0$ уравнение принимает вид:

$$\Delta Z^0 = -RT \ln \frac{(a_L^l)_{\text{рав}} (a_M^m)_{\text{рав}}}{(a_B^b)_{\text{рав}} (a_C^c)_{\text{рав}}},$$

где активности с индексом «рав» относятся к равновесному состоянию.

Для любого возможного момента реакции:

$$\Delta Z_{p,\,T} = -RT \ln \frac{(a_L^l)_{\text{рав}} (a_M^m)_{\text{рав}}}{(a_B^b)_{\text{рав}} (a_C^c)_{\text{рав}}} + RT \ln \frac{a_L^l a_M^m}{a_B^b a_C^c},$$

или в сокращенном виде $\Delta Z_{p,T} = -RT \ln K_a + RT \ln A_k$, где

$$K_a = \frac{(a_L^l)_{\text{рав}} (a_M^m)_{\text{рав}}}{(a_B^b)_{\text{рав}} (a_C^c)_{\text{рав}}} \quad \text{и} \quad A_k = \frac{a_L^l a_M^m}{a_B^b a_C^c}.$$

Это уравнение изотермы реакции, позволяющее определять вероятное направление процесса в заданных условиях. Для протекания процесса в нужном направлении, необходимо чтобы ΔZ было меньше 0, т. е. K_a должна быть больше активационного коэффициента A_k.

Это достигается либо увеличением K_a при постоянном значении A_k, либо уменьшением последнего при сохранении значения K_a.

Приближенные методы определения активностей основаны на законе Рауля, согласно которому давление пара любого компонента равно его молярной доле, умноженной на упругость чистого компонента при той же температуре. По уравнению нормального химического сродства при $p = \text{const}$

$$A_p^0 = -\Delta Z_T^0 = RT \ln K_p, \quad \text{или}$$

$$\lg K_p = -\frac{\Delta Z_T^0}{RT} = -\frac{\Delta Z_T^0}{4{,}573T},$$

т. е. определив ΔZ_T^0 по уравнению, можно найти значение константы равновесия при данной T.

Поскольку между ΔZ, ΔH и S существует зависимость $\Delta Z = \Delta H - T\Delta S$ (уравнение Гиббса—Гельмгольца), то применяя уравнение Кирхгофа, можно получить:

$$\Delta Z_T^0 = \Delta H_{298}^0 - T\Delta S_{298}^0 + \int_{298}^{T} \Delta C_p dT - T \int_{298}^{T} \frac{\Delta C_p dT}{T},$$

где $\Delta C_p = \Sigma C_{p1} - \Sigma C_{p2}$ — разность суммы теплоемкостей продуктов реакции C_p и исходных веществ. Отсюда, зная ΔZ_T^0, рассчитывается K_p при любой температуре.

В основе термодинамического изучения равновесий в водных растворах электролитов лежит гипотеза о химическом равновесии между комплексами, представляющими собой две или более простых частицы, могущих существовать независимо, и свободными ионами. Равновесие в растворе характеризуется реакциями, выражающими распределение ионов между комплексами, и устанавливается в результате ступенчатой диссоциации комплексов по схеме

$$ML_n - (n-1) \rightleftarrows M + L,$$

где M — катион;

L — лиганд, представляющий собой любой ион, комплекс или молекулу, связанный положительно заряженным центральным катионом или более сложной группой;

n — число лигандов в комплексе.

Константы диссоциации неорганических комплексов при температуре 25° С имеются в справочных руководствах, но при повышенных температурах исследованы мало и вычисляются приближенно.

При изучении гидротермального процесса рассматриваются равновесия между жидкостью и газом, пользуясь константами Генри, рассчитывается ионное равновесие в растворах и равновесие между раствором и осадком. С помощью термодинамических расчетов можно установить, как реагирует тот или иной комплекс на изменение состава растворов и температуры, а также определить количественно влияние изменения структуры раствора на растворимость твердых фаз и равновесие системы.

Такие расчеты успешно применялись В. Л. Барсуковым, Г. Б. Наумовым, Р. П. Рафальским, И. В. Мельниковым и другими при изучении форм переноса рудных веществ в растворах и условий рудоотложения.

Химизм гидротермальных растворов

Химизм растворов имеет важнейшее значение в ходе всего длительного гидротермального процесса рудообразования. На данном уровне состояния наших знаний это является общепризнанным, хотя проблема весьма сложна и еще не может считаться достаточно изученной.

О химизме растворов можно судить по минеральному составу руд, а также по составу гидротермально измененных пород и выносимых растворимых соединений и по газово-жидким включениям в минералах. В настоящее время разработка этой проблемы основывается не на общих суждениях и предположениях, а главным образом на лабораторных экспериментах, на изучении фазовых отношений в сульфидных и других минеральных системах, на исследованиях равновесных парагенетических ассоциаций и количественных термодинамических расчетах. Применение новых разработанных методов дает возможность изучать минеральные ассоциации и системы в широких пределах температур и давлений, устанавливать поля стабильности минералов, выяснять разрешенные и запрещенные минералы в тех или иных условиях, количественно оценивать условия рудообразования — температуры и парциальные давления, относительные содержания компонентов и т. п. Поток научной информации в настоящее время непрерывно растет, и задача заключается в возможно более полном ее использовании для решения теоретических вопросов и повышения эффективности геологических прогнозов.

По современным представлениям гидротермальные растворы — это слабо диссоциированные растворы электролитов, обогащенные хлоридами, а также, в зависимости от различных условий, сернистыми соединениями, углекислотой и другими компонентами. В гидротермальных процессах большое значение имеет комплексообразование водных электролитов, причем изучение их внутренней структуры позволяет количественно оценить эти процессы при повышенных температурах.

Образование комплексов и их диссоциация зависят от температуры, давления, состава растворов, термохимических свойств как ионов, так и растворителя. Большинство ионов металлов при

одинаковой валентности образуют устойчивые комплексы с лигандами легких атомов O, Cl, F, S, P, Se, Te и др., показывающих, по Г. К. Хелгесону, ряды устойчивости: $P > As > Sb$; $O \gg S > Te$; $F > Cl > Br > J$. Ионы Pt, Hg, Mn, Fe, Ca, Ni, Cu, Ag образуют с P, As, Sb, S, Se, Cl самые устойчивые комплексы. Устойчивость комплексов зависит от вида и заряда, электронной конфигурации составляющих атомов, природы их связи, диэлектрической постоянной среды и величин квантовых чисел m и l центрального катиона.

Устойчивость комплекса обычно возрастает с уменьшением радиуса, увеличением заряда и электроотрицательности центрального катиона. Степень образования комплекса или системы зависит от ионной силы раствора и активности частиц, а также от соотношений констант равновесия всех соответствующих комплексов и твердых фаз, равновесных с раствором.

В комплексах комплексообразователь $Э$ координирует вокруг себя несколько противоположно заряженных ионов или нейтральных молекул (аддендов A), причем как присоединение, так и отщепление их происходит ступенчато по схеме

$$Э^x + nA^y = [ЭA]^{(x-y)} + (n-1)\,A^y = [ЭA_n]^{(x-ny)}.$$

Максимальное значение n определяется координационным числом центрального иона. Прочность связи в комплексах зависит от отношения произведения активностей диссоциированных ионов к активности комплексного иона и характеризуется константой нестойкости $\frac{a_Э \cdot a_A^n}{a_Э \cdot A_n} = K$. Если эта константа известна, то можно рассчитать величину свободной энергии комплекса и наоборот. По значениям констант, приводимых в таблицах, можно вычислить константы равновесия, условия протекания и направление отдельных реакций (В. В. Щербина, 1963 г.).

Теоретические и экспериментальные данные показывают, что сильно диссоциированные при низких температурах кислоты и основания становятся высокоассоциированными в надкритических условиях. На диаграммах показаны константы диссоциации KCl, HCl, LiCl и KOH в надкритической области. Одинаковое изменение кривых изохор и изоконцентраций в зависимости от давления и температуры дает возможность оценивать относительную роль указанных комплексов (Хелгесон, 1967).

Константы диссоциации таких комплексов, как HS^-, HSO_4^-, HCO_3^- с увеличением температуры не изменяются. Устойчивость полисульфидных и тиосульфатных комплексов при повышенных температурах изучена недостаточно, но константы их диссоциации, по-видимому, с увеличением температуры в щелочных растворах растут. В кислой среде образованию таких комплексов препятствуют устойчивые при низких и высоких температурах H_2S и HS^-, в меньшей мере $H_2SO_4^-$.

Роль некоторых главных элементов в гидротермальном процессе

В состав руд различных месторождений кроме металлов входят многие другие элементы, составляющие катионные или анионные группы тех или иных соединений. Эти элементы играют огромную роль в той среде, в которой происходит выпадение рудных веществ и таким образом оказывают влияние на формирование руд.

Особенностью процессов образования руд является взаимодействие химических элементов в связи с особенностями строения их атомов и их свойствами. Ниже приводятся некоторые основные свойства главнейших элементов, входящих в состав руд месторождений.

К и с л о р о д — один из главных элементов, участвующих в процессах, входит в состав многих минералов рудной и околорудной минерализации. В породообразующих минералах он присутствует в виде окислов. Распределен в земной коре неравномерно: отмечается увеличение его содержания в верхних слоях земной коры и, наоборот, уменьшение в глубинных зонах. Различия его концентрации в растворах в виде иона $(OH)^-$ определяют их кислотно-щелочные свойства, а также ход многих реакций, происходящих с его участием. Процессы гидротермального рудообразования протекают в присутствии водных растворов. В глубинных условиях растворы преимущественно ювенильные, активность кислорода в них низкая, на что указывает анализ парагенезисов минералов. В близповерхностных условиях растворы обогащаются вадозной водой, активность кислорода в них увеличивается.

С другой стороны, активность кислорода зависит от характера реакций с вмещающими породами и изменяется вместе с изменением состава породы.

Д. С. Коржинский показал, что в глубинных условиях притока кислорода не происходит, а стабильность восстановительного потенциала обусловливается буферными реакциями в постмагматических растворах типа

$$Cl_2 + 2e = 2Cl^-;$$

$$H_2 = 2H^+ + 2e;$$

$$S^{2-} + 4O^{2-} = SO_4^{2-} + 8e.$$

Уравнения реакций и равновесий можно представить в следующем виде:

$$H_2O = 2H^+ + \frac{1}{2}O_2 + 2e; \quad [H^+]^2 [O_2]^{\frac{1}{2}} [e]^2 = K_T$$

и $$O^{2-} = \frac{1}{2}O_2 + 2e; \quad \frac{[O^{2-}]}{[O_2]^{\frac{1}{2}} [e]^2} = K'_T.$$

$$H_2O = 2H^+ + O^{2-}; \quad [H]^2\,[O^{2-}] = K''_T.$$

$$\text{Следовательно, } [H^+]^2\,[O]^{\frac{1}{2}} = \frac{K_T}{[e]^2}\,;\ \frac{[O^{2-}]}{[O_2]^{\frac{1}{2}}} = [e]^2\,K'_T,$$

т. е. при постоянстве $[e]$ активность кислорода находится в обратной зависимости от кислотности.

Вместе с тем Д. С. Коржинский считает, что восстановительный потенциал, или активность электрона, определяется щелочностью породы в условиях как медленного просачивания растворов, так и в поровых растворах. В условиях же быстрой инфильтрации растворов в них возникает волна кислотных компонентов, которая является фактором изменения основности — кислотности.

С е р а также принимает большое участие в гидротермальных процессах и фиксируется в виде сульфидов, сульфосолей и сульфатов. В растворах образует сильные кислоты, интенсивно воздействующие на породы и руды. Различная степень окисления серы, зависящая от концентрации кислорода, приводит к появлению разных минеральных образований, а также к закономерной смене их на глубину (вертикальная зональность — переходы магнетита, ильменита и гематита в пирротин и пирит). А. Г. Бетехтин впервые указал на различие режима серы и кислорода и обусловленную этим разную степень окисления серы в продуктах гидротерм. Источником серы он считает магму, причем сера, по его мнению, присутствует в ней в виде сероводорода. Растворимость последнего увеличивается с понижением температуры ниже 400° С, с чем связана его диссоциация и появление сульфидного иона S^{2-}, обусловливающего образование сульфидов. При развитии процесса на более высоких уровнях в связи с повышением активности кислорода степень окисления серы становится выше, что ведет к появлению сульфатного иона SO_4^{2-}.

В. И. Лебедев обратил внимание на то, что в растворах кроме ионов серы присутствуют также ее соединения в ковалентной связи. Поправки к схеме степеней окисления серы и учет количественной стороны объясняют некоторые исключения, наблюдающиеся в образовании сульфидов и сульфатов, например, в месторождении Пршибрам в Чехословакии, где барит развивается до глубины 1000 *м*.

Таким образом, можно установить следующие закономерности гидротермального процесса: 1) в высокотемпературных условиях преимущественно развиваются окисные соединения металлов, а сульфиды в связи с указанной низкой растворимостью активного иона S^{2-} представлены малосернистыми соединениями, например пирротином, станнином и т. п., или вообще отсутствуют; 2) сульфиды тяжелых металлов наиболее интенсивно развиваются в среднетемпературных условиях при 300—100° С; 3) сульфаты преимущественно развиваются на поздних стадиях процесса и в верхних частях рудных тел.

Следовательно, режим серы и кислорода обусловливает ход гидротермального процесса во времени (при прогрессирующем охлаж-

дении системы и изменении геохимических условий) и в пространстве (в связи с возрастанием парциального давления кислорода и с увеличением концентрации в растворе сульфатного иона). По схеме Д. С. Коржинского наибольшая концентрация сульфидов падает на выделяемую им позднюю щелочную стадию гидротермального процесса.

Хлор и фтор также играют важную роль в процессах рудообразования как весьма активные агенты минеральных кислот. Фиксируются в виде ряда минералов эндогенного происхождения в связи с различными реакциями. Обладают высокой подвижностью в жидких и газовых растворах. Участие их в растворах определяет кислотный характер последних и важное значение в процессах кислотного выщелачивания.

Участие в гидротермальных растворах фтора и бора проявляется не всегда, в связи с чем высказано мнение, что эти элементы, особенно бор, заимствуются из сланцев флишевых толщ, обычно вмещающих оловоносные граниты (А. П. Никольский). Это мнение подкрепляется присутствием бора в сланцах в количестве до 0,02%.

Углекислота также имеет важное значение в гидротермальном процессе. При высоких температурах и давлении растворимость ее увеличивается и при 300° С и давлении 400 *атм* составляет 200 *г/л*. С повышением ее содержания температура перехода раствора в критическое состояние понижается, в то время как добавление соли, наоборот, ведет к повышению критической температуры. Высокое парциальное давление углекислоты на больших глубинах препятствует образованию минералов с ее участием. Поэтому карбонаты широко распространены главным образом на поздних стадиях гидротермального процесса, протекающих при низких температурах и на небольших глубинах. Р. М. Гаррелс и Д. Х. Рихтер пришли к заключению о возможности существования в этих условиях CO_2 в виде обособленной фазы. С. Д. Малинин и Н. И. Хитаров экспериментально показали, что в присутствии углекислоты при температурах 300—330° С и давлениях в 400—500 *атм* может иметь место полная смесимость CO_2 и H_2O.

Кремнекислота при температуре 300—450° С устойчива в воде, но при наличии в водном растворе каких-либо веществ устойчивость ее изменяется. Порядок устойчивости минералов при 300° С и давлении 300 *атм*, по Н. И. Хитарову, таков: кварц — лабрадор — олигоклаз — мусковит. Таким образом, наименее устойчивым является кварц, следовательно, раствор вначале становится кремнеземсодержащим, и лишь при его отсутствии обогащается другими компонентами.

Кислотность — щелочность рудоносных растворов

В ходе гидротермального процесса важнейшее значение имеют явления электролитической диссоциации. Как известно, кислотами называются электролиты, при диссоциации которых образуются

ионы водорода H^+, а основаниями — соединения, которые при диссоциации выделяют ионы гидроксила $(OH)^-$. Кислоты, присоединяя ион гидроксила, образуют анионы, а основания, присоединяя ионы кислорода, — катионы.

Кислотно-основное (или кислотно-щелочное) взаимодействие компонентов в растворах имеет огромное значение, так как изменение концентрации одного элемента приводит к изменению концентрации и другого. Большое значение имеет также способность присоединять ион H^+.

Ионизация оснований протекает по схеме:

$$MeO + 2H^+ = Me^{2+} + H_2O.$$

$$\text{При этом} \quad \gamma MeO = f_{MeO} C_{MeO},$$

где γ — активность;
C — концентрация;
f — коэффициент активности.

С повышением кислотности раствора уменьшается растворимость в нем кислот и увеличивается растворимость оснований.

$$C_{MeO} = f^S_{MeO} C^S_{MeO}; \text{ общая формула} \frac{d \ln f^S_{MeO}}{d \ln [H^+]} = -2\alpha,$$

где S — растворимость компонента;
α — относительная доля ионов.

В связи с возрастанием кислотности развиваются реакции замещения слабых кислот сильными и сильных оснований слабыми. Кислотность растворов зависит: 1) от основности — кислотности (кремнекислотности) рудоносных пород (наиболее основными являются CaO и MgO, наиболее кислыми SiO_2); 2) от присутствия в растворах кислотных компонентов HCl, HF, H_2S, CO_2, H_2SO_4 и др.; 3) от концентрации в растворах K_2O и Na_2O; 4) от режима кислорода.

По мере кристаллизации магмы при накоплении кислотных компонентов в приконтактовых зонах возникает кислотное выщелачивание с выносом оснований. Наиболее интенсивно эти процессы развиваются при грейзенизации и окварцевании. Кислотное выщелачивание сопровождается отложением рудных компонентов, что проявляется более интенсивно в зонах и участках, где выщелачивание ослабевает. Такие явления были установлены А. А. Беусом для альбититовых и грейзеновых месторождений, А. А. Кухаренко для карбонатитов, В. И. Сотниковым для прожилковых молибденовых месторождений.

Таким образом, в подобных условиях проявляется сопряженность кислотного выщелачивания и отложения рудного вещества. Здесь гидротермальные растворы не являлись иногда рудоносными в полном смысле этого слова, а были лишь средством переноса

и отложения в связи с протекавшими в них химическими реакциями. Д. С. Коржинский склонен считать эту форму отложения руд из гидротермальных растворов универсальной и противопоставляет ее пульсационно-стадийной гипотезе развития гидротермального процесса С. С. Смирнова.

Гипотеза Д. С. Коржинского опережающей волны кислотности

Из приведенных данных о кислотности — щелочности рудоносных растворов следует, что свойства их не являются постоянными. Изменение кислотности — щелочности растворов зависит от следующих причин: 1) понижения температуры и давления в течение процесса; 2) окислительного влияния поверхности при протекании процесса в приповерхностных условиях; 3) от взаимодействия растворов с вмещающими породами.

Отделяющиеся от расплавов растворы вначале, как показывают теоретические данные, имеют нейтральный или щелочной характер. Д. С. Коржинский считает, что щелочность трансмагматических растворов, принимающих участие в постмагматических процессах, возрастает по мере консолидации тектонических зон. В дальнейшем при понижении температуры и особенно при конденсации газов начинает возрастать кислотность. Такое возрастание кислотности связано, по мнению Д. С. Коржинского, с более быстрой фильтрацией кислотных компонентов по сравнению с другими.

Кислотно-фильтрационный эффект получил некоторое обоснование в экспериментальных исследованиях В. А. Жарикова и А. С. Шура. И хотя эти выводы еще не встретили общего признания, тем не менее они подтверждаются геологическими данными. В. А. Жариков дает, в частности, следующий ряд элементов по повышающейся кислотности: K, Na, Li, Mg, Ca, Al, Fe^{2+}, Zn, Fe^{3+}, Pb, B, W, Mo, Sn, Si, S, Cl, O, F. Однако это возрастание кислотности растворов продолжается до известного предела, затем происходит инверсия, кислотность начинает снижаться и постепенно сменяется щелочностью, что хорошо подтверждается геологическими данными и объясняется ощелачивающим действием вмещающих пород.

Таким образом, по Д. С. Коржинскому, устанавливается волна кислотности, которая проявляется на любых расстояниях от магматического очага как для высокотемпературных контактовых, так и для удаленных от него низкотемпературных телетермальных месторождений.

При понижении кислотности растворы, пересыщенные основаниями, начинают отлагать рудные вещества в возникающих на этой стадии развития процесса трещинах, приводя к образованию типичных жильных месторождений.

Как мы видели, эта схема, теоретически хорошо обоснованная, все же вступает в противоречие с фактами стадийного рудоотложения,

о чем будет сказано ниже. Кроме того, общая схема иногда, особенно в близповерхностных условиях, нарушается влиянием вмещающих пород, смешением атмосферных вод и т. п.

Эволюция растворов в субвулканических условиях

Выше было показано принципиальное отличие отделения растворов от магмы в условиях резко различных соотношений внутреннего и внешнего давления (теоретические данные В. А. Николаева, И. С. Островского, В. С. Соболева, М. Н. Годлевского, Т. Ф. Барта и др.). В плутонических условиях при превышении внешнего давления в связи с малой проницаемостью пород процесс протекает в закрытой системе, развиваясь далее при трещинообразовании, но вне непосредственного влияния поверхности. В связи с этим формируются преимущественно глубинные рудные формации — скарновые, альбититовые, грейзеновые и в меньшей мере среднетемпературные березитовые и низкотемпературные телетермальные. Процесс развивается по общей схеме магматогенного гидротермального рудообразования в генетической связи с крупными или в парагенетической связи с малыми интрузивами. Эволюция растворов подчиняется общей закономерности развивающейся, а затем понижающейся волны кислотности. Роль вод атмосферного происхождения, а следовательно, и роль поздних кислотных растворов, вероятно, невелика.

Существенно иначе развивался процесс в вулканогенных, особенно в субвулканических условиях. Уже сам процесс формирования магматических комплексов протекал в условиях развития фокусированного давления бурно отделявшейся газовой фазы и выражался в эксплозиях, лавовых излияниях и субвулканических интрузиях. В верхних горизонтах земной коры магматические продукты и газы неизбежно должны были прогревать насыщавшие породы подземные воды. Смешиваясь с ними, газовые растворы не только привносили магматогенные ювенильные компоненты, в том числе тяжелые металлы, но и придавали им агрессивный характер в связи с наличием в них хлора, фтора, бора, сернистых соединений, углекислоты и других летучих, а также конденсатов.

Таким образом, происхождение гидротермальных растворов в данном случае было, по-видимому, существенно иным, иной была и их дальнейшая эволюция. Участие вадозных вод в гидротермальном метаморфизме отчетливо проявляется в современных вулканических областях, где наблюдаются такие же типы измененных пород, как и в гидротермальных месторождениях. Доказательства этого были приведены Д. Е. Уайтом, ссылавшимся на изотопный состав воды, установленный Г. Баото и др. На смешение гидротермальных растворов с вадозными водами указывает также минеральный состав руд многих месторождений, где некоторые элементы присутствуют в форме, свидетельствующей о высших степенях окисления. Например, это наблюдается во многих колчеданных месторождениях, где

присутствуют такие сульфаты, как ангидрит, таумасит, гипс с высшей степенью окисления серы, а также в некоторых месторождениях медно-порфирового типа (Джиндара, Алмалык и др.). Характерными являются также месторождения энаргитовых руд, например, Серро-де-Паско в Чили, Бьютт в США и др., где в высокой степени окисления находится мышьяк (As^{5+}). Ф. В. Чухров и Ф. К. Шипулин, исследовавшие руды ряда месторождений, по присутствию некоторых минералов пришли к заключению об участии вадозных вод, обогащенных кислородом и обусловливавших указанные явления. Д. С. Коржинский полагает, что породы вулканогенных формаций были насыщены водами в гораздо большей степени, чем породы более глубинных гранитоидных формаций, на что указывают и палеогидрогеологические данные, и считает, что некоторые особенности субвулканических и гипабиссальных «образований» отличают их от более глубинных.

Надочаговые движения, локализующиеся преимущественно вдоль крупных магмоконтролирующих разломов и обусловливающие проявления вулканизма, должны приводить к резкому падению давления. В этих условиях, как это показывают теоретические данные, гидротермальные растворы должны выкипать.

Выкипание, судя по данным изучения термальных вод Камчатки и других вулканических областей, происходит на глубинах 270—400 *м*, где отмечается уже жидкое состояние растворов. Д. С. Коржинский считает, что выкипание на глубине около 1 *км* и более неизбежно должно приводить к выпадению высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций. В таких условиях, вероятно, и создавался тот термодинамический порог, который приводил к столь часто наблюдающимся в рассматриваемых месторождениях явлениям телескопирования, под которым понимают сонахождение минералов или их различных ассоциаций, формировавшихся в различных физико-химических, например температурных, условиях.

Такая обстановка была, по-видимому, особенно характерна для образования многих месторождений, выпадавших из классификации Линдгрена; из них более высокотемпературные А. Баддингтон выделил как группу ксенотермальных, включенную Ч. Ф. Парком и Р. А. Мак Дормидом в их новую книгу (1967), а менее высокотемпературные Л. Грейтон выделял как группу лептотермальных. По существу многие из таких месторождений и, в частности, колчеданные, медно-порфировые, медно-турмалиновые, молибденовые, полиметаллические и другие, могут быть отнесены к этому типу. В нашей классификации это будут те вулканогенные месторождения, которые связаны с вулканогенно-интрузивными комплексами центрального и отчасти линейного околожерлового характера.

Явления телескопирования, на которые впервые обратил внимание Д. Сперр, оказались впоследствии почти забытыми. Но они несомненно существуют в природе и их прогнозирование имеет большое научное и практическое значение.

Дальнейшая эволюция процесса связана с проникновением растворов в самые верхние приповерхностные уровни, где они конденсируются. Д. С. Коржинский считает, что на этом интервале пути растворов могут формироваться только низкотемпературные месторождения.

Не следует, однако, думать, что такую эволюцию растворы претерпевают на любом участке их пути к поверхности. Различие температур в связи с разной прогретостью пород, различия в структурной обстановке и создаваемом этим падении давлений, разная вязкость и пористость пород, а также проявление фильтрационного эффекта — все это создает существенные различия в движении и эволюции отдельных потоков газогидротерм и минерализации на разных отрезках пути и стадиях их продвижения.

В общем случае после выкипания и конденсации растворы оказываются в значительной мере отработанными, о чем свидетельствуют многочисленные анализы термальных вод и их сухих остатков. Однако, судя по анализам, наблюдаются большие колебания в содержаниях рудных компонентов, что указывает на далеко неодинаковую степень отработки растворов. Учитывая многочисленные случаи минерализации в отложениях горячих источников, достигающей иногда промышленных содержаний, ясно видно, что отдельные струи достигают поверхности, еще не успев сбросить весь груз растворенных в них рудных веществ. Это касается в первую очередь таких компонентов, как Hg, Sb, As, а также Au и Ag, вероятно Cu, Ge, B, Fe, Se, Te, U, F и др.

Кроме того, следует иметь в виду, что в условиях свободного сообщения раствора с поверхностью активность кислорода будет поддерживаться на постоянном уровне. Для этого случая, как было показано $\frac{[O^{2-}]}{[e]^2} = O_2^{\frac{1}{2}} K_T^1$, т. е. повышение кислотности (повышение $[H^+]$ или понижение $[OH^-]$, $[O^{2-}]$) понижает активность электрона $[e]$ и восстановительный потенциал системы Eh и благоприятствует окислительным реакциям с выделением электрона и понижением его активности. При этом окислительные реакции могут сопровождаться как поглощением кислорода, так и его выделением. Реакции с поглощением кислорода протекают, например, при окислении сульфидной серы в самородную $S^{2-} + 2H^+ + \frac{1}{2}O_2 = H_2O + S_0$. Примером реакции с выделением кислорода может быть восстановление сульфатного аниона $SO_4^{2-} + 2H^{2+} = S_0 + H_2O + \frac{3}{2}O_2$ или восстановление ферри-аниона $Fe_2O_4^{2-} + 6H^+ = 2Fe^{2+} + 3H_2O + \frac{1}{2}O_2$.

В восходящих магматогенных растворах сера вначале входит в состав сероводорода и отчасти в сульфатный анион. В приповерхностных условиях активность кислорода повышается, что приводит к окислению сероводорода и его сульфидного аниона в сульфатный

ной и серную кислоту. Это и вызывает повышение кислотности растворов в указанных условиях.

Таким образом, формирующиеся при вулканическом магматизме газо-гидротермальные растворы проходят сложную эволюцию с отложением рудных веществ: 1) на ранних стадиях еще в условиях, переходных от глубинных интрузивных к субвулканическим, когда происходит формирование трубок взрыва, иногда не достигавших поверхности; 2) на средних стадиях уже развившихся эксплозивных явлений и особенно при подземном кипении, когда образуется основная масса субвулканических месторождений; 3) из конденсированных низкотемпературных растворов в приповерхностных условиях вплоть до поверхности или дна моря.

Все процессы могут проявляться в одном участке и приводить к образованию одного типа месторождений, но иногда они разрознены и приводят к образованию нескольких различных типов месторождений.

Причины и скорость движения гидротермальных растворов

Гидротермальное рудообразование происходит, как было указано выше, в зависимости от физико-химических условий на самых различных интервалах пути растворов до поверхности. Пути, которые проходят эти растворы, совершающие свою эволюцию, различны и достигают многих сотен метров и даже километров. Вопрос о причинах движения растворов является весьма сложным, так как решение его зависит от правильного понимания конкретных физико-химических (физическое состояние растворов, соотношение газовой и жидкой фаз, изменение внешнего и внутреннего давления и т. п.), геологических, палеогидрогеологических (глубина образования растворов, их происхождение, проницаемость пород, пути движения и т. п.) условий. Поскольку же далеко не всегда имеются данные для выяснения этих условий, то и представления о причинах движения растворов имеют еще в значительной мере гипотетический характер.

Некоторые исследователи причину движения растворов видят в давлении газов, как бы «толкающих впереди себя столб конденсированного раствора» (В. Линдгрен, К. Росс и др.), что вполне вероятно, особенно для близповерхностных месторождений, связанных с вулканизмом и субвулканическими образованиями. В. Эммонс полагал, что причиной движения растворов является давление скапливающегося в охлаждающейся магме пара. Однако согласно теоретическим данным давление пара в начале гидротермального этапа резко понижается (А. Г. Бетехтин, 1953 г.). Л. С. Грейтон, допускающий возможность свободного сообщения жильных трещин с поверхностью, на основании определения эффективной пористости пород причиной движения считал выжимающее давление, вызванное столбом вышележащих пород на магматическую камеру. Однако существует немало примеров рудных тел, не достигавших поверхности (слепые рудные тела). Кроме того, как показали исследования,

трещины, по которым происходило движение растворов, в плутонических условиях едва ли сообщались с поверхностью. Следовательно, и «выжимание растворов» не может быть принято в качестве универсальной причины их движения, особенно для относительно глубинных условий.

А. Г. Бетехтин высказал предположение о значении в движении растворов падения давления, возникающего при образовании трещин. Полагая, что главная масса жил приурочена к трещинам разрыва, хотя и развивавшихся часто по ранее заложенным трещинам скола, он обратил внимание на вероятность возникновения в момент раскрытия трещины разреженного пространства (вакуума). В связи с этим в силу разности давлений происходит как бы всасывание растворов, которые должны были устремляться в такие трещины. При этом в отдельных случаях при усиленном парообразовании может произойти и пересыщение растворов с образованием коллоидов. Такой гипотезой могут быть объяснены некоторые факты движения растворов как в восходящем, так и в наклонном, а в отдельных случаях даже и в нисходящем (в подстилающие интрузив породы) направлениях. А. Г. Бетехтин обратил внимание не только на всасывающие, но и на выжимающие усилия в связи с давлением нагрузки пород, и рассматривал оба эти процесса как две стороны одного явления.

Г. В. Ициксон, В. Д. Никитин и Д. В. Рундквист выдвинули новую интересную и перспективную в научном отношении идею о том, что изменяющиеся напряжения в породах обусловливают не только их деформации и циркуляцию растворов, но приводят также к существенным изменениям химизма самих растворов, к изменениям их кислотности и щелочности, миграционной способности элементов и кинетики реакций минералообразования. В конечном счете все это в значительной мере влияет и на общую направленность процесса минералообразования.

Таким образом, из всех вышеприведенных данных следует, что причины движения растворов существенно различны для относительно глубинных плутонических и близповерхностных субвулканических условий. В первом случае большое значение имеют напряжения, возникающие в условиях остывания интрузива, а также их изменения в связи с развитием трещинообразования и, в частности, в связи с подвижками и приоткрытием протяженных трещин скалывания и отрыва. Во втором случае при малой нагрузке пород трещинообразование приводит к общему резкому падению внешнего давления, что сопровождается газовыми прорывами, которые могут выталкивать порции конденсированных растворов, смешивавшихся в той или иной мере и с подземными водами.

Очень важен вопрос о скорости движения растворов в связи с остыванием системы. От этого зависит также ход химических реакций при взаимодействии со средой и длительность процесса минерализации. Вероятно, при газовых прорывах скорость движения растворов гораздо выше, чем при отделении жидких растворов в плуто-

ических условиях. Скорость зависит также и от степени вязкости растворов. При прочих равных условиях скорость движения истинных растворов будет выше, чем коллоидных растворов (золей) и еще выше, чем студенистых гелей.

Скорость движения растворов зависит также от проницаемости пород, через которые проходит движение растворов. Очевидно, скорость движения растворов была больше в раскрытых трещинах и полостях, чем по порам и межзерновым пустотам различных пород. Кроме того, скорость зависит от размеров пор, а в капиллярных пустотах (от 0,25 до 0,0001 *мм*) растворы уже вообще не могли продвигаться вследствие большого трения о стенки. Подобные породы играют поэтому роль экранирующих преград. На скорость движения растворов оказывали также влияние удельный вес растворов и их температура. Таким образом, факторы, обусловливающие движение растворов и его скорость, существенно различны и зависят от разных условий возникновения и развития гидротермального процесса.

Длительность постмагматических процессов

Формирование гидротермальных месторождений происходит в течение длительного интервала времени охлаждения системы, что зависит от температуры магмы или теплового потока, глубины остывания и теплопроводности вмещающих пород.

Вопрос о длительности остывания интрузивов рассматривался различными исследователями. Л. Р. Ингерсолл, О. Д. Цобель и А. С. Ингерсолл показали, что у поверхности контакта интрузива температура сначала падает быстро до половины первоначальной величины, а затем остывание идет медленно. Скорость распространения тепловой волны во вмещающих породах достигает только нескольких сантиметров в год. Распространение температур во вмещающих породах характеризуется кривыми, вычисленными по данным Д. Джейгера и Д. Н. Казанли (рис. 55, 56).

Из приведенных диаграмм следует, что при начальной температуре внедрившейся магмы в 1000° С прогрев до 300° С в 100 *м* от контакта во вмещающей породе может быть достигнут через 1200 лет, до 190° С на расстояние в 200 *м* через 3000 лет, а максимальный прогрев до 100° С на расстоянии 400—450 *м* может быть достигнут лишь через 10 000 лет. За этот же промежуток времени температура массива упадет до 270° С. Таким образом, разность температур за это время будет максимальной в пределах интрузива и около него и будет уменьшаться по мере удаления от интрузива. Следовательно, трещинообразование при охлаждении интрузива развивается не сразу, а спустя определенное время и будет наиболее значительным в интрузиве или вблизи него.

Г. Шнейдерхен построил подобные кривые для цилиндрического интрузива и получил более высокие максимумы температур, скорость остывания меньшую, и время прогрева вмещающих пород более длительным. Е. Ларсен полагал, что батолит в Южной Калифорнии

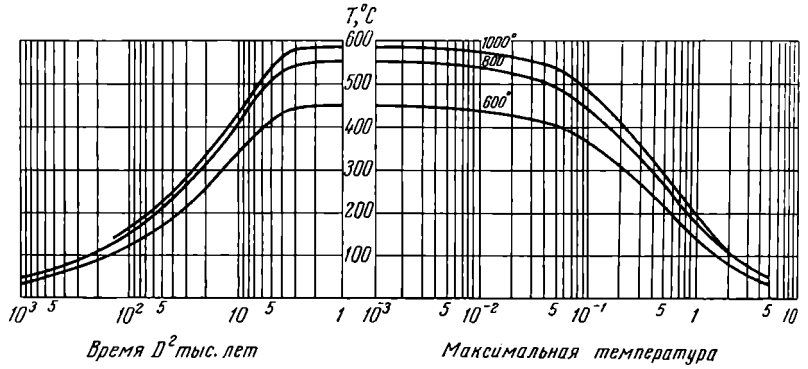


Рис. 55. Максимальная температура прогрева пород кровли теплом интрузий и время, за которое она может быть достигнута на расстоянии X *км* от контакта (для трех исходных температур внедрения: 600, 800 и 1000° С), D — поперечник интрузива. По *Д. Джейгеру и Д. И. Казанли*

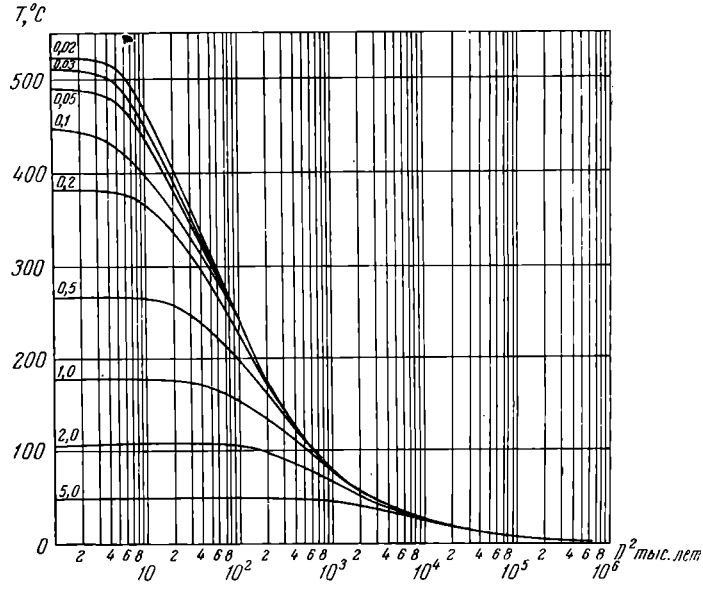


Рис. 56. Продолжительность охлаждения пород кровли, прогретых теплом интрузива. Кривые относятся к разным значениям $\frac{X}{D}$, где X — расстояние от контакта, *км*; D — поперечник интрузии, *км*. По *Д. Джейгеру и Д. И. Казанли*

в США остывал несколько миллионов лет. Изучавший этот же вопрос Т. С. Ловеринг значительно развил и уточнил эти представления.

Таким образом, процесс остывания магмы, выделения растворов и образования руд гидротермального происхождения является для плутонических условий длительным и может продолжаться до нескольких миллионов лет. В течение этого времени при остывании магмы в породе при постепенном ее охлаждении образуются трещины, причем поступление растворов в связи с одновременно происходящим трещинообразованием будет прерывистым. Г. Н. Щерба указывает различные цифры длительности формирования вольфрамовых и оловорудных месторождений Центрального Казахстана (табл. 7).

Таблица 7

Длительность формирования вольфрамовых и оловорудных месторождений Центрального Казахстана в зависимости от глубины рудоносного интрузива (в тыс. лет). *По Г. Н. Щербе*

Глубина от поверхности, *км*	Поперечные размеры интрузива, *км*						
	1	2	3	4	5	8	10
2,5	60	240	540	960	1500	3240	6 000
3	72	288	648	1152	1800	4608	7 200
4	96	384	864	1536	2400	6144	9 600
5	120	480	1080	1920	3000	7680	12 000

О. Эльснер для гранитного плутона площадью в 36 $км^2$ и мощностью 10 *км* дает длительность охлаждения на различных глубинах:

Глубина, *км*	Охлаждение, млн. лет
2	1,59
5	2,00
10	3,21
15	4,45

Если месторождение формировалось вблизи поверхности, остывание магмы происходило значительно быстрее, выделение или действие растворов было существенно иным и протекало в более короткие интервалы времени. Например, по данным Г. Смита, золоторудное месторождение Мак-Интайр в Канаде формировалось в близповерхностных условиях, на основании измерения температур, всего лишь 750 лет, а крупное ртутное месторождение Сульфур-Бенк в Калифорнии, по данным Д. Уайта и С. Робертсона, — около 10 тыс. лет. Интерполяция данных по ряду третичных месторождений (неоген), связанных с близповерхностными очагами, приводит к близким цифрам.

Таким образом, длительность формирования глубинных и близповерхностных месторождений существенно различна. Кроме того,

при разной длительности выделения постмагматических растворов отдельные порции их могут проявляться в различных физико-химических условиях в разной тектонической обстановке (ослабление или усиление тектонических напряжений, изменение плана деформаций), в меняющейся среде в связи с последовательным изменением пород, выпадением минеральных агрегатов и вызываемого всем этим изменением характера и состава растворов. В таких условиях общий процесс постмагматической минерализации может быть расчленен на отдельные этапы и стадии, длительность которых может быть пока оценена путем интерполяции лишь приблизительно. Однако в ряде случаев данные определения абсолютного возраста минералов рудного выполнения показывают, что процесс формирования месторождений растягивается на целые эпохи в связи с поступлением новых порций тепла. Например, для одного из урановых месторождений, по данным И. М. Баюшкина, определения абсолютного возраста рудоносных фельзитов, а также урановой смолки показали близкие цифры — около 350 млн. лет, но по определениям возраста смолки и коффинитов из разных рудных тел были получены цифры 256, 215 и 184 млн. лет. Подобные факты, говорящие о многоэтапности минерализации, установлены и для других месторождений и свидетельствуют не только об образовании, но и о преобразовании месторождений, еще не несущих явных следов метаморфизма.

В недавнее время автором была выдвинута идея о большой важности учета фактора времени в процессах рудообразования (Котляр, 1966). Эта же идея нашла свое развитие в работах Д. В. Рундквиста о филогенезе месторождений, т. е. историческом их развитии во времени. Масштабы эволюции эндогенных процессов складчатых зон выражаются следующими цифрами (с некоторыми изменениями автора):

развитие мегацикла. . . $n \cdot 10^8 — n \cdot 10^9$;

развитие тектоно-магматического цикла . . . $n \cdot 10^7 — n \cdot 10^8$;

формирование магматических комплексов с их минерализацией . . . $n \cdot 10^5 — n \cdot 10^7$;

длительность отдельных этапов минерализации . . . $n \cdot 10^4 — n \cdot 10^5$;

длительность стадий минерализации . . . $n \cdot 10^3 — n \cdot 10^4$;

длительность образования внутристадийных минеральных ассоциаций . . . $n \cdot 10^2 — n \cdot 10^3$.

В качестве общей закономерности отмечается некоторое ускорение развития эндогенных процессов более поздних эпох (акселерация по Д. В. Рундквисту), а также замедленность их развития в условиях платформенного развития.

Развитие гидротермального процесса во времени. Этапы и стадии минерализации

В предыдущих разделах было показано, что постмагматическая минерализация является логическим продолжением магматического процесса и тесно связана с ним. Следовательно, постмагматическая

минерализация завершает формирование магматических комплексов, характеризующих собой этапы тектоно-магматического развития складчатых областей или зон активизации. Их разнообразие в связи с различиями их геологической истории, а также общие закономерности их развития отражаются не только на характере и составе магматических комплексов, но и на постмагматических процессах.

Вся совокупность таких процессов, связанных с развитием того или иного магматического комплекса, рассматривается как гидротермальный цикл. Такое понимание несколько суживает понятие гидротермального цикла, данное В. А. Жариковым (1966), но оно теснее увязывает рассматриваемый гидротермальный процесс с порождающим его магматизмом.

Развитие постмагматической минерализации занимает значительное, но различное по длительности время. Месторождения, особенно в глубинных плутонических условиях, формируются преимущественно после наиболее поздних магматических дифференциатов и даек и в этом случае они являются постмагматическими по отношению ко всему комплексу в целом. Однако иногда рудная минерализация (особенно в близповерхностных магматических комплексах) в том или ином виде проявляется еще до полного завершения их формирования, следуя за внедрением отдельных составляющих их магматических образований, или фаз интрузий, в том числе жильных или дайковых пород. В этом случае они являются постмагматическими по отношению только к определенной фазе магматического комплекса, а не ко всему комплексу в целом.

Наблюдаются также случаи (рис. 57), когда формирование гидротермальных месторождений осложняется возобновлением магматической активности глубоких, еще не остывших частей магматического очага пересечением ранних минеральных ассоциаций дайками, малыми интрузивами или эксплозиями, после которых протекала более поздняя минерализация, например, на многих колчеданных месторождениях Урала и Кавказа, сульфидно-касситеритовых месторождениях Приморья, некоторых молибденовых месторождениях и др. В ряде случаев наблюдается, что на скарновый или альбититовый этап формирования месторождения накладывается более поздний гидротермальный этап, представленный существенно иными чаще всего, более низкотемпературными минеральными парагенезисами.

Проявления минерализации, которые связаны с одним периодом магматической активности и одним источником, но отделены друг от друга значительным промежутком времени, вызывавшим изменение физико-химических и геологических (изменение плана тектонических деформаций, внедрение интрузий или даек и т. п.) условий, рассматриваются как этапы минерализации. В некоторых случаях проявляется минерализация регенерированная. В пределах этапов минерализации, выражающих собой резкие изменения геологических и физико-химических условий всего процесса минерализации, выделяются стадии минерализации, характеризующие изменения состава

растворов и физико-химических условий в связи с внутриминерализационными нарушениями — с приоткрытием жильных трещин и перемещением их стенок, пересечением минеральных агрегатов но-

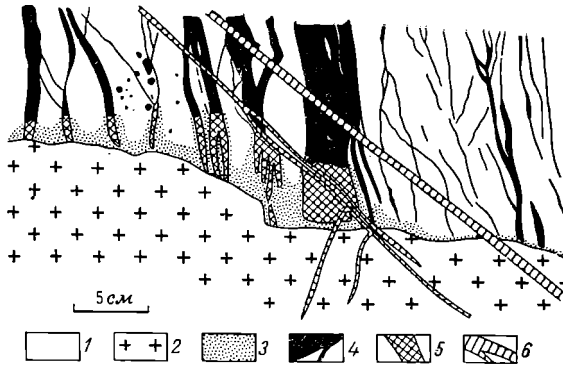


Рис. 57. Два этапа минерализации, разделенные между собой внедрением аплитов и вызванной этим микроклинизацией и переотложением молибденита. По *Е. П. Малиновскому*

1 — гранит-порфиры; *2* — секущий аплит; *3* — микроклинизированные гранит-порфиры; *4* — кварц-молибденовые жилы и прожилки первого этапа; *5* — перекристаллизованный кварц без молибденита; *6* — кварцевые прожилки второго этапа с пиритом и бериллом

выми трещинами, и особенно с дроблением и брекчированием ранее отложенного материала (рис. 58, 59). Такие внутриминерализационные нарушения имеют, как правило, значительное развитие и масштаб, фиксируемый при геологической документации. Их нельзя смешивать с мелкими трещинами усыхания и катаклаза, наблюдающимися преимущественно под микроскопом.

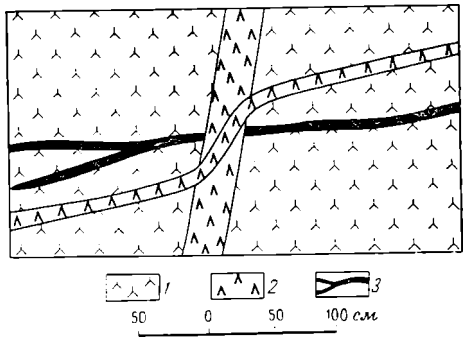


Рис. 58. Пример сложных соотношений полиметаллической жилы и секущих ее даек. Кафан, АрмССР. По *Ю. А. Лейе*

1 — кварцевые порфириты; *2* — диабазовые дайки первой и второй генераций; *3* — рудная жила

В пределах стадий минерализации нередко формируются несколько минеральных ассоциаций, среди которых могут выделяться и парагенетические. Последние сменяют друг друга в связи с нарушением химических равновесий в растворах. При изучении последовательности стадий минерализации по взаимоотношению пересекающихся прожилков следует иметь в виду многообразные ложные пересечения в связи с развитием поздней

метасоматической минерализации. Такие соотношения на примерах редкометальных месторождений были изучены и описаны Д. В. Рундквистом (1967 г.).

В. Д. Никитин и Д. В. Рундквист считают, что при изменении давления в гидротермальной системе в связи с меняющимся напряженным состоянием пород и трещинообразованием в глубинных условиях происходит также изменение кислотности — от максимальной при трещинообразовании до щелочных условий при возрастании

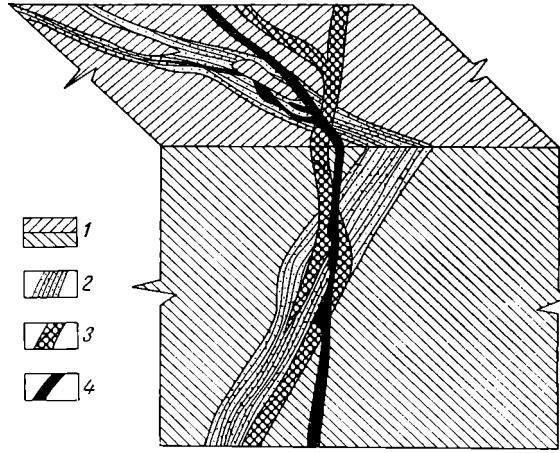


Рис. 59. Взаимоотношения рудных жил, отражающих последовательные стадии минерализации. По *В. В. Иванову*

1 — песчаники; *2* — кварц-флюорит-турмалин-касситеритовое рудное тело; *3* — пирротиновый прожилок с халькопиритом и сфалеритом; *4* — карбонат-сульфидный прожилок, состоящий из сидерита с включениями станнина и сфалерита

давления и возвращении системы к исходному напряженному состоянию. Таким образом, изменение напряжений в участке рудоотложения приводит не только к образованию структур для локализации оруденения и к изменению гидродинамических условий циркуляции растворов, но и к изменению их химизма, миграционной способности участвующих компонентов и кинетики реакций минералообразования.

Установление этапов и стадий минерализации, а также последовательных парагенетических ассоциаций для каждого месторождения имеет большое теоретическое и практическое значение. В теоретическом отношении выделение этапов и стадий минерализации позволяет изучать ход процесса минерализации, изменяемость его во времени, изменение физико-химических условий, состава и состояния растворов, нарушения химических равновесий и т. п. В практическом отношении это дает возможность, во-первых, выделить среди всех этапов и стадий минерализации продуктивные, во-вторых,

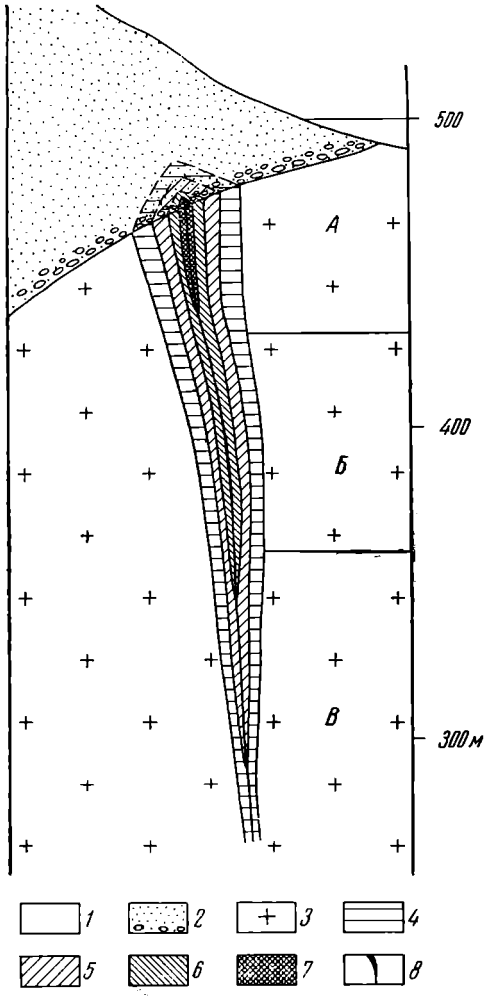


Рис. 60. Схема гипогенной вертикальной зональности. По *Н. А. Хрущову и В. Т. Покалову*

А — область преобладания крупнозернистого кварца первой генерации с крупночешуйчатым молибденитом; *Б* — область наложения на кварц и молибденит первой генерации мелкозернистого кварца с микрочешуйчатым молибденитом второй генерации, к которой относятся основные запасы месторождения; *В* — область преобладания халцедоновидного кварца и карбонатов.

1 — четвертичные отложения; *2* — песчаники юры; *3* — граниты палеозойского возраста; *4* — слабо измененные граниты; *5* — среднеокварцованные и серицитизированные граниты; *6* — сильно окварцованные и серицитизированные граниты; *7* — кварц-мусковитовый грейзен; *8* — кварц-молибденитовая жила

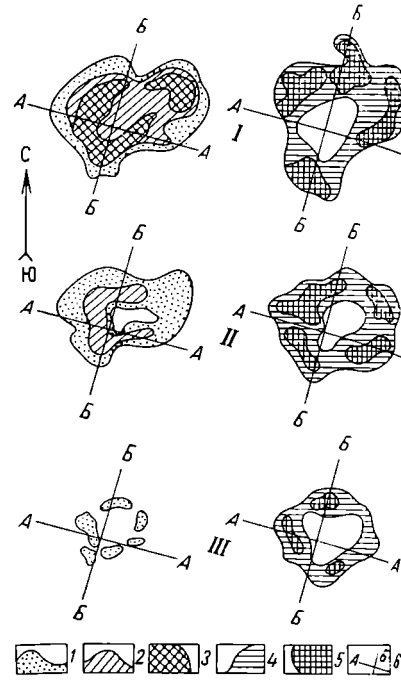


Рис. 61. Концентрическое распределение меди и молибдена на разных горизонтах рудного штокверка месторождения Коунрад. По *И. М. Юдину*

Слева план меди, справа — молибдена. Горизонты: *I* — верхние; *II* — средние; *III* — нижние. Медные руды: *1* — убогие, *2* — бедные, *3* — богатые. Молибденовые руды: *4* — бедные, *5* — богатые; *6* — линии разрезов.

позволяет отделить качественно отличные рудные скопления последовательных этапов и стадий, в третьих, выяснить закономерности их пространственного размещения в различных частях рудных тел, наметить первичную зональность и выделить обогащенные участки от бедных и неоруденелых или сложенных нерудными минералами (рис. 60, 61, 62).

Наряду с таким многостадийным или пульсационным развитием гидротермального процесса, особенно характерным для близповерхностных условий, процесс может протекать и иначе. Д. С. Коржинский, а также Л. Н. Овчинников и др. полагают, что при восходящем движении растворов происходит непрерывное взаимодействие их с породами, мобилизация, а затем, в связи с изменением кислотности — щелочности, и отложение рудных веществ. Такое течение постмагматического процесса показано на материале образования некоторых типов месторождений преимущественно в плутонических условиях, на пример альбититовых, грейзеновых и некоторых других.

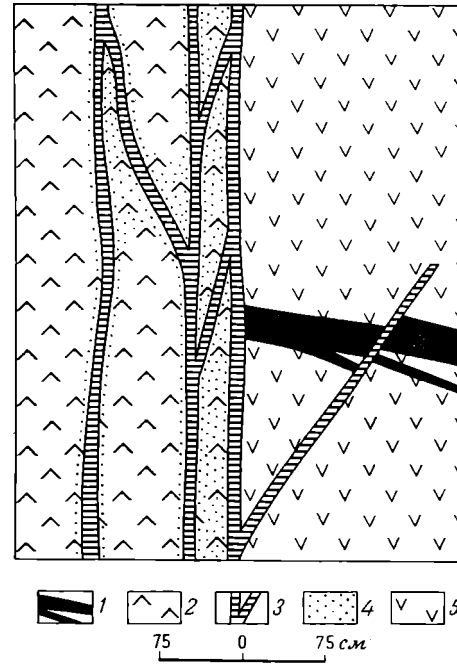


Рис. 62. Взаимоотношения меднорудной жилы (*1*), секущих ее даек диабазов (*2*) и поздних кальцитовых прожилков (*3*), сопровождающихся слабым гидротермальным изменением дайки (*4*) в порфиритах (*5*). Кафан. По *Ю. А. Лейе*

Перенос рудных веществ в растворах

Растворимость рудных компонентов в чистой воде и в растворах

Кроме физико-химических факторов — температуры, давления, изменения кислотности — щелочности и окислительно-восстановительных условий, важное значение для рудообразования имеют связанные с этими условиями формы переноса рудных веществ в растворах. О формах переноса можно судить по химическому составу минеральных ассоциаций, составляющих руды, характеру околорудных изменений, составу газожидких включений и физико-химическим свойствам предполагаемых соединений, в частности по их растворимости и устойчивости в определенных температурных условиях.

Вопрос о выяснении форм переноса рудных веществ в гидротермальных растворах является одним из наиболее трудных вследствие многообразия природных условий и сложности их экспериментального воспроизведения. Это обстоятельство послужило причиной появления различных гипотез, причем в большинстве случаев они имеют ограниченное значение и не могут претендовать на универсальное признание.

В основе современных представлений лежит положение о том, что растворимость рудных минералов в воде при любой температуре очень низка и поэтому перенос рудных веществ происходил в виде не тех соединений, которые наблюдаются в этих минералах, а в других, более растворимых.

Расчеты Д. Ферхугена растворимостей в воде сульфидов металлов, являющихся широко распространенными природными образованиями, показали крайне низкие величины. Эти величины таковы, что понадобилась бы целая река воды, чтобы из раствора могла бы быть отложена небольшая рудная жила. Уточненные расчеты растворимости сульфидов в водных растворах, произведенные Г. К. Чаманским, Г. У. Мори, Б. П. Бартоном и др., также показали низкую растворимость. К таким же выводам пришел и К. Б. Краускопф (табл. 8)

Таблица 8

Растворимость сульфидов в воде (*моль/л*) **при различных температурах**
По К. Б. Краускопфу

Температура, °С	PbS	ZnS	Ag_2S	FeS	CuS
100	$4{,}5 \cdot 10^{-10}$	$2{,}4 \cdot 10^{-9}$	$2{,}3 \cdot 10^{-12}$	$1{,}2 \cdot 10^{-6}$	$1{,}1 \cdot 10^{-12}$
200	$4 \cdot 10^{-7}$	$8 \cdot 10^{-9}$	$4 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-11}$
300	10^{-7}	10^{-8}	10^{-8}	10^{-6}	10^{-9}

Однако, как показали исследования Я. И. Ольшанского, Р. П. Рафальского и других, растворимость сульфидов в насыщенных растворах сильно увеличивается и достигает десятых долей грамма и целых граммов на литр. Например, растворимость сульфидов в хлоридных растворах в системе $PbS—NaCl—HCl—H_2O$ возрастает с повышением температуры и концентрации NaCl. Растворимость Ag_2S в растворах, насыщенных H_2S, повышается при температуре 160° С, и ZnS — при температуре 180° С (Я. И. Ольшанский). Г. У. Мори показал, что присутствие CO_2 повышает растворимость SnO_2 примерно в 25 раз, а окиси железа Fe_2O_3 — в четыре раза. Таким образом, перенос рудных веществ зависит от состава растворов, концентрации в них различных компонентов, присутствия газов, температуры, значения pH и др.

Выше было указано, что большинство сульфидов очень слабо растворимы в воде даже при повышенных температурах (Г. У. Мори, Д. Хессельгессер, 1952 г.). В связи с этим была выдвинута гипотеза

о переносе металлов в коллоидных растворах, в которых их растворимость во много раз выше (Ф. В. Чухров, Р. М. Гаррелс, Г. Бойделл и др.). Однако, как показали А. Г. Бетехтин и П. Бартон, такие растворы мало устойчивы, быстро коагулируют и не могут приводить к выщелачиванию минеральных веществ. Поэтому А. Г. Бетехтин выдвинул гипотезу о переносе рудных веществ в виде легкорастворимых галогенидов. Однако при большом участии в растворах хлора и фтора и даже при допущении их быстрого выноса из системы в связи с высокой растворимостью образующихся хлоридов и фторидов тяжелых металлов, устойчивость таких соединений в растворах, по В. В. Щербине, вследствие легкости их гидролиза является в некоторых условиях сомнительной. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Газовый перенос

Важной и широко распространенной является, по-видимому, форма газового переноса рудных компонентов. Этой форме большое, но не универсальное значение придают Л. Н. Овчинников, Н. Н. Говоров, Н. И. Хитаров, Г. Мори, Д. Хессельгессер, К. Б. Краускопф и др. Не останавливаясь здесь на вопросе о правомерности выделения пневматолитового этапа постмагматического процесса, поскольку при высоких давлениях надкритические водные растворы по своему агрегатному состоянию, плотности и свойствам близки к газовой фазе, что было рассмотрено выше, следует напомнить, что в этих условиях раствор способен переносить в значительном количестве и труднолетучие компоненты. Об этом свидетельствуют экспериментальные данные Д. Кеннеди, Г. У. Мори, Д. Хессельгессера и др. Интересные и важные данные о переносе тяжелых металлов в магматическом паре при температуре 600° С привел К. Б. Краускопф. Рассчитанные им величины летучести металлов показали, с одной стороны, неприемлемость представлений Брауна и Сулливана об переносе чистых металлов в летучем состоянии, и, с другой, что большинство металлов за исключением золота и меди могут находиться в парообразном состоянии в форме сульфидов, окислов и хлоридов. Однако наиболее летучими оказываются хлориды многих металлов, дающие концентрации от $10^{-1,3}$ до $10^{-4,3}$ *г/л*, которые способны приводить к крупным промышленным концентрациям, в то время как летучесть сульфидов металлов слишком низка для образования таких концентраций.

Можно полагать, что газовый перенос имеет важное значение, особенно в вулканогенных условиях (см. главу IX).

Перенос в растворах в виде комплексных соединений

Важнейшей формой переноса рудных веществ в гидротермальных растворах являются, по-видимому, растворимые и устойчивые комплексные соединения, поскольку растворимость металлов в таких

сложных соединениях на несколько порядков выше. Изучение минеральных парагенезисов и их значения в первичной зональности показывает, что в переносе металлов участвуют лишь определенные типы комплексов. Эти типы обусловливаются связью металлов с общим лигандом, каким, по Г. Хелгесону, является обычно ион хлора, а по Р. М. Гаррелсу и другим — ион серы. В настоящее время далеко не все комплексы изучены в достаточной мере, но равновесия растворов в изученных системах дают возможность выявить важные общие природные закономерности.

Например, изучение Г. Хелгесоном равновесия растворов в системе $PbS—NaCl—HCl—H_2O$ дало возможность сделать вывод о растворимости галенита в растворах $NaCl—HCl—H_2O$, достаточной для образования месторождений, а также о том, что наиболее растворимы комплексы $PbCl^+$, $PbCl_4^{2-}$, NaCl, HCl и H_2S и что в нейтральных растворах главным комплексом свинца будет PbCl.

Изучение карбонатных комплексов уранила показало, что в водных растворах растворимыми и устойчивыми являются только два комплексных иона трикарбонат-уранил $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$ и диаквадикарбонат-уранил $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$, что требует высоких парциальных давлений CO_2. В щелочных растворах и растворах, богатых CO_2, карбонатные и бикарбонатные комплексы могут иметь важное значение в переносе и других металлов. Что касается гидроксильных комплексов рудообразующих металлов, то они, по Г. Хелгесону, не могут принимать большого участия в переносе металлов в силу незначительной концентрации ионов гидроксила, расходуемых на реакции гидролиза при малой устойчивости в условиях повышенных температур H_2S, HS^-, HCO_3^-, H_2CO_3, HSO_4^-.

Сульфидные комплексы имеют важное значение. В частности, по вопросу о переносе металлов в виде бисульфидных комплексов имеется многочисленная литература. По данным Ф. Г. Смита, в виде растворимых двойных сернистых комплексов типа $MeS \cdot Na_2S$ могут переноситься такие металлы, как ртуть, сурьма и мышьяк. Г. Барнс, изучавший равновесия в системе $ZnS—H_2S—H_2O$, пришел к выводу, что бисульфидные комплексы играют важную роль в переносе и других металлов. Г. Барнс и С. Ромбергер показали, что для растворимости сфалерита большое значение имеет ион $ZnHS_2^-$ в нейтральных или щелочных растворах при условии высокой концентрации общей серы и температуре 200° С. Однако К. Б. Краускопф высказал сомнение о возможности высоких парциальных давлений H_2S в природных условиях. Сульфатные комплексы многих металлов образуются в щелочных растворах, богатых сульфатными ионами, при высоком значении Eh, чтобы лиганд при определенном значении pH был устойчив. В кислых растворах, если нет определенного избытка сульфатных ионов, образование сульфатных комплексов металлов затруднено.

По данным В. Л. Барсукова и Г. Е. Курильчиковой, в присутствии KOH, NaOH и фторидов достигается достаточно высокая

растворимость гидроокиси олова. Образование комплексного иона идет по реакции $Sn^{4+} + nF^- + mOH^- \rightleftarrows [Sn\ F_n\ (OH)_m]^{4-n-m}$.

Перенос олова при образовании кварц-касситеритовых месторождений протекает, по их данным, в форме фтор-гидроксильных комплексов $[Sn\ F_x\ (OH)_{6-x}]^{2-}$. Этот вывод имеет практическое значение, так как между концентрациями олова и величиной, обратной коэффициенту распределения фтора, существует прямая линейная зависимость, позволяющая давать прогнозную оценку оловянного оруденения в сульфидно-касситеритовых месторождениях на глубину, в том числе слепых рудных тел. П. Лодиз и Р. Нильсен (Laudise, Nilsen, 1961), а затем И. П. Кузьмина (1962 г.) экспериментально показали значительную растворимость PbS и ZnS в растворах NH_4Cl, NaCl и LiCl при температурах 300—450° С и установили, что в этих условиях растворимость PbS выше, чем ZnS. Иными словами PbS и ZnS по-разному реагируют на увеличение концентрации иона хлора.

Г. К. Хелгесон отмечает следующий порядок устойчивости хлоридных комплексов металлов как при низких, так и при повышенных температурах: $Cu^{2+} < Zn^{2+} < Pb^{2+} < Ag^+ < Hg^{2+}$. Этим можно объяснить, вероятно, наблюдающуюся в полиметаллических месторождениях резко выраженную первичную геохимическую зональность.

В настоящее время проблема комплексообразования изучена еще недостаточно. В этом направлении проводятся интенсивные исследования и поток информации непрерывно растет. Очевидно, перенос металлов в гидротермальных растворах осуществляется преимущественно в виде различных растворимых и устойчивых в определенных условиях комплексных соединений. Вопрос о переносе рудных веществ гидротермальными растворами в каждом конкретном случае решается на основе тщательного анализа физико-химических условий, количественного учета данных, а также экспериментального воспроизведения природных процессов.

Механизм отложения рудных веществ из растворов

Отложение рудных веществ происходит двумя способами: путем выполнения продуктами гидротермальных растворов открытых трещин и полостей, и путем замещения минералов породы рудными веществами (метасоматоз). Обычно выполнение открытых трещин сопровождалось метасоматозом вмещающих пород, а также замещением ранних продуктов более поздними.

Некоторые авторы считают, что отложение рудных веществ путем заполнения открытых трещин вообще играет подчиненную роль. Однако способ отложения рудных веществ в значительной мере зависит от конкретных условий и, в частности, от глубины рудообразования. Отложение руд путем заполнения открытых трещин в более широких размерах происходит в верхних структурных этажах и ярусах и особенно вблизи поверхности, где условия для

сохранения открытых трещин и полостей более благоприятны. Заполнение открытых трещин и полостей обычно происходит путем отложения по стенкам различных последовательно выпадающих минералов или их ассоциаций, поэтому такие рудные тела часто характеризуются симметрично полосчатыми, крустификационными, друзовыми, кокардовыми и другими подобными им текстурами.

Вероятно, химическое взаимодействие растворов с вмещающими породами при отложении рудных веществ в открытых полостях было незначительным и главной причиной отложения руд являлось изменение физико-химических равновесий в самих растворах. Контакты рудных тел этого типа обычно отличаются резкостью, что наблюдается при метасоматическом отложении руд значительно реже. При отложении руд путем замещения пород наблюдаются псевдоморфозы, реликтовые текстуры, незамещенные остатки породы среди рудной и жильной массы и часто неправильная форма рудных тел.

Метасоматоз в гидротермальном рудообразовании

Определение и основные положения

Метасоматоз представляет собой широко распространенный в природе процесс минералообразования, происходящий путем замещения минералов породы другими минералами с изменением их химического состава под влиянием притекающего раствора (Д. С. Коржинский). Будучи весьма широко распространенным при гидротермальном рудообразовании, метасоматоз проявляется и при экзогенных процессах, а также сопровождает процессы метаморфизма, гранитизации и магматизма.

Сущность метасоматоза заключается в том, что в связи с взаимодействием проникающих в породы растворов в результате происходящих между ними и породами химических реакций образуются новые минералы иного химического состава, которые могут расти и давать в этих породах минеральные агрегаты и рудные скопления. Взаимодействие химически активных растворов, насыщенных различными и в том числе рудными веществами, с различными породами, через которые они проникают, приводит как к метасоматическому рудоотложению, так и к изменениям вмещающих пород.

Геологическое изучение метасоматических образований указывает на большое разнообразие их типов, а следовательно, и на сложность происходящих при этом физико-химических процессов.

Современная теория метасоматоза строится не только на геологических наблюдениях и анализе эмпирического материала, но и на приложении принципов термодинамики, позволяющих судить о внешних условиях происходивших процессов, в частности, о поведении химических компонентов на основании изучения минерального состава метасоматических образований.

Перемещение компонентов, присутствующих в замещаемой породе и растворе, происходит в ионной форме. Метасоматоз как про-

цесс подчиняется закону действующих масс, согласно которому в состоянии равновесия отношение произведений концентраций реагирующих веществ к произведению концентраций продуктов реакции при данной температуре — величина постоянная. В соответствии с этим раствор может оказывать метасоматическое действие на породу лишь в том случае, если ионная концентрация вещества в растворе будет выше некоторого минимального значения. Если же этого не будет, то тогда будет происходить только выщелачивание. Например, замещение мусковита ортоклазом в роговиковом глинистом сланце произойдет при определенной температуре и давлении лишь в случае, если концентрация ионов калия в растворе с избытком кремнезема будет оставаться выше некоторого критического минимального значения.

Другая особенность метасоматоза заключается в замещении минералов породы минералами иного химического состава без изменения объема. Это явление В. Линдгрен назвал законом равных объемов при метасоматозе, но Д. С. Коржинский рассматривает его не как закон, а лишь как правило, так как при метасоматозе происходит так называемая метасоматическая контракция в виде образования трещин, которые сразу же «залечиваются» веществом того же состава в течение дальнейшего хода процесса.

Некоторые исследователи полагали, что метасоматоз протекает только в условиях медленного просачивания растворов через капилляры породы, в противном случае растворение превалирует над осаждением. Бейн пытался экспериментально показать, что метасоматоз происходит в условиях определенной «оптимальной» пористости пород, под действием щелочных растворов, но достаточного подтверждения у этой гипотезы пока нет. Сложность и разнообразие типов метасоматоза определяется вариациями состава притекающих растворов и вмещающих пород, а также фазовыми превращениями в связи с проявлением градиентов давления, концентрации и температуры.

Приложение правила фаз Гиббса к пониманию метасоматического процесса и его типы

Д. С. Коржинский показал, что при метасоматозе замещающуюся породу и раствор в пределах каждого элементарного объема можно рассматривать как термодинамически равновесную систему.

К таким системам приложимо рассмотренное выше правило фаз Гиббса, которое выражает наибольшее число взаимонезависимых интенсивных параметров в виде числа степеней свобод n по формуле

$$n = к + 2 - ф,$$

где к — количество компонентов;
ф — число фаз, которые могут быть отделены друг от друга, (например, число минералов).

Из этой формулы следует: 1) чем больше фаз в системе, тем меньшее число интенсивных параметров может изменяться независимо и 2) если число фаз превосходит число компонентов на 2, то число свобод n равно нулю, т. е. каждый из интенсивных параметров (температура, давление и др.) изменяться не может.

Правило Гиббса применялось к закрытым системам, т. е. к таким, которые не обмениваются веществом с окружающей средой и в которых количество любого компонента остается неизменным. На основе анализа парагенезисов минералов и обобщения огромного материала Д. С. Коржинский распространил правило фаз и на открытые системы, где одни компоненты реагируют с окружающей средой и являются факторами равновесия вполне подвижными, а другие не способны к этому и являются инертными. Следовательно, конечное количество подвижных компонентов не связано с их исходным количеством в растворах и зависит только от их активности в окружающей среде. Если активность подвижных компонентов постоянна, например когда минерал находится во взаимодействии с раствором постоянного состава при постоянном давлении и температуре, то активность подвижного компонента в продукте реакции должна быть равна той же постоянной величине. В связи с этим вводится добавочное условие равновесия (или удаляется одно переменное), вариантность системы уменьшается на единицу и минералогическое правило фаз выражается равенством

$$\Phi = К_п + К_и + 2 - n,$$

где $К_п$ — число подвижных компонентов;

$К_и$ — число инертных компонентов. При $n \geqslant К + 2\Phi \leqslant К_и$.

Таким образом, максимальное число сосуществующих фаз равно числу инертных компонентов и не зависит от числа подвижных компонентов. Иными словами, каждый подвижный компонент, являясь независимым интенсивным параметром, т. е. выражающим внешние условия системы, вносит по одной степени свободы и уменьшает вместе с тем на единицу число сосуществующих минералов.

Перемещение вещества при метасоматозе происходит не только путем диффузии через поровые растворы, пропитывающие породы, но и путем инфильтрации раствора. При инфильтрации вещество перемещается в связи с течением или просачиванием растворов, как бы промывающих породы по порам и трещинам; при диффузии же перемещение вещества происходит в связи с происходящим уравниванием концентраций компонентов в сторону падающих концентраций. В соответствии с этим Д. С. Коржинский выделяет два типа метасоматоза: инфильтрационный и диффузионный.

Инфильтрационный метасоматоз характеризуется значительным перемещением вещества, часто достигающим многих сотен метров, и отличается присущей ему зональностью. Диффузионный метасоматоз характеризуется меньшим масштабом перемещения вещества, ограничивающегося десятками метров.

В зависимости от условий среды (вмещающих пород) Д. С. Коржинский для диффузионного метасоматоза различает околожильный, развивающийся по обе стороны трещины, по которой протекает раствор (в одинаковых породах), и биметасоматоз, когда протекающий раствор попадает и пропитывает две контактирующие и неравновесные между собой породы. В последнем случае происходит взаимодействие между компонентами раствора и двух различных по составу пород. Инфильтрационный и диффузионный типы метасоматоза обычно сочетаются между собой.

Основными факторами равновесия при метасоматозе являются температура, давление раствора, зависящее от глубинности, объем породы, содержание в этом объеме инертных компонентов и содержание в растворе подвижных компонентов. Главная особенность метасоматоза — сохранение объема, т. е. метасоматическое замещение минералов породы замещающими их минералами без существенного изменения объема.

В отличие от метаморфизма, где фактором равновесия является давление, а не объем породы и где число одновременно устойчивых минералов равно числу инертных компонентов, поскольку каждый из образующихся реакционных минералов содержит инертные компоненты исходной породы, при метасоматозе, где фактором равновесия является объем, число экстенсивных параметров возрастает на единицу, а интенсивных параметров, следовательно, на единицу сокращается. Поэтому, согласно правилу фаз, должно возрасти на единицу и число сосуществующих минералов. В связи с этим при метасоматозе кроме реакционных минералов может образоваться еще один выделяющийся из раствора минерал, который компенсирует уменьшение объема при замещении первичных минералов реакционными. Применение правила фаз Гиббса, а также изучение минеральных парагенезисов привели Д. С. Коржинского к выводу о дифференциальной подвижности компонентов при метасоматозе. Он дает следующие ряды подвижности компонентов.

Для высоко- и среднетемпературных условий: H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O, O_2, MgO, FeO, CaO, SiO_2, Al_2O_3, TiO_2.

Для низкотемпературных условий: H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O, O_2, Cu, SiO_2, CaO, MgO, FeO, Al_2O_3, TiO_2.

Следствием этого вывода и применения правила Гиббса явилась возможность анализа минеральных парагенетических ассоциаций с построением диаграмм состав—парагенезис. Применение парагенетического анализа дает возможность устанавливать направленность процесса, предвидеть образующиеся в определенных условиях минеральные ассоциации, а также запрещенные в них минералы.

Метасоматическая зональность

В метасоматических новообразованиях наблюдается зональность, выражающаяся в проявлении минеральных зон разного состава. Соответственно двум выделенным выше типам метасоматоза

Д. С. Коржинский различает инфильтрационную и диффузионную зональности.

Инфильтрационная зональность выражается резко ограниченной колонкой зон, которые будут разрастаться одновременно с наступлением при восходящем просачивании раствора нижних зон на верхние, причем наиболее интенсивным замещение будет в наиболее тыловой зоне, а наименее интенсивным — в передней зоне, где растворы уже настолько приспосабливаются по своему составу к породе, что оказываются уже в равновесии с породой. Иными словами, растворы оказываются полностью «отработанными».

Путем исследования дифференциальных уравнений Д. С. Коржинский показал, что это замещение происходит таким образом, что на фронте каждой из зон замещения число подвижных компонентов возрастает не более чем на единицу, т. е. замещение происходит только на границе зон. В пределах зон происходит изменение состава лишь переменных минералов (твердых растворов), количество которых равно числу инертных компонентов. Таким образом, в тыловых зонах могут быть сформированы богатые рудные тела, нацело состоящие из одного рудного минерала, например магнетитовые, халькопиритовые, сфалеритовые и т. п. Границы зон в общем случае должны быть резкими, частое же отсутствие таких резких границ объясняется неравномерной пористостью породы.

Инфильтрационная зональность характеризуется постоянством состава метасоматических минералов в связи с прерывистым изменением химических потенциалов компонентов, т. е. отдельные зоны здесь будут отличаться своими комплексами минералов. Инфильтрационной метасоматической зональностью Д. С. Коржинский объясняет также и образование мономинеральных жил, например кварцевых, карбонатных, баритовых и флюоритовых. Такие жилы он рассматривает как автометасоматические.

При диффузионном околотрещинном метасоматозе возникающая метасоматическая зональность имеет меньший масштаб. Кроме того, в связи с непрерывным (в отличие от инфильтрационного метасоматоза) изменением химических потенциалов компонентов здесь развиваются минералы переменного состава, например гранаты, пироксены, плагиоклазы и т. п. Отдельные зоны здесь также могут быть резко отграниченными при условии равномерной пористости пород.

Таким образом, в обоих случаях метасоматической зональности происходит замещение метасоматических зон друг друга, что по Д. С. Коржинскому не может рассматриваться как разновременное проявление самостоятельных метасоматических процессов, как это часто принималось при изучении рудных месторождений.

Фильтрационный эффект

Циркуляция растворов происходит в породах различной пористости и проницаемости, что существенным образом отражается на процессе метасоматического замещения. При различной пористости

и проницаемости происходит не валовое, а дифференциальное перемещение рудного вещества. Коэффициент фильтрационного эффекта показывает, какая часть первоначально растворенного вещества прошла через породу вместе с растворителем. Например, при фильтрационном эффекте, равном 0,2, концентрация определенного рудного вещества в поровом растворе будет в 5 раз выше, чем в растворе, полностью проникающем через грубозернистую породу.

Р. А. Макей показал, что фильтрационный эффект зависит не только от строения породы, через которую проникают растворы, но и от свойств растворенных веществ, обусловленных молекулярным объемом, степенью ионизации, валентностью и др. Учитывая эти свойства, он считает, что относительная способность рудных веществ к проникновению через преграды различна и характеризует такой порядок их выделения: Sn, Cu, Zn, Pb, Hg. Иными словами, свинец и ртуть труднее задерживаются, чем медь и олово. В связи с этим Р. А. Макей подчеркивает большое значение в развитии метасоматоза не только таких барьеров, которые вообще задерживают проникновение растворов, но и относительных преград, различно влияющих на разные рудные вещества. Фильтрационный эффект имеет значение для многих месторождений, что отмечалось для сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии В. И. Смирновым, для полиметаллических Рудного Алтая П. Ф. Иванкиным и др.

Д. С. Коржинский отмечает значение многоэтажных запруд: у нижних запруд отлагаются оловорудные и меднорудные образования, а у верхних — свинцовые и ртутные руды. Фильтрационный эффект, по его данным, вызывает осаждение металлов не только перед малопроницаемыми породами, но и при равномерной пористости пород, в связи с более быстрым удалением кислотных компонентов. Л. Н. Овчинников и А. С. Шур экспериментально показали, что фильтрационный эффект пропорционален величине радиусов ионов.

Значение экранирующих пород, определяющих фильтрационный эффект при развитии метасоматоза, особенно ярко выражается в образовании слепых рудных тел, поиски которых приобрели особо важное значение

Минеральные типы метасоматических образований и избирательный метасоматоз

Проявление метасоматоза в разных условиях приводит к различным по составу минеральным образованиям. В соответствии с этим В. М. Гольдшмидт выделил следующие типы метасоматоза: щелочной, железистый, магнезиальный и кальциевый. При изучении месторождений полезных ископаемых необходимо учитывать не только рудный метасоматоз, но и любые сопровождающие его изменения пород, так как изучение их оказывает огромную помощь в понимании генезиса руд.

В. А. Жариков предложил классификацию верхнепалеозойских метасоматических образований Западного Карамазара, с разделением

их на формации и фации метасоматитов в зависимости от стадий процесса, состава исходных пород, температурных условий и концентрации подвижных компонентов в растворах.

Метасоматоз в зависимости от активности гипогенных растворов может развиваться в любых породах. Известны многочисленные примеры метасоматического замещения кварцитов, джеспилитов, гнейсов, кристаллических сланцев, гранитов и многих других. Вместе с тем можно выделить породы, в которых метасоматоз развивается особенно интенсивно даже при относительно невысокой активности растворов в низкотемпературных условиях. Так, например, в карбонатных породах нередко образуются свинцово-цинковые, ртутные и другие месторождения. К числу пород, благоприятных для развития метасоматоза, относятся также породы, содержащие в своем составе органические вещества, например угли, углистые сланцы, графитовые сланцы, битуминозные сланцы и песчаники, а также осадочные породы с органическими остатками. Известны, например, крупные месторождения ртути, приуроченные преимущественно к битуминозным сланцам (Альмаден в Испании, Идрия в Югославии), месторождения урана в графитовых сланцах (Рам-Джангл) и др.

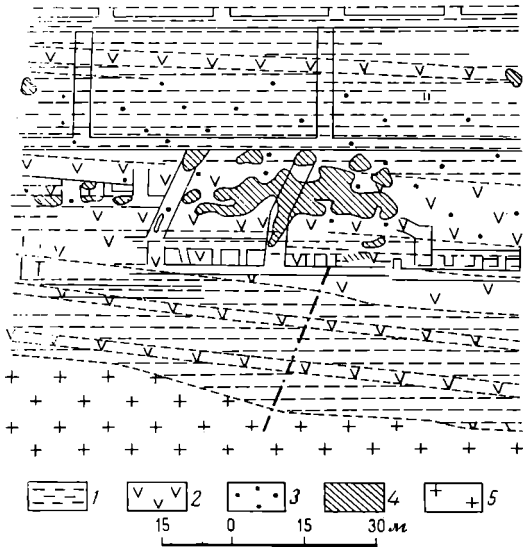


Рис. 63. Избирательный метасоматоз в амфиболитах, Рудные горы. По *Е. М. Янишевскому и В. М. Константинову*

1 — кварц-серицитовые сланцы; *2* — амфиболиты; *3* — пирит; *4* — урановые тела; *5* — граниты

В условиях развития гидротермального процесса в вулканогенных толщах относительно благоприятными являются кислые эффузивы, например кварцевые порфиры и фельзит-порфиры, кварцевые альбитофиры, дациты, их туфы и др. В таких породах охотно размещаются месторождения медновкрапленных и колчеданных руд (например, месторождения Коунрад в Казахстане, Кедабек и Кафан на Малом Кавказе и др.).

Во многих случаях благоприятными для замещения (резко неравновесными с растворами) оказываются амфиболиты, габбро-амфиболиты, диабазы и ультраосновные породы. В частности, благоприятная роль ультраосновных пород и амфиболитов отмечается для многих ртутных месторождений (Средняя Азия, Ойротия, Нью-

Альмаден в США), вольфрамовых (Кти-Теберда) и особенно урановых месторождений, для которых присутствие закисного железа обусловливает восстановление растворимых соединений шестивалентного урана в труднорастворимые соединения четырехвалентного урана (рис. 63, 64).

С различной способностью пород взаимодействовать с растворами, связано явление, известное в литературе под названием избирательного метасоматоза. Оно заключается в том, что даже в относительно однородных карбонатных или других породах замещению подвергается лишь один или несколько слоев, отличающихся несколько бо́льшим содержанием органического вещества, меньшей плотностью и т. п. Отчетливо избирательный метасоматоз проявляется в брекчиях и конгломератах, когда замещаются рудным материалом только включения или, наоборот, только цементирующая их масса.

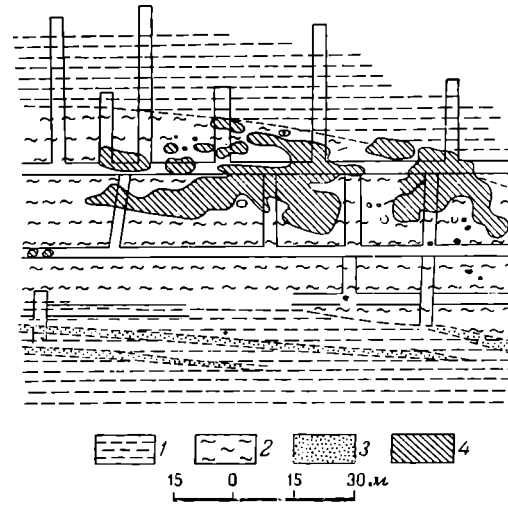


Рис. 64. Избирательный метасоматоз в углисто-кремнистых сланцах. По *Е. М. Яншевскому и В. М. Константинову*

1 — кварц-серицитовые сланцы; *2* — углисто-кремнистые сланцы; *3* — кварциты; *4* — урановые тела

Околорудные изменения вмещающих пород и значение этих изменений в классификации постмагматических месторождений

В связи с тем что восходящие потоки гидротермальных растворов проникают через вмещающие породы, происходит их метасоматическое изменение. Изучение околорудных изменений вмещающих пород и проявляющейся в них метасоматической зональности имеет огромное значение для понимания рудообразующих процессов и используется для выяснения особенностей гидротермального процесса, а также в качестве одного из важнейших поисковых критериев.

Наиболее важные работы в этой области принадлежат Д. С. Коржинскому, Н. И. Наковнику, В. А. Жарикову, Ю. В. Казицыну, М. М. Василевскому, М. Б. и Н. И. Бородаевским, Б. И. Омельяненко и др. Из зарубежных исследований заслуживают внимания работы Р. Бойла, Т. С. Ловеринга и А. Шварца. Существует несколько классификаций метасоматитов, отражающих их минеральный состав,

состав исходных пород, глубину образования, стадии эволюции растворов и генетические особенности.

В настоящее время выделяют формации метасоматитов, отвечающие генетическим группам месторождений, а в пределах этих формаций—минеральные фации. Последние составляют наборы различных по составу измененных пород, нередко метасоматические колонки, характеризующие метасоматическую зональность. До последнего времени изучение околорудных изменений ограничивалось характеристикой формации метасоматитов или одной-двух наиболее типичных слагающих их фаций.

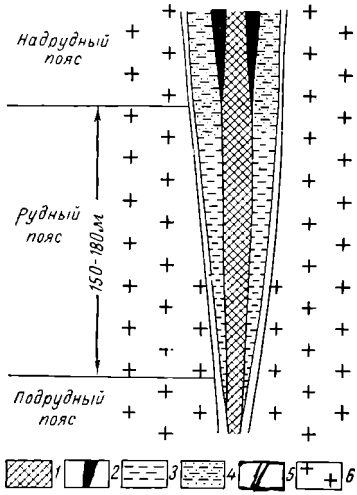


Рис. 65. Общий характер околорудного гидротермального изменения в молибденовом месторождении Восточный Коунрад. По *В. Т. Покалову*

1 — рудная кварцевая жила; *2* — мусковитовый грейзен; *3* — кварцевый грейзен; *4* — кварц-мусковитовый грейзен; *5* — слабо измененный гранит; *6* — неизмененный гранит

Типы метасоматических колонок около

по Ю. В. Ка

Зоны метасоматических колонок	Аманан I	Аманан II—III	Шахтама I	Дарасун I
Рудная жила	—	Молибденит-кварцевая	Молибденит-кварцевая	Золото-сульфидно-кварцевая
Внутренняя	Калишпатизация, флогопитизация	Адуляризация, серицитизация	Окварцевание, серицитизация	Серицитизация
Промежуточная	Флогопитизация, гидрослюдитизация	Монтмориллонитизация	Биотитизация, калишпатизация	Гидрослюдизация
Внешняя	Биотитизация, эпидотизация	Биотитизация, карбонатизация	Биотитизация, карбонатизация	Карбонатизация, хлоритизация
Измененная порода	Гранит	Гранит	Гранит	Гранит, гранодиорит

В частности, таковыми в большинстве случаев являлись скарны, грейзены, березиты, лиственитты, вторичные кварциты и аргиллизиты. Во многих случаях выделялись также типичные фации: калишпатизация, альбитизация, серицитизация, каолинизация и т. п. Однако В. Л. Барсуков, Г. Б. Наумов и другие справедливо отмечали, что из одних и тех же растворов при близких физико-химических условиях, но в разных породах проявляются не только разные метасоматические изменения, но и разная по составу минерализация жильных трещин. Еще большее разнообразие колонок и фаций метасоматитов наблюдается в связи с различиями состава растворов, структурной обстановки и проницаемости пород, глубины расположения магматического очага или рудоносных магматических тел. Вместе с тем при всем разнообразии условий гидротермального изменения пород, отражающих различия условий рудообразования, можно выделить типовые колонки, выражающиеся метасоматическими формациями (рис. 65, табл. 9). Именно эти последние, ассоциирующиеся с определенными группами гидротермальных месторождений, и могут быть положены в основу классификации не только метасоматитов, но связанных с ними постмагматических месторождений.

Важное значение гидротермального изменения пород и метасоматической зональности заключается также в изучении хода рудного

Таблица 9

рудных пород Восточного Забайкалья

зицыну

Дарасун II	Рудоключи	Шахтама II	Балей	Солонечное Северное
—	Золото-турмалин-кварцевая	Сульфидно-карбонатно-кварцевая	Золото-халцедон-кварцевая	Флюорит-халцедон-кварцевая
Турмалинизация, окварцевание	Турмалинизация, окварцевание	Серицитизация, сванбергитизация	Адуляризация, окремнение, каолинизация	Окремнение, каолинизация
Гидрослюдизация, монтмориллонитизация	Ортоклазизация, серицитизация	Гидрослюдизация, хлоритизация, монтмориллонитизация	Гидрослюдизация	Гидрослюдизация
Хлоритизация, карбонатизация, флогопитизация, актинолитизация	Хлоритизация, карбонатизация	Биотитизация, карбонатизация	Хлоритизация, карбонатизация	Хлоритизация, карбонатизация
Диорит	Гранит	Гранит	Песчаник	Гранит

процесса и миграции компонентов. В связи с этим тщательно изучается метасоматическая зональность в различных породах (рис. 66), а также баланс привноса и выноса компонентов в каждой из фаций измененных пород с применением атомно-объемного или объемно-молекулярного метода. Такое изучение не только дополняет изучение процесса гидротермального минералообразования, но и дает

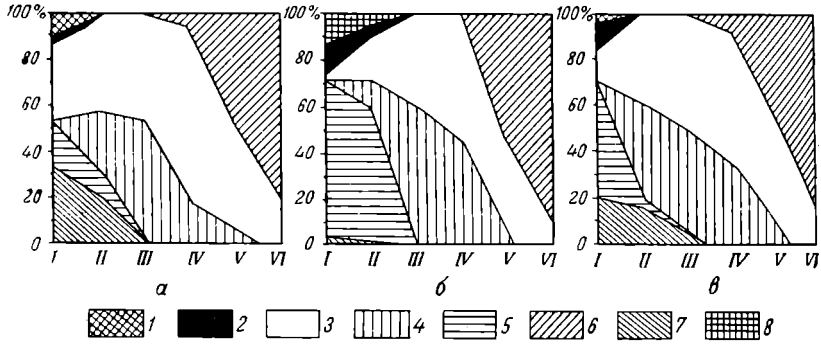


Рис. 66. Схемы метасоматической зональности в Мяо-Чанском оловорудном районе. Метасоматические фации в песчаниках (*а*), порфиритах (*б*) и гранодиорит-порфирах (*в*)

I — неизмененные породы; *II* — серицитизированные породы; *III* — серицит-кварцевые породы; *IV* — существенно кварцевые породы; *V* — кварц-турмалиновые породы; *VI* — турмалиновые породы

1 — биотит; *2* — роговая обманка; *3* — кварц; *4* — серицит; *5* — плагиоклаз; *6* — турмалин; *7* — калиевый полевой шпат; *8* — пироксен

ряд новых вех для воссоздания физико-химических условий рудообразования, выяснения химизма растворов, выделения стадий минерализации и т. п.

Формации и генетические типы околорудных метасоматитов

Геологическое и геохимическое изучение околорудных изменений пород позволяет выделить следующие основные формации и генетические типы метасоматитов.

I. Формации рудоносных метасоматитов плутонического (интрузивного) магматизма.

1. Скарны — роговики.
2. Альбититы.
3. Грейзены.
4. Березиты и лиственниты.
5. Доломитизиты.

II. Формации метасоматитов вулканогенно-интрузивного и субвулканического магматизма.

1. Карбонатиты.
2. Вторичные кварциты — турмалиниты.

3. Пропилиты — серицитолиты.
4. Аргиллизиты.
5. Опалиты.

Выделяемые ряды метасоматических формаций отражают характер, глубинность и состав родоначальных магматических комплексов. Выделяются кроме того и промежуточные формации метасоматитов. Каждая формация, состоящая из типичной и сопровождающих фаций, характеризует собой метасоматическую зональность, выраженную колонкой минеральных метасоматических зон. Согласно Д. С. Коржинскому, каждая из таких зон отличается от предыдущей появлением еще одного дополнительного минерала по направлению от внутренней зоны (ближней к рудному телу) к внешней.

Таким образом, метасоматическими формациями следует называть такие типичные ряды метасоматических изменений пород, которые, отличаясь набором отдельных метасоматических зон, выражают характерные условия проявления постмагматического процесса.

Формация известковых скарнов является широко распространенной, обусловленной воздействием на контакты карбонатных и силикатных пород высокотемпературных растворов в связи с интрузиями умеренно кислых пород. Состав скарнов—гранат, пироксен типа диопсид-геденбергита, волластонит, везувиан и др.

Кроме безводных минералов в скарнах присутствуют содержащие воду минералы амфибол, эпидот и другие; такие скарны П. П. Пилипенко называл флюидоводными. Типы метасоматических колонок приведены при описании строения скарновых месторождений. Во внешних зонах иногда наблюдается скаполитизация. Часто на скарны накладываются типичные гидротермальные изменения — поздняя альбитизация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация или карбонатизация, рассматривающиеся как второй, более поздний этап.

Формация альбититов представляет собой группу метасоматических пород, образовавшихся в результате переработки высокотемпературными растворами гранитов, щелочных и других пород. Как правило, ранней альбитизации предшествует калишпатизация, как бы создающая предпосылки для ее развития, что обусловлено сменой в растворах активности калия активностью натрия. Оба эти типа изменения тесно связаны между собой и развиваются в эндоконтактовых зонах куполовидных частей интрузивных массивов, в связи с чем такие изменения в гранитах А. А. Беус называет апогранитами. В ряде случаев альбитизация завершается грейзенизацией, имеющей здесь подчиненное значение и выраженной уже за пределами интрузива в зоне экзоконтакта.

Гранитные альбититы состоят из альбита (до 80—90%), калиевого полевого шпата, кварца и слюды. В танталоносных альбититах калишпат выражен амазонитом, а слюда лепидолитом. Альбититы в древних щитах часто развиваются не только за счет гранитов, но также за счет гнейсов и сланцев; в этих случаях в их составе часто принимают большое участие эгирин, щелочной амфибол и гидрослюды. Такие

альбититы нередко сопровождаются редкометальным (TR, Zr) или урановым оруденением.

Формация грейзенов характеризует собой также высокотемпературные изменения преимущественно кислых и близких к ним по составу пород эндо- и экзоконтактовых зон гранитоидных массивов. Состав грейзенов — кварц, мусковит или литиевые слюды (лепидолит, циннвальдит), топаз, берилл, касситерит, вольфрамит, иногда сульфиды. Часто грейзенизация сопрягается с калишпатизацией, а также с турмалинизацией.

Грейзенизация — это типичный процесс кислотного выщелачивания, интенсивно развивающийся в контактах плутонических интрузивов на фоне широкой площадной мусковитизации. Вынос ряда компонентов из гранита сменяется при нейтрализации кислых фторсодержащих растворов их отложением в более верхних горизонтах. Типичная метасоматическая зональность: грейзенизированный гранит, слюдяно-кварцевый грейзен, кварцевый или кварц-топазовый грейзен, топазовая, кварц-топазовая или кварц-берилловая зона иногда с вольфрамитом.

Грейзенизация часто, особенно среди плагиогранитов и гранодиоритов, тесно связана с альбитизацией.

Формация березитов и лиственитов характеризует собой уже преимущественно среднетемпературные условия и развивается за счет кислых (березиты) или основных (лиственитты) пород. Состав березитов: кварц, серицит, карбонат, сульфиды. Состав лиственитов: кварц, хлорит, карбонат, сульфиды.

Березитизация — сложный процесс, иногда сопрягающийся с альбитизацией. Химически процесс выражается в привносе углекислоты и калия и выносе натрия и кремнезема. Последний фиксируется также в кварцевых жилах (Р. Бойл). К этой формации относятся березиты, развивающиеся за счет кислых пород (кварц, серицит, пирит с небольшим количеством анкерита), лиственитты, развивающиеся за счет основных пород, и поэтому они кроме светлой слюды, хлорита и пирита содержат карбонаты (магнезит или брейнерит) и тальк, а также кальцит-серицитовые и анкерит-ортоклазовые («гумбеизация» Коржинского) метасоматиты (рис. 67). Как показали М. Б. и Н. И. Бородаевские, широко распространенный термин «березитизация» отражает собой тип гидротермального изменения, состоящий из ряда зон и минеральных фаций.

Указанная формация метасоматитов характерна для среднетемпературных плутонических условий, типичных для малых интрузивов, а также для переходных к ним глубинно-вулканических условий развития трубок взрыва. Как показывают исследования, эти изменения возникают под воздействием слабокислых, нейтральных и слабощелочных растворов хлоридно-бикарбонатного типа. Однако в глубинно-вулканических условиях отмечается повышенная роль борат-иона (турмалинизация), например в месторождениях медно- и золото-турмалиновой формаций, и особенно сульфат-иона (золото-кварцевые месторождения), в связи с чем развивается, например,

сванбергитизация (Шахтома) в Забайкалье. Температурный интервал развития гидрослюдизации 400—200° С. Глубинность средняя, порядка 1500—3000 *м*.

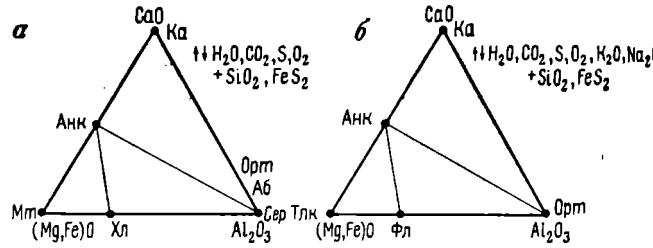


Рис. 67. Парагенетические диаграммы березитизации (*а*) и гумбеизации (*б*). По *Д. С. Коржинскому*

Ка — кальцит; Анк — анкерит; Мт — магнезит; Хл — хлорит; Сер — серицит; Аб — альбит; Орт — ортоклаз; Тлк — тальк; Фл — флогопит

На глубине проявляются калишпатизация и флогопитизация, внутренние зоны на выклинивании выпадают.

Формация пропилитов представляет собой метасоматиты, характерные в основном уже для вулканогенных условий.

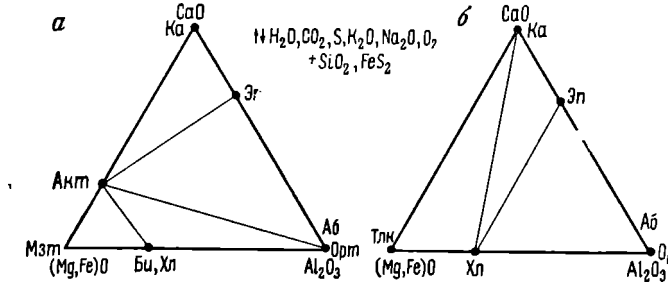


Рис. 68. Парагенетические диаграммы пропилитизации актинолит-эпидотовой (*а*) и хлорит-эпидотовой (*б*) ступеней. По *Д. С. Коржинскому*

Акт — актинолит; Ка — кальцит; Орт — ортоклаз; Тлк — тальк; Мзт — магнезит; Аб — альбит; Эп —эпидот; Би — биотит; Хл — хлорит

Они развиваются преимущественно на фоне регионально проявленного зеленокаменного изменения. Особенно типично для пропилитизации ее развитие за счет вулканитов андезито-базальтового, спилитового и андезитового состава.

Состав пропилитов трактуется авторами по разному: Д. С. Коржинский выделяет среди них две фации (рис. 68): 1) альбит-эпидот-актинолитовую, характерную для гипабиссальных условий и более

древних зон; 2) хлорит-альбит-карбонатную с пиритом, свойственную более юным вулканическим зонам. Н. И. Наковник считает эти ступени-фации взаимосвязанными с внутренними безальбитовыми и внешними альбитовыми фациями.

М. М. Василевский и В. Г. Русинов склонны рассматривать пропилиты как продукты площадного изменения различных вулканогенных толщ, но также отмечают сопряженность оруденения с некоторыми их типами. Особенно характерна связь колчеданного, а также баритового и отчасти цинкового и золотого оруденения с пропилитизацией, сочетающейся с серицитизацией и окварцеванием (Урал, Малый Кавказ и другие районы).

Формация вторичных кварцитов также характерна для вулканогенных условий. Она тесно связана с пропилитизацией и серицитизацией, с одной стороны, и с аргиллизацией — с другой. Это обстоятельство является причиной расширенного распространения и толкования этой формации, развивающейся особенно охотно по кислым эффузивам.

По составу вторичные кварциты представлены кварцем (до 95%), серицитом, минералами группы каолинита, рутилом, алунитом, а также андалузитом, дистеном и др. Характерная особенность кварцитов переходить в более глубинные фации, с одной стороны, и в приповерхностные — с другой, явилась причиной отрицания за ними некоторыми геологами формационного признака.

Аргиллизиты являются характерной формацией гидротермально-измененных пород, сопровождающих близповерхностные месторождения в вулканогенных толщах. Эти изменения протекают, по Ю. В. Казицыну, в интервале до 1000 *м* от древней поверхности при температуре от 300° С до нескольких десятков градусов, т. е. развиваются главным образом в низкотемпературных условиях, но захватывают также и область средних температур. Однако наиболее характерна область низких температур и давлений. В типовой колонке аргиллизации выделяются три зоны: внешняя — зона карбонатизации и хлоритизации, где происходит замещение роговой обманки карбонатом, хлоритом и кварцем, сфена лейкоксеном и карбонатом, промежуточная первая — зона монтмориллонитизации, где плагиоклаз замещается монтмориллонитом, нонтронитом и карбонатом, а магнетит гематитом, промежуточная вторая не всегда присутствующая зона гидрослюдизации с иллитом и внутренняя зона каолинизации. Промежуточная вторая, не всегда присутствующая зона гидрослюдизации, где развиваются гидрослюда иллитового типа, каолинит, кварц и нонтронит по плагиоклазу и пирит по магнетиту, является переходной к аргиллизитам.

Ю. В. Казицын выделяет три типа аргиллизации: галоидную, обусловленную присутствием в растворах ионов Cl^-, F^- и HCO_3^-; сульфатную, обусловленную присутствием сульфатного иона, и гидрокарбонатную, развивающуюся в присутствии иона HCO_3^-. Главное значение имеет второй сульфатный тип. Все типы аргиллизации развиваются в связи с воздействием кислых растворов при pH = 4—6

Экспериментально аргиллизация воспроизведена при температуре 285° С и pH 3,0 (Ю. В. Казицын).

Общая схема зональности от внутренних к внешним зонам такова: окремнение — каолинизация — гидрослюдизация (иллит) — монтмориллонитизация — неизмененная порода. В условиях сульфатных растворов развивается также алунитизация, в условиях сульфатно—фосфатных — сванбергитизация. Ю. В. Казицын разработал диаграммы минеральных парагенезисов колонок серицитизации и аргиллизации на полиординатной диаграмме химических потенциалов, по которым можно судить о возникающих минеральных ассоциациях в зависимости от подвижности компонентов.

Основные факторы рудоотложения

Из рассмотрения физико-химических условий гидротермального процесса следует, что главнейшими факторами рудоотложения являются нарушения химического равновесия в растворах в связи с изменениями температуры, давления, кислотности—щелочности и химических активностей реагирующих компонентов. Эти факторы являются далеко не всегда взаимозависимыми и в разных конкретных условиях проявляются различно, при общей направленности процесса к понижению температуры, давления и кислотности (при повышении щелочности). Большое значение имеют также градиенты изменения температур, давлений и скорости протекания химических реакций, резко различные в разных магматических, структурных и литолого-фациальных условиях.

Одним из важнейших условий является роль вмещающих пород, которая выражается в способности к реакциям с гидротермальными растворами, в их физико-механических свойствах, влияющих на образование рудовмещающих структур.

Способность к реакциям с рудоносными растворами часто является главной причиной отложения руд. Например, наличие во вмещающих породах гипербазитов и других пород, богатых двухвалентным железом и магнием, приводит к реакциям восстановления и к образованию труднорастворимых соединений четырехвалентного урана и других металлов; к такому же эффекту приводит присутствие в породах органического вещества. Наличие карбонатных пород вызывает осаждение руд свинца и цинка и т. п.

Неодинаковая проницаемость пород и разные механические свойства их являются причиной просачивания растворов, образования многообразных рудовмещающих структур и изменения физико-химических условий, в частности, резкого падения давления — дегазации растворов, что, как мы видели, также приводит к разрушению растворимых комплексов. Различная проницаемость пород в ряде случаев служит причиной возникновения фильтрационного эффекта, что приводит к экранированию и отложению руд перед непроницаемыми или малопроницаемыми преградами. Одной из главных причин рудоотложения из гидротермальных растворов

является разрушение растворимых комплексов металлов при взаимодействии раствора с вмещающими породами.

Изменение соотношений компонентов в растворе приводит к нарушениям химических равновесий и разрушению рудных комплексов. В связи с этим растворимость тех или иных комплексов резко уменьшается и выпадает твердая фаза.

Например, осаждение галенита происходит при изменении концентрации NaCl и увеличении отношения $U_{NaCl\ общ.}/m_{HCl\ общ.}$, чему способствует понижение температуры, повышение pH или изменение нескольких факторов (Г. Хелгесон). Другим примером может служить карбонатный комплекс уранила $UO_2(CO_3)_3^{4-}$, который, являясь координационно насыщенным, устойчив при избытке ионов CO_3^{2-}. Уменьшение их концентрации ведет к диссоциации комплексов и к переходу его в дикарбонат-уранил, а затем в монокарбонат-уранил UO_2CO_3 и к выпадению его в виде моногидрата $UO_2CO_3H_2O$ (В. В. Щербина).

Образование карбонатов в жильном выполнении или при изменении вмещающих пород приводит к уменьшению концентрации углекислоты в растворе и к разложению комплексов (В. Л. Барсуков, Г. Б. Наумов). При этом по расположению кривых равновесия между уранил-карбонатными анионами UO_2 по данным указанных авторов может происходить не только отложение окислов урана, но и последующее растворение, а затем новое выпадение их, что иногда подтверждается и минераграфическим изучением.

Таким образом, изменение кислотности—щелочности также является причиной отложения руд, что, по мнению Д. С. Коржинского, является общей закономерностью, которая установлена им на основе изучения гидротермального процесса.

О роли фильтрационного эффекта в рудоотложении уже говорилось выше. Важной причиной рудоотложения является также дегазация растворов. Падение давления приводит к расслоению раствора на газовую и жидкую фазы и к удалению газовой фазы, например CO_2. Последнее приводит к разрушению уранил-карбонатных комплексов и к отложению урана. При этом большое значение имеет структурный фактор и проницаемость пород.

Выделение углекислоты связано и с уменьшением кислотности раствора. В. Л. Барсуков и Г. Б. Наумов связывают это явление с составом вмещающих пород, оказывающих буферное влияние, что приводит к избирательному рудоотложению в различных породах. Ими установлено, что дегазация имеет большое значение в приповерхностных, в частности, вулканогенных условиях и меньшее в более глубинных в связи с высокой растворимостью CO_2 при высоких давлениях.

Наконец, важное значение в разрушении комплексов металлов имеет смешивание восходящих гидротермальных растворов с подземными водами, что особенно часто происходит при формировании вулканогенных месторождений. Г. Хелгесон показал, что если один из двух катионов двухвалентных рудообразующих металлов в рас-

творах хлористого натрия M^{2+} не дает полихлоридные комплексы и существует в виде M и MCl, а другой X^{2+} дает комплексы XCl_4, то степень образования MCl при разбавлении раствора возрастает, а XCl уменьшается. В результате увеличится активность свободного иона X^{2+} и уменьшится активность свободного иона Me^{2+}, что будет способствовать переносу металла M и отложению металла X. На это обращал внимание также А. А. Сауков. Кроме того, при смешении растворов может произойти перераспределение ионов между комплексами и осаждение твердой фазы, например, в случае прежима жильной трещины и необратимом адиабатическом расширении щелочного, богатого хлоридами раствора.

Глубина образования постмагматических месторождений

Вопрос глубинности образования рассматриваемых месторождений уже давно привлекает внимание многих геологов, так как с этим вопросом связаны важные в практическом и теоретическом отношениях представления о прогнозе оруденения на глубину, вертикальном его размахе, выклинивании рудных тел, эрозионном срезе и т. п. Несомненно, что решение этого вопроса в каждом отдельном случае зависит не только от глубины распространения рудовмещающей структуры, например разлома, контакта и т. п., но также от глубины расположения источников рудного вещества и места локализации руд с выяснением нижнего и верхнего пределов, т. е. от возможно более полного установления всех признаков принадлежности месторождения к определенной генетической группе и рудной формации.

Глубина образования плутоногенных и вулканогенных месторождений различна. Формирование последних происходило на более высоких уровнях, причем образование некоторых из них было связано с весьма глубокими очагами, например, карбонатитовых, колчеданных и некоторых других, но локализация руд протекала на приповерхностных уровнях. Для таких месторождений необходимо учитывать не только глубину расположения рудоносного очага, но также мощность сиалической оболочки, существовавшей во время рудообразования, и глубину отложения руд от древней поверхности.

К прямым и наиболее распространенным способам установления глубинности формирования месторождений относится определение мощности отложений от верхней и нижней границ рудных тел до поверхности, существовавшей в период рудоотложения. Определение таким способом средних глубин образования месторождений Карамазара и Кураминской зоны в Средней Азии, произведенное И.П.Кушнаревым, дало цифры от 4—4,5 *км* до 500 *м* (рис. 69). При этом зону до 500 *м* от поверхности он рассматривает как пустую, что, однако, не вполне согласуется с имеющимися данными.

Вопрос об относительных глубинах образования месторождений рассматривался также Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко, В. Н. Котляром, Г. Садецким-Кардашем и др., которые дают различные цифры глубинности месторождений разных генетических групп и рудных формаций. Известны месторождения, разработка которых уже в настоящее время достигла глубины 3,5 *км* (золоторудное месторождение Колар в Индии). В то же время выделяются группы месторождений, глубина которых не превышает первых сотен метров. В настоящее

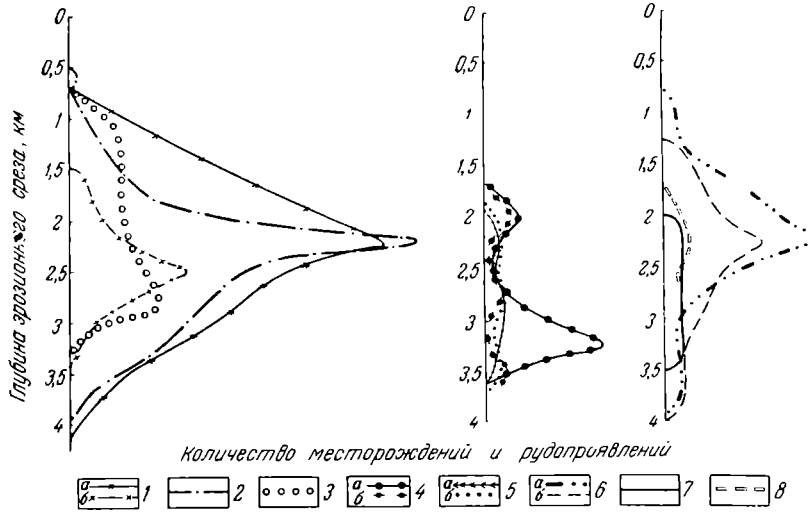


Рис. 69. Глубины формирования эндогенных месторождений Кураминской зоны. Средняя Азия. По *И. П. Кушнареву*

а — гидротермальные; *б* — скарновые
1 — свинцово-цинковые; *2* — медные; *3* — флюоритовые; *4* — молибденовые; *5* — вольфрамовые; *6* — железорудные; *7* — золоторудные; *8* — оловорудные

время о глубине формирования постмагматических месторождений судят по геологическим (мощность пород до древней поверхности), магматическим (фации изверженных пород), метаморфическим (метасоматические формации), структурно-тектоническим (элементы структурной зональности) и минералого-геохимическим (парагенетические ассоциации) данным. В табл. 10 показано соответствие фаций глубинности указанных образований и пределы глубины формирования различных месторождений. Глубина распространения оруденения от древней поверхности вычисляется путем определения верхнего и нижнего предельных уровней оруденения от современной поверхности плюс величина современного эрозионного среза, выражающаяся мощностью эродированных толщ. Размах рудного интервала по вертикали может быть определен по относительным значениям нижнего и верхнего пределов распространения оруденения.

Таблица 10

Сопоставление фаций глубинности

Магматические фации	Метасоматические формации и фации	Геологоструктурные фации (члены структурной зональности)	Рудные формации	Вероятная глубина образования, км (нижний и верхний пределы)	Диапазоны глубины распространения, км
Мезо- и гипабиссальная	Скарны	Антиклинальные и сопровождающие, разломные, залеченные магматическими образованиями	Различные контактово-метасоматические	4,5—1,0	До 3,5
Мезо- и гипабиссальная, выступы интрузивных массивов	Альбититы	Антиклинальные и разрывные (милониты, зоны смятия), антиклинальные и разрывные с трещиноватостью	Апогранитовые, редкометальные	5,0—2,0	До 0,6
Гипабиссальная (апикальные части интрузивных массивов)	Грейзены	То же	Кварц-касситеритовая, кварц-вольфрамитовая и др.	4,0—2,0	До 2,0
Резко выраженная гипабиссальная (малые интрузивы и краевые фации массивов)	Гидрослюдиты (березиты, лиственитты)	Разломные и разрывные разных порядков с интенсивной трещиноватостью и брекчированием	Полиметаллическая, сульфидно-золото-рудная, касситерит-силикатная и др.	3,0—1,0	До 2,0
Глубинно-вулканические и вулканогенно-интрузивные	Карбонатиты, турмалиниты, вторичные кварциты (типичные)	Разломные, структуры центрального типа, линейные разрывные нарушения, вулканическое дробление и брекчирование	Золото- и медно-турмалиновые, медно-порфировая и др.	2,5—1,0 (для карбонатитов значительно более)	1,5—2,0 и более
Субвулканическая	Аргиллизиты, серицитолиты, пропилиты	Разломные, вулканические структуры центрального и линейного типа, наложенные нарушения, брекчии	Золото-серебряная, сульфидно-касситеритовая, полиметаллическая, колчеданная, медная энаргитовая, молибден-урановая и др.	2,0—0,1	0,4—1,2
Экструзивная вулканическая	Аноаргиллизиты, опалиты, травертины, гейзериты	Брекчии обрушения, неотектоническая трещиноватость	Оловянная риолитовая, ртутная, опалитовая, формация самородной серы, боратовая	0,1—0	До 0,1

Рудные формации и рудные фации

Под рудными формациями понимаются группы минеральных месторождений, которые характеризуются общностью минерального состава, выражающегося типичными минеральными ассоциациями и последовательностью их формирования, а также сходными условиями образования. Последние выражаются в закономерной приуроченности месторождений к определенным, повторяющимся во времени структурам, геологическим формациям и породам и поэтому характеризуются целым рядом и других особенностей — морфологических, геохимических, литологических и др. Например, рудная формация редкометальных альбититовых месторождений выделяется по ассоциации берилла, вольфрамита, молибденита, касситерита и кварца, а также по характерной приуроченности их к альбититам в куполах кислых калиевых гранитных массивов и к щелочным породам; формация сульфидно-касситеритовых месторождений — по ассоциации касситерита, сульфидов железа, свинца, цинка, меди и железистого хлорита и по приуроченности их к субвулканическим интрузивам и дайкам в терригенных песчано-сланцевых толщах; формация колчеданных месторождений — по ассоциации пирита, халькопирита с подчиненным значением других сульфидов и жильных минералов, и по закономерной приуроченности к зеленокаменным толщам геосинклинальных прогибов и т. д.

Рудные формации выделяются среди рудных серий и генетических групп месторождений, представляющих собой более крупные подразделения. Различные рудные формации, размещающиеся в тех или иных структурно-фациальных металлогенических зонах и родственные между собой (И. Г. Магакьян, 1967 г.), образуют формационные ряды или рудные комплексы. В пределах рудных формаций иногда выделяют различные по составу пространственно обособливающиеся минеральные ассоциации, рассматривающиеся как субформации или генетические типы.

Рудные формации отличаются не только по минеральному составу и геологической обстановке, но и по глубине формирования месторождений, отражая тем самым рудные фации глубинности. Например, несмотря на различное протяжение слагающих их рудных тел на глубину (вертикальный размах оруденения), месторождения альбититовые и грейзеновые являются более глубинными, чем молибденовые порфирового типа, а последние — более глубинными по сравнению с субвулканическими, в частности уран-молибденовыми. Еще более четко выделяются фациальные ряды для олова: от более глубинных кварц-касситеритовых к менее глубинным силикатно-касситеритовым, связанным с малыми интрузивами, далее к еще менее глубинным субвулканическим сульфидно-касситеритовым и приповерхностным риолитовым с деревянистым оловом.

Подобные рудные фации глубинности устанавливаются для целого ряда металлов — для вольфрама, бериллия, золота, свинца, цинка, урана, меди и др. Они характеризуются своими рудными

формациями и субформациями, составляющими вертикальные фациальные ряды. При этом, как показано ниже, рудным фациям отвечают не только магматические фации, с которыми они связаны, но также фации метасоматические и структурно-геологические (характерные члены структурной зональности, см. табл. 10).

Гипогенная или первичная зональность

В пространственном размещении постмагматических месторождений в регионах и рудных районах, а также в распределении различных рудных компонентов в отдельных месторождениях и рудных телах часто наблюдается закономерная смена их в различных направлениях. Изменения в размещении месторождений в регионах и рудных районах называется региональной зональностью. Она обусловлена тектоно-магматическими причинами и рассматривается в главе о металлогении. Закономерные изменения распределения рудных компонентов в рудах месторождений и рудных полей обусловливают гипогенную вертикальную и горизонтальную зональность в пределах рудных тел, месторождений и рудных полей (рис. 70, 71, 72).

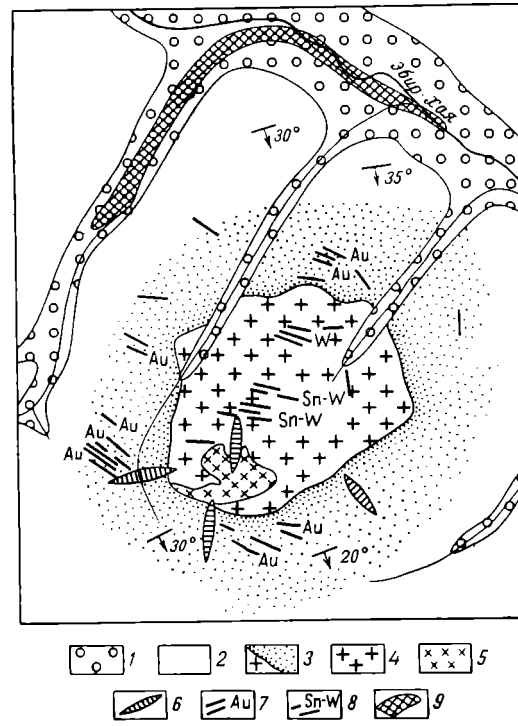


Рис. 70. Пример связи оловянно-вольфрамового и золотого оруденения с гранитами. Месторождения Эбир-Хая, Якутия. По *С. Н. Гаврикову и Е. Н. Данигорскому*

1 — аллювий; *2* — песчаниково-сланцевые отложения карнийского яруса; *3* — контактово измененные породы; *4* — двуслюдяные граниты; *5* — лейкократовые граниты; *6* — аплиты и аплит-порфиры; *7* — золоторудные кварцевые жилы; *8* — кварцевые оловянно-вольфрамовые жилы; *9* — россыпи золота

Такая зональность объясняется различными причинами: 1) положением рудных образований по отношению к кровле материнского интрузива и расстоянием от нее; 2) характером рудовмещающих структур, в частности наличием структурной зональности, степенью открытости трещин; 3) развитием структур в течение гидротермального процесса; 4) различием состава пород и их физико-механических

свойств; 5) изменением термодинамических и физико-химических условий: падением температуры, давления, изменением химической активности компонентов и последовательным выпадением тех или иных компонентов из растворов, изменением их состава и многими другими. Взаимозависимость действующих факторов не позволяет

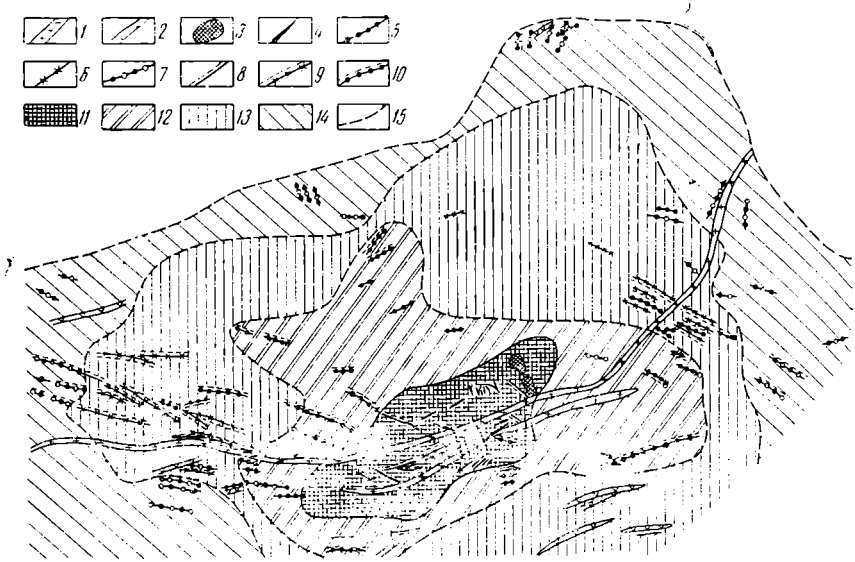


Рис. 71. Горизонтальная первичная зональность. Депутатское месторождение. По *И. Я. Некрасову*

1—дайки кварцевых порфиров; *2*—дайки диоритовых порфиритов, спессартитов и керсантитов; *3* — топаз-слюдисто-кварцевые грейзены с вольфрамитом и касситеритом; *4* — турмалиновые и кварц-турмалиновые жилы с касситеритом; *5* — кварц-хлоритовые жилы с касситеритом; *7* — кварц-карбонат-сульфидные (галенит-сфалеритовые) жилы; *8* — зоны дробления с касситерит-кварц-сульфидными пирротиновыми рудами; *9* — зоны дробления с касситерит-кварц-хлоритовыми и кварц-сульфидными (пирротиновыми) рудами; *10* — зоны дробления с кварц-карбонат-сульфидными рудами; *11* — первая зона с преобладанием кварц-турмалиновых руд; *12* — вторая зона с преобладанием касситерит-кварц-хлоритовых руд; *13* — третья зона с кварц-сульфидными (пирротиновыми) и кварц-карбонат-сульфидными (свинцово-цинковыми) рудами; *14* — четвертая зона существенно-кварц-карбонатно-сульфидных руд; *15* — контур рудной зоны.

рассматривать гипогенную зональность в связи с отдельными причинами, хотя в ряде случаев среди них можно установить главные, например структурные, фильтрационный эффект и др.

Выделяют следующие типы гипогенной зональности: 1) моноасцедентную, обусловленную геохимическими особенностями отложения рудных компонентов (образование растворимых комплексов и их разрушение при изменении условий); 2) полиасцедентную, объясняющуюся изменением состава растворов в связи с меняющейся геологоструктурной обстановкой и последовательно стадийным минералообразованием. Данная проблема явилась предметом неоднократного обсуждения на совещаниях и международ-

ных симпозиумах. В частности, дискуссия между В. И. Смирновым, Ч. Ф. Парком и Я. Кутиной привела к тому, что эти исследователи подчеркнули тесную связь между последовательностью образования минеральных парагенезисов и зональностью, т. е. необходимость совместного изучения этих явлений.

В. И. Смирнов, посвятивший первичной зональности ряд работ, различает зональность складчатых зон, рудных полей и отдельных рудных тел. Кроме того, он выделяет зональность по мощности рудных тел, по падению и по простиранию. Особенно важна зональность по падению рудных тел, часто называемая «вертикальной», отражающая смену состава руд и минеральных ассоциаций с глубиной. Примером такой зональности является смена в полиметаллических месторождениях свинцового оруденения цинковым, а затем колчеданным (Кафан, Садон, Рудный Алтай и др.), в шеелито-молибденитовых месторождениях смена шеелитового оруденения молибденитовым (Тырныауз), в альбититовых месторождениях оловянного оруденения бериллиевым и др. Причинами такой зональности являются: изменение физико-химических условий с глубиной отложения руд, изменение структурных условий, стадийность минерализации, изменение состава вмещающих пород.



Рис. 72. Вертикальная зональность в жилах. Депутатское месторождение. По *И. Я. Некрасову*

1 — дайки кварцевых порфиров; *2* — кварц-сульфидные руды с хлоритом, касситеритом и сфалеритом; *3* — кварц-сульфидно-турмалиновые руды с касситеритом; *4* — кварц-сульфидные руды с касситеритом, станнином и франкеитом

Зональность по простиранию рудных тел объясняется также указанными факторами. В ряде случаев имеет значение положение рудных тел по отношению к рудоносному интрузиву (Дарасун, по Д. А. Зенкову и Д. Тимофеевскому) или рудоконтролирующему разлому, а также элементы наложения и позднего метаморфизма.

В некоторых месторождениях, связанных со структурами центрального типа и древними вулканическими аппаратами (в редкометальных карбонатитах, медно-турмалиновых, урановых и др.), часто выражена концентрическая зональность. По генетическому признаку В. И. Смирнов выделяет стадийную зональность, зональность повторных тектонических разрывов, тектонического раскрывания и внутрирудного метасоматоза, а в зональности фациальной — типы зональности, обусловленные различием химизма пород, явлениями фильтрации и последовательностью отложения.

Магматические, метасоматические, структурно-геологические и рудные формации и фации в постмагматических месторождениях

Из предыдущих глав следует, что многие из указанных геологических формаций связаны друг с другом. Они характеризуют те разнообразные сочетания условий, которые определяют различные физико-химические обстановки формирования промышленного оруденения. Если бы мы хорошо знали все эти условия, то могли бы уверенно прогнозировать рудные тела различных полезных ископаемых. Однако в настоящее время мы в состоянии устанавливать соответствие только групп формаций по их глубинности. Такое соответствие для метасоматических и минеральных формаций было намечено Д. С. Коржинским, для структурно-геологических (рудовмещающих структур) и рудных формаций (месторождений) В. М. Крейтером и другими, а для магматических и рудных — М. А. Усовым (1936 г.). Попытка увязки таких формаций в укрупненных группах была сделана Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко (1965 г.). Ими также были выделены субвулканические месторождения, однако особенности их еще не были охарактеризованы в достаточной мере, в частности, слабо учтена структурная зональность, дающая возможность выделять структурно-геологические формации (В. А. Невский).

В классификации метасоматических месторождений приводятся данные по сопоставлению групп указанных выше формаций, позволяющие прогнозировать возможности выявления генетических групп и типов месторождений. Вместе с тем такой подход открывает пути для выявления соотношений между более узкими группами указанных формаций, а в дальнейшем и между отдельными формациями. По существу это и будет фациальным анализом постмагматических месторождений.

Основные факторы, обусловливающие генетическую классификацию постмагматических месторождений

Вопрос о различиях образования рудоносных растворов в плутонических и вулканических условиях должен рассматриваться в разных аспектах. В глубинных условиях процесс протекает в относительно закрытой системе, и здесь применима схема Заварицкого—Бетехтина, согласно которой при высоком внешнем давлении от магмы после ее раскристаллизации отделяются лишь жидкие растворы. Но эта схема неприемлема для близповерхностных, а также глубинно-вулканических условий квазиоткрытых систем, где внутреннее давление является более высоким, в связи с чем растворы отделяются в результате вскипания и далее развиваются как конденсированные системы. Эти условия несомненно выражаются не только, и даже не столько в глубине рудообразования, сколько в структурной обстановке и проницаемости среды.

Наконец, должен быть учтен и еще один фактор, отмечавшийся выше: роль в гидротермальных растворах метеорной воды. В глубинных условиях плутонического магматизма значение ее в общем случае незначительно, в отличие от условий вулканического, точнее вулканогенно-интрузивного магматизма, где роль ее постепенно увеличивается. Метеорная вода не только разбавляет металлоносные растворы, но и изменяет термодинамические и физико-химические условия рудообразования.

Охарактеризованные условия приводят к коренным отличиям и процессов рудообразования, а изучение их особенностей — к установлению важнейших закономерностей. Отсюда вытекает целесообразность принятого уже нами разделения постмагматических месторождений на плутоногенные и вулканогенные. Этот критерий отражает не только соотношения с магматизмом, но является геолого-тектоническим и металлогеническим, так как в настоящее время уже прочно входит в практику геотектонического районирования выделение «вулканогенов» или вулканических поясов как структур самостоятельного типа. Не менее важно исследование соотношений между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом. Д. С. Коржинский (1963) показал, что реакции при эндогенном минералообразовании идут существенно иначе в близповерхностных условиях при свободном доступе кислорода, чем в глубинных условиях. При повышении кислотности раствора (повышение $[H^+]$ или понижение $[OH^-]$ и $[O^{2-}]$) создаются условия для окислительных реакций с выделением электрона и с понижением его активности (восстановительного потенциала), причем эти реакции могут идти как с поглощением кислорода, так и с его выделением, например

$$S^{2-} + 2H^+ + \frac{1}{2}O_2 = H_2O + S;\quad SO_4^{2-} + 2H^+ = S + H_2O + \frac{3}{2}O_2.$$

Подобным образом происходит разложение феррианнона, образование самородной меди и др. В глубинных условиях при интенсивном воздействии растворов уровень восстановительного потенциала сохраняется за счет буферных реакций, а изменение кислотности влияет на активность кислорода. При этом повышение активности кислорода приводит к повышению щелочности растворов, выражающейся, например, в проявлении щелочного метасоматоза в железистых кварцитах.

Выше было указано, что в классификации постмагматических месторождений особенно большие трудности возникают при выделении генетических групп. В. И. Смирнов подразделяет постмагматические месторождения на пять групп[1]: грейзеновую, эндотермальную, телетермальную, колчеданную и субвулканическую. Эта классификация, несомненно, представляет собой попытку более широкого генетического подхода по сравнению с классификациями по температуре образования Линдгрена—Ниггли, по глубине или вмещающей среде (Д. Эверхарт и др.), так как она охватывает в известной мере все эти признаки.

Однако в подразделении В. И. Смирнова формационный подход в части рудометасоматических образований использован еще не полностью. Охарактеризованная выше взаимозависимость магматических, метасоматических, структурно-геологических и рудных формаций и фаций позволяет принять за основу разделения обеих серий постмагматических месторождений на группы принцип метасоматических формаций. Несмотря на недостаточность изучения околорудных изменений, этот принцип даже на современном уровне дает более широкую генетическую основу классификации, отражая не только такие факторы рудообразования, как температура, давление, глубина образования, но также химизм и направленность развития самого процесса. Более того, применение этого принципа представляет большие возможности дальнейшего совершенствования данной классификации.

Таким образом, классификацию постмагматических месторождений следует основывать на выделении плутоногенных и вулканогенных серий месторождений, затем метасоматических формаций, а далее — рудных формаций. Под ними понимаются генетические типы месторождений, характеризующиеся типичными с определенной последовательностью минеральными ассоциациями, закономерно проявляющимися в ходе геологического развития однородных структурно-фациальных зон в одинаковых или близких геологических и физико-химических условиях[2].

Таким образом, классификация постмагматических месторождений предлагается в следующем виде.

---

[1] Во втором издании книги В. И. Смирнова в классификацию постмагматических месторождений внесены изменения.

[2] В последнее время В. С. Кормилицын, П. А. Строна В. Т. Покалов и др. предлагают более широкое толкование рудных формаций.

Серия I. Месторождения плутоногенные.
1. Скарновые.
2. Альбититовые.
3. Грейзеновые.
4. Березитовые (лиственитовые).
5. Кварцито-доломитизитовые (телетермальные).
Серия II. Месторождения вулканогенные.
А. Глубинно-вулканические:
1. Карбонатитовые.
2. Сопровождающиеся скаполитизацией и оскарнованием или полевошпатизацией.
3. В турмалинитах и вторичных кварцитах.
Б. Субвулканические:
1. Серицитолит-пропилитовые (колчеданные).
2. Серицитолит-аргиллизитовые.
В. Вулканические опалитовые и гейзеритовые.

Обе серии постмагматических месторождений можно рассматривать как два ряда, связанные промежуточными глубинно-вулканическими месторождениями. Среди последних находятся месторождения редких металлов, олова, вольфрама, молибдена и некоторых других металлов, связанные с так называемыми трубками взрыва и нередко сопровождающимися гидротермальными породами, иногда относящимися к грейзенам. Таковы, например, оловорудные месторождения Малого Хингана, сложные полиметаллические месторождения Актюза в Средней Азии и др. Однако сопровождающие их «грейзены» не типичны, а главное, что эти месторождения являются близповерхностными, чего не наблюдается в месторождениях первой серии. Имеются промежуточные месторождения и между смежными подгруппами, поскольку природа часто не знает резких границ.

Нельзя не отметить некоторой условности разделения таких групп месторождений, как плутоногенных березитовых и вулканогенных вторичнокварцитовых, серицитолито-аргиллизитовых и серицитолито-пропилитовых. Однако на данной стадии изучения вулканогенных месторождений такая условность, очевидно, неизбежна. В целом классификация вулканогенных месторождений по относительной глубинности и метасоматическим формациям обоснована большим фактическим материалом.

Соотношения обеих серий месторождений с проявлениями магматизма, а также фаций между собой показаны на диаграммах (см. рис. 95).

Отдельные рудные формации рассматриваются при характеристике выделенных групп и типов гидротермальных месторождений.

Приповерхностные гидротермальные месторождения, переходные к экзогенным инфильтрационным

Выше было показано, что близповерхностные субвулканические месторождения образуются в условиях смешивания глубинных растворов с вадозными водами. При этом доля последних должна

увеличиваться при приближении к поверхности, о чем можно судить по данным современных вулканических областей. Вероятно именно этим обстоятельством, а не непродуктивностью вулканогенных формаций объясняется тот факт, что в современных вулканических областях не наблюдается крупных промышленных месторождений. Впрочем, последнее положение, как это было показано Г. М. Власовым, В. Н. Котляром, Д. Е. Уайтом и другими, не вполне верно, по крайней мере в отношении ртути, сурьмы, мышьяка, самородной серы, бора и некоторых других полезных ископаемых. В вулканических областях со слабым насыщением пород водами в соответствующую эпоху гидротермального оруденения не будет. И, наоборот, при водонасыщенности пород в благоприятных условиях могут формироваться крупные и притом различные рудные образования.

Ряд рудных компонентов, особенно обладающих высокой подвижностью, может выноситься растворами и отлагаться почти у поверхности или на дне водоема. Так образуются современные месторождения ртути опалитовой формации, реальгаровые месторождения мышьяка, некоторые колчеданные месторождения меди, золота и других металлов.

Однако в некоторых случаях рудоносные растворы смешанного типа с высоким участием атмосферных вод в своем движении будут использовать не только тектонические и вулканические структуры, но и нетектоническую трещиноватость, слоистость и проницаемость литологически благоприятных пород, а также древние русла, карсты и неровности древнего рельефа. В таких условиях может происходить рудоотложение, которое будет отличаться от образования экзогенных инфильтрационных месторождений повышенными температурами рудообразования. Генезис именно таких месторождений вызывает горячие многолетние споры, причем обычно геологи занимают диаметрально противоположные позиции — «гидротермальщиков» (и при том обычно «интрузивщиков») или «экзогенщиков», не считаясь с возможностью сочетания этих, казалось бы противоположных, процессов. Такие месторождения характеризуются наличием признаков как гидротермального процесса (гидротермальное изменение пород, ассоциация с вулканогенными породами, типичные минеральные ассоциации), так и экзогенного инфильтрационного процесса (приуроченность оруденения к древним руслам, признаки межпластового окисления, условия залегания, пластообразная форма рудных тел, присутствие в рудах таких элементов, как ванадий, фосфор и др.). Примером таких месторождений могут служить месторождения уран-фосфорной формации, некоторые месторождения уран-мышьяковой формации с самородным мышьяком и др.

Другим типом переходных месторождений являются геосинклинальные вулканогенно-осадочные месторождения, формировавшиеся в подводных условиях. Выделение такой группы месторождений, связанных с подводным вулканизмом, уже перестает быть предметом дискуссий, и лишь отдельные геологи еще продолжают возражать против выделения этой группы. Работы И. В. Дербикова, Г. С. Дзо-

ценидзе, Г. Гардера, Н. С. Скрипченко, В. И. Смирнова, Н. М. Страхова, Г. Н. Щербы и других с достаточной убедительностью показывают правомерность выделения этой большой группы месторождений. Примером могут служить железорудные месторождения типа Лани-Диль в ФРГ, ряд марганцевых месторождений Малого Кавказа, некоторые полиметаллические и колчеданные месторождения (Атасу в Казахстане, Худес на Северном Кавказе), а также широко распространенные в Японии месторождения «черных» руд типа Куромоно.

Глава VIII

ПЛУТОНОГЕННЫЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Плутоногенными называются такие месторождения, которые образуются в глубинных условиях в связи с плутоническими интрузиями. Как мы видели, в этих условиях образование гидротермальных растворов, их эволюция, химизм растворов и факторы рудоотложения характеризуются своими особенностями, вытекающими из условий их глубинного образования вне связи с поверхностью. Плутоногенные месторождения отличаются также металлогенической специализацией, характерной для сиалического магматизма.

Несмотря на указанные характерные условия образования месторождений, их положение по отношению к рудоносному интрузивному комплексу (относительная глубина образования), развивающейся структуре и вмещающим породам существенно различны. Все это обусловливает существование различных фаций глубинности и развитие разных метасоматических формаций, характеризующих определенные термодинамические и физико-химические условия. Таким образом, метасоматические формации, отражая комплекс генетических условий, являются в настоящее время наилучшей (благодаря своей теоретической разработанности) генетической основой классификации рассматриваемых месторождений. Среди плутоногенных месторождений выделяют следующие: высокотемпературные скарновые, альбититовые и грейзеновые, среднетемпературные березитовые и низкотемпературные телетермальные, сопровождающиеся обычно доломитизацией или окварцеванием, а иногда баритизацией.

Скарновые (контактово-метасоматические) месторождения

Общее определение и теоретическое обоснование выделения

Контактово-метасоматическими называются месторождения, которые, будучи связаны со скарнами, образуются метасоматическим путем при взаимодействии восходящих высокотемпературных

растворов с карбонатными и контактирующими с ними силикатными породами в условиях средних давлений. Контактово-метасоматические месторождения обычно располагаются в контактах карбонатных и силикатных пород, причем силикатные породы часто, хотя далеко не всегда, представлены интрузивами. Соотношения оруденения и скарнов являются настолько тесными, что условия образования последних предопределяют и место образования руд. Следовательно, скарны, представляющие собой измененные породы, являются важнейшим поисковым признаком.

Контактово-метасоматические месторождения имеют важное промышленное значение как источник получения железных, а также вольфрамовых, молибденовых, свинцовых, цинковых, медных, в меньшей мере урановых, борсодержащих, золотосодержащих и других руд.

Рассматриваемые месторождения изучались многими исследователями. Наиболее важные работы принадлежат А. Н. Заварицкому, П. П. Пилипенко, В. А. Жарикову и особенно Д. С. Коржинскому. Из работ зарубежных ученых важное значение имеют исследования В. Гольдшмидта, Е. Ларсена, Ф. Хесса и др.

Среди скарнов выделяют: 1) известковые скарны, состоящие из граната, пироксена, везувиана, ильваита и других минералов, развивающиеся в контактах карбонатных пород; 2) магнезиальные скарны, состоящие из форстерита, диопсида, паргасита, флогопита, шпинели, гумита и др. Они образуются на контакте с доломитами и обычно встречаются в древних докембрийских массивах.

Кроме безводных минералов в скарнах нередко присутствуют эпидот, амфиболы, скаполит и др., т. е. минералы, содержащие воду и другие летучие. Такие образования П. П. Пилипенко называл флюидоводными скарнами. Д. С. Коржинский рассматривает их в качестве самостоятельной околоскарновой метасоматической зоны, образующейся при том же скарновом процессе. Наконец, среди скарнов развиваются и такие минералы, как кварц, кальцит, хлорит и др., которые, по существу, скарновыми минералами не являются, а замещают минералы первичных скарнов.

Скарны, возникающие при метасоматозе за счет пород интрузива, называются эндоскарнами, а за счет карбонатных пород — экзоскарнами.

Д. С. Коржинский различает скарнообразование магматического и постмагматического этапов. Скарнообразование магматического этапа связано, по его мнению, с трансмагматическими растворами. При этом путем замещения доломитов образуются магнезиальные скарны. Такие ранние скарнообразные породы подвергаются гранитизации (Алдан, Побужье) и формируются в условиях более значительных глубин, когда образование известковых скарнов затрудняется высоким парциальным давлением углекислоты и умеренной подвижностью магния. Скарновые породы магматического этапа характеризуются отсутствием гроссулярового граната (безгроссуляровая фация Д. С. Коржинского), в то время как для постмагматического

этапа характерны известковые и известково-железистые скарны, с которыми и связано подавляющее число месторождений.

В. А. Жариков, развивающий представления Д. С. Коржинского, предложил классифицировать скарновые и другие метасоматические образования в зависимости от следующих условий: состава исходных пород (собственно скарны, экзо- и эндоскарны), от температуры (фации ортоклаз-гроссуляровая, пироксен-эпидот-гранатовая, пироксен-эпидотовая) и от концентрации вполне подвижных компонентов и присутствия в растворе Fe, Mg, Mn (фации волластонитовая, диопсидовая, салитовая, геденбергитовая, андрадитовая и др.). Изучение соотношений скарнов и оруденения показывает, что вместе со скарнами начинало формироваться только магнетитовое оруденение, что же касается оруденения других типов, то оно, как правило, возникало уже после образования скарнов. Х. М. Абдуллаев и В. А. Жариков выделяют среди них оруденение «отстающее», т. е. следующее сразу за образованием скарнов, и наложенное, являющееся по своему характеру гидротермальным. Однако в последнем случае минерализация также причинно связана с тем же скарновым процессом и поэтому такие месторождения не следует относить к собственно гидротермальным, если между скарнами и гидротермальной минерализацией отчетливо не устанавливается принадлежность их к разновременным самостоятельным процессам.

Геологическое положение

Большинство контактово-метасоматических месторождений располагается в пределах поднятий и смежных с ними внутренних частей геосинклиналей, формирование которых сопровождалось

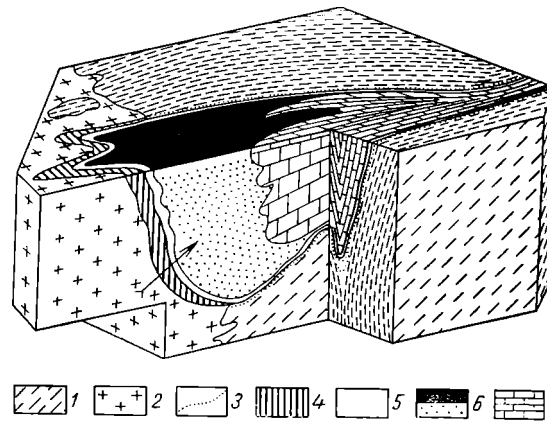


Рис. 73. Блок-диаграмма железорудного месторождения, связанного с магнезиальными скарнами. По *Л. И. Шабынину*

1 — мигматитовые гнейсы; *2* — мигматитовые граниты; *3* — апогнейсовые пироксен-плагиоклазовые породы; *4* — аподоломитовые пироксен-плагиоклазовые породы; *5* — шпинель-пироксеновые скарны; *6* — шпинель-форстеритовые скарны; *7* — доломитовые мраморы или кальцифиры. Стрелкой обозначено направление движения растворов

образованием гранитоидных комплексов. Реже контактово-метасоматические месторождения встречаются в краевых прогибах и межгорных впадинах, а также в платформенных областях, отличающихся менее интенсивным проявлением интрузивного магматизма и менее

интенсивной дислоцированностью. В общем случае контактово-метасоматические месторождения образуются в связи с интрузивными породами, формирующимися преимущественно в гипабиссальных условиях, но в последнее время стали известны месторождения и в связи с вулканогенными комплексами.

Контактово-метасоматические месторождения древнего возраста среди метаморфических толщ (докембрий—нижний палеозой) встречаются в щитах и выступах древних фундаментов, в нижних структурных ярусах, в связи с ранними магнезиальными скарнами (рис. 73, 74). В более молодых подвижных зонах месторождения палеозойского и мезо-кайнозойского возраста наблюдаются в средних и верхних структурных ярусах.

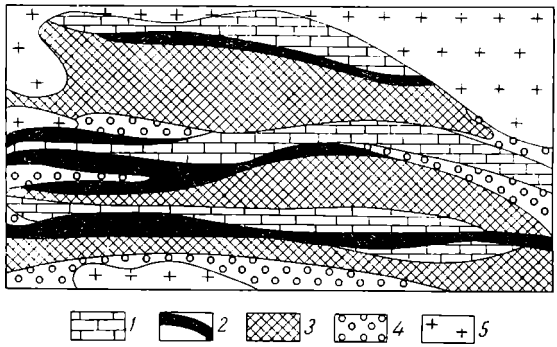


Рис. 74. Взаимоотношение людвигитовых и магнетитовых руд в скарновом месторождении. По *В. А. Бабошину*

1 — карбонатные породы; *2* — людвигитовые руды; *3* — магнетитовые руды; *4* — магнезиальные скарны; *5* — сиениты

Рудоносные интрузивы и месторождения залегают в различных породах: карбонатных формациях разных эпох, в горизонтах известняков в спилито-кератофировых формациях, а также в толщах известняков и доломитов древних метаморфических толщ и других формаций, содержащих горизонты или прослои карбонатных пород любых фаций. Геологический возраст контактово-метасоматических месторождений различный — от докембрийских до позднетретичных, но особенно широко распространены они в верхнем палеозое и мезокайнозое.

Связь с интрузивами

Контактово-метасоматические месторождения, как правило, тесно связаны с гранитоидными интрузивными комплексами, а особенно тесно с интрузивами гранодиоритового, кварцево-диоритового, монцонитового и плагиогранитового состава, реже с интрузивами сиенитов. Характерна связь месторождений с гранитоидами повышенной основности. Во многих случаях интрузивы представлены средними и даже сравнительно небольшими штокообразными телами. Обычно это типичные гипабиссальные интрузивы, формирование которых происходило на умеренных глубинах — от 4 до 2 *км*.

Нередко месторождения приурочены к целым магматическим комплексам, в которых кроме гранитоидов участвуют также дайки кислых и основных пород. Оруденение является более поздним по

отношению к гранитоидам. Однако во многих случаях дайки внедряются и после образования скарнов и связанного с ними магнетитового оруденения, как, например, в железорудных месторождениях Сарбая, Соколовском (Зауралье), в месторождениях Горной Шории, на месторождении Анкаван в Армении (рис. 75, 76) и во многих других.

В некоторых случаях рудоносные скарны пересекаются и пегматитовыми жилами (В. И. Смирнов, Х. М. Абдуллаев и др.). Имеются

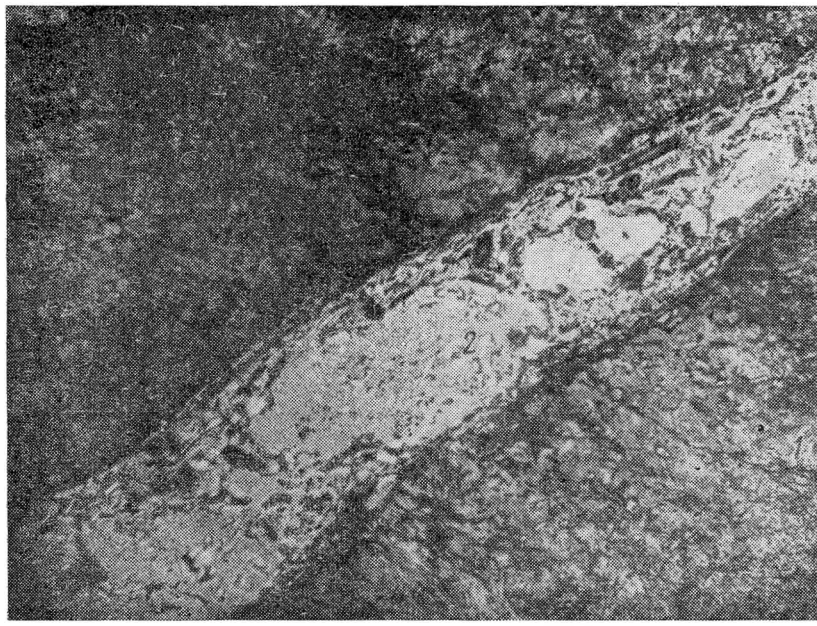


Рис. 75. **Пересечение магнетитового скарна (*1*) тонкой дайкой** гранодиорит-порфира (*2*). Анкаванское месторождение. Параллельные николи. Увел. 20. Фото *П. Д. Яковлева*

примеры, когда скарны и рудные тела пересекаются или инъецируются позднейшими интрузиями гранитов, например в Тырныаузском шеелит-молибденитовом месторождении (рис. 77). При этом интрузив как бы раздвигает рудоносные скарны, не оказывая на них заметного воздействия, что дает основание для поисков продолжения рудоносных скарнов ниже секущего их плитообразного интрузива. В связи с интрузией гранитов в скарны в Тырныаузе отмечено лишь проявление вкрапленности рудных минералов в гранитах и некоторое обогащение скарнов около них. Таким образом, скарновые месторождения, связанные обычно с умеренно кислыми гранитоидами, иногда образуются еще до полного завершения формирования магматических комплексов соответствующей структурно-фациальной зоны, особенно их глубинных корневых частей.

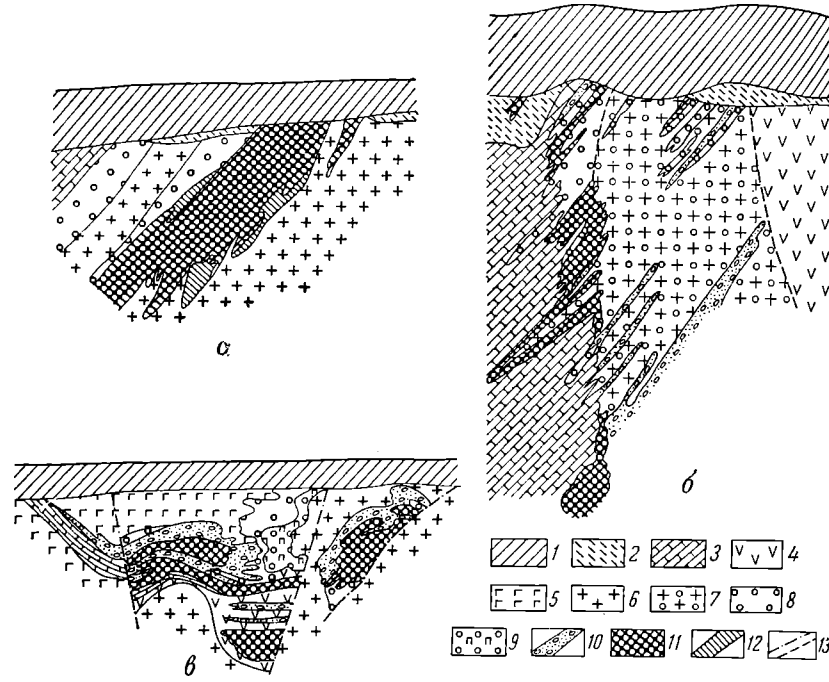


Рис. 76. Разрезы Кустанайских магнетитовых месторождений, связанных с известняковыми скарнами

а — Сарбай (по И. В. Фрею); *б* — Соколовское (по Д. О. Онтоеву); *в* — Качарское (по И. М. Беляшову). *1* — рыхлые мезо-кайнозойские отложения; *2* — кора выветривания; *3* — известняки; *4* — туфы и диабазовые порфириты, частично скарнированные; *5* — порфириты и их туфы; *6* — диориты, диоритовые порфириты, гранит-порфиры, сиениты; *7* — интрузивные породы скарнированные; *8* — скарны и роговики; *9* — пироксен-альбитовые породы; *10* — вкрапленные магнетитовые руды; *11* — сплошные магнетитовые руды; *12* — сульфидные руды; *13* — разрывные нарушения

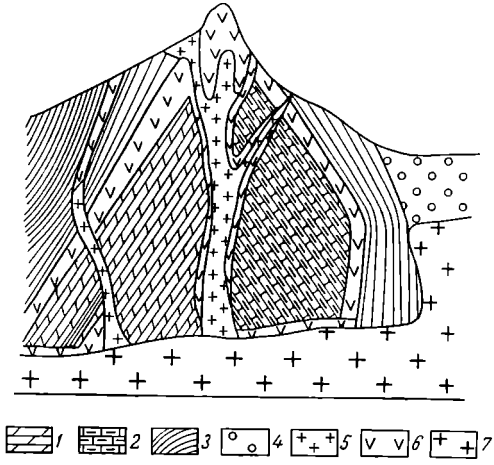


Рис. 77. Разрез через Тырны-Аузское шеелит-молибденитовое скарновое месторождение. По *Н. А. Хрущову*

1 — мраморы; *2* — мраморизованные известняки; *3* — биотитовые роговики; *4* — амфиболовые роговики; *5* — лейкократовые гранит-порфиры; *6* — рудные скарны; *7* — порфировидные граниты.

Вмещающие породы и их изменение

Вмещающими оруденение породами являются в большинстве случаев или сами скарны, или околоскарновые образования, развивающиеся как продукт контактового изменения вмещающих пород. Строгая приуроченность к ним оруденения и представляет главную особенность рассматриваемых месторождений.

Контактирующими с известняками силикатными породами являются гранитоиды, а также эффузивы и туфы порфиритового состава, иногда сланцы, песчаники или кварциты, причем в таких случаях наблюдается скарнирование и этих пород. Наряду с образованием скарнов и приуроченных к ним в контактах карбонатных и силикатных пород рудных скоплений, скарны иногда наблюдаются и вне контактов — среди карбонатных или среди силикатных пород, причем приурочиваются к различным нарушениям. Примером нахождения рудоносных скарнов в гранитах вдалеке от их контакта является скарно-шеелитовое месторождение Чорух-Дайрон в Средней Азии.

Кроме скарнов среди вмещающих скарновые месторождения пород нередко отмечаются контактовые роговики, которые нередко также несут промышленное оруденение (Тырныауз на Северном Кавказе).

В некоторых магнетитовых месторождениях наблюдается интенсивная и широко проявленная скаполитизация, развивающаяся за счет диоритов, сиенитов, а также вмещающих их эффузивов (Сарбай, Кочара). Однако такие месторождения, по-видимому, ближе стоят к вулканогенному ряду. Скаполитизация иногда захватывает в той или иной степени и поздние жильные породы. Нередко она сопровождается и перекрывается развивающейся на более поздних стадиях альбитизацией, в связи с чем широкое проявление скаполитизации может быть замаскировано. Кроме указанных типов метасоматоза наблюдаются также проявления биотитизации, амфиболизации, хлоритизации.

Структуры месторождений и формы рудных тел

Роль тектонической структуры при образовании скарновых месторождений также велика, как и для других постмагматических месторождений. Среди структур различных типов при рудообразовании большое значение имеют структуры контактов, межпластовых и межформационных нарушений, сопряжений и пересечений, а также трещинные структуры. А. В. Королев, Ф. И. Вольфсон и другие исследователи выделяют следующие структурные типы скарновых месторождений, обусловливающие различные формы рудных тел:

1. Пластообразные рудные тела в согласных и несогласных контактах силикатных и карбонатных пород (Дашкесан в Азербайджанской ССР, гора Магнитная на Урале, Сарбай в Кустанайской

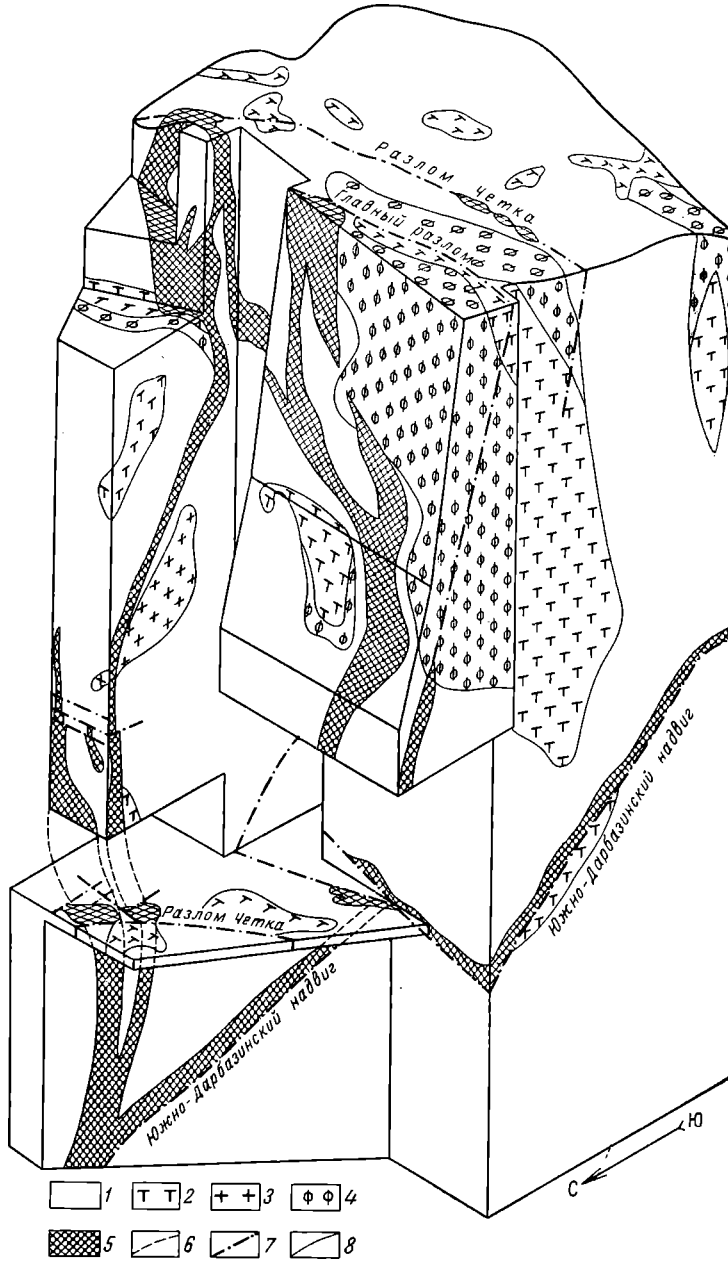


Рис. 78. Блок-диаграмма скарново-полиметаллического месторождения Кансай. По *В. Н. Титову*

1 — известняки; *2* — сиениты; *3* — гранодиорит-порфиры; *4* — флогопитовые скарны; *5* — сульфидные руды; *6* — след рудных тел в пространстве; *7* — разрывные нарушения; *8* — границы пород

области и др.). Такие тела нередко развиваются в зонах межпластовых нарушений.

2. Жилообразные рудные тела, приуроченные к крутым тектоническим разрывам вдоль контактов гранитов и карбонатных пород (Чал-Ата и Алтын-Топкан в Средней Азии и др.), а также залегающие в самих гранитоидах и других вмещающих породах.

3. Трубообразные тела на пересечениях тектонических разрывных нарушений, на сопряжениях или искривлениях взбросо-сдвиговых нарушений (Кансай в Средней Азии).

4. Крупные трубообразные тела, приуроченные к антиклинальным структурам и структурам сопряжения разрывных нарушений, как, например, Тетюхе в Приморье, Кансай в Средней Азии (рис. 78) и др.

Кроме этих типов рудных тел встречаются и другие, в частности неправильные тела в ксенолитах среди гранитоидов, и др. При этом в некоторых месторождениях можно встретить сочетание различных структурных типов и различных форм рудных тел.

Таким образом, формы рудных тел скарновых месторождений весьма разнообразны и часто отличаются большой сложностью. Очень распространены пластообразные, жилообразные, гнездовые и сложные рудные тела. Характерной формой рудных тел, особенно для многих скарновых свинцово-цинковых месторождений, являются трубообразные тела (месторождение Тетюхе в Приморье и др.). Часто скарновые рудоносные трубы возникают в массивных неслоистых известняках и доломитах и распространяются по дайкам кислых пород или по разрывам на сотни метров на глубину. Д. С. Коржинский рассматривает такие рудные тела как результат проявления инфильтрационного метасоматоза. Описаны также и штокверковые образования шеелитовых скарновых месторождений (Такобысар, некоторые месторождения Киргизии и др.).

Кроме дорудных нарушений при формировании скарновых месторождений часто наблюдается проявление внутриминерализационных нарушений и зон дробления. В некоторых случаях такие нарушения имеют значительный масштаб, что наблюдается в Тырныаузском, Дашкесанском, Анкаванском и других месторождениях. Длина рудных тел различна и колеблется от первых сотен метров до 1—2 *км*, иногда и более. Распространение на глубину также варьирует в широких пределах, достигая 1 *км* и более.

Строение рудных тел

Скарновые месторождения характеризуются сложным, часто зональным строением. Зоны светлых и темных силикатов в шеелитовых месторождениях Средней Азии выделяют Е. Д. Карпова и Х. М. Абдуллаев, а в шеелитовых месторождениях США Ф. Хесс и Е. Ларсен. Весьма типична следующая зональность скарнов Турьинских медных месторождений, изученная Д. С. Коржинским с применением парагенетического анализа (рис. 79): 1) породы гранитоидов;

2) околоскарновая зона гранитоида; 3) пироксен-гранатовый эндоскарн; 4) гранатовый экзоскарн; 5) салитовый скарн; 6) мраморизованный известняк.

Мощность зон непостоянна. Оруденение в зависимости от типа и характера располагается в разных зонах экзоскарнов или в околоскарновых зонах.

Магнетитовое оруденение приурочивается главным образом к железистым разностям экзоскарнов, реже находится в прилегающих

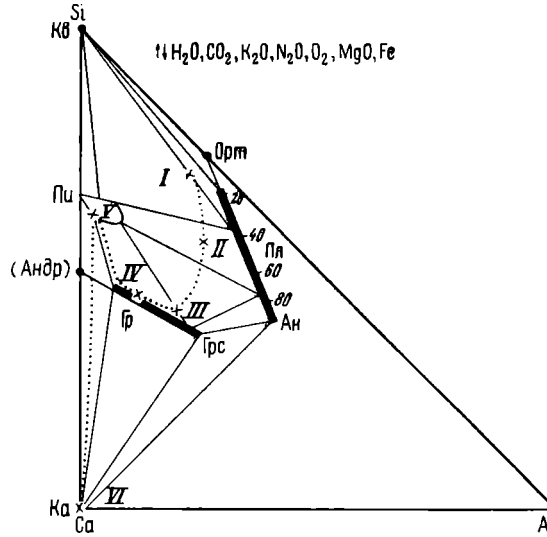


Рис. 79. Диаграмма парагенезисов скарновых зон Турьинского скарново-медного месторождения. Урал. По *Д. С. Коржинскому*

Ан — анортит; Андр — андрадит; Гр — гранат; Грс — гроссуляр; Ка — кальцит; Кв — кварц; Пи — моноклинный пироксен; Пл — плагиоклаз; Орт — ортоклаз; *I—VI* — зоны скарнов

зонах эндоскарнов, в околоскарновой зоне или в мраморизованных известняках. Шеелит-молибденитовое, а также полиметаллическое оруденение обычно располагается в околоскарновой зоне или является наложенным на ранние зоны скарнов.

Распределение рудных минералов в скарнах обычно неравномерное и в значительной мере зависит от характера оруденения. В магнетитовых месторождениях скопления магнетита различной формы и величины (до крупных массивных тел) насыщают зоны экзоскарнов, распространяясь в смежные зоны. Отдельные мелкие скопления часто прихотливо распределяются в массе гранатового скарна в виде гнезд, линз, жил, прожилков и неправильных тел. Свинцово-цинковые и медные руды в скарнах наблюдаются в виде сплошных скоплений разнообразной величины и формы, а также в виде

вкрапленности. Шеелитовое оруденение, по Е. Д. Карповой, Х. М. Адбуллаеву, Е. В. Зив и другим исследователям, приурочивается преимущественно к темным гранат-пироксеновым и в меньшей мере к светлым везувиановым скарнам и эпидозитам. Оруденение представлено вкрапленностью шеелита, а также гнездо- и жилообразными его скоплениями. В Тырныаузе отмечается приуроченность молибденового оруденения к эндоскарнам. Нередко вкрапленность шеелита почти неразличима невооруженным глазом.

Этапы и стадии минерализации при формировании месторождений и особенности парагенезисов минералов

Изучение многих скарновых месторождений показывает, что их формирование, так же как и постмагматических месторождений других типов, происходило длительно и прерывисто. При этом образование месторождений происходило на фоне развивавшейся структуры в широком интервале температур — от высоких до относительно низких.

В процессе формирования скарновых месторождений можно выделить ряд этапов и стадий, отражающих последовательное образование минеральных парагенезисов. Обычно четко выделяется ранний этап, когда в результате пневматолитового процесса возникали безводные скарны, иногда сопровождавшиеся выпадением рудных минералов (магнетита и др.). Для второго, по-видимому, уже гидротермального этапа, минералообразование обычно протекало в течение нескольких стадий. В частности, для Тырныауза А. В. Пэк выделил девять стадий, а А. М. Быбочкин для Дашкесана четыре стадии и т. д. Нередко этапы разделены внедрением внутриминерализационных даек, породы которых также подвергаются метасоматозу на более поздних стадиях (Дашкесан, Сарбай).

Таким образом, наряду с метасоматической зональностью в связи с процессами биметасоматоза и контактово-инфильтрационного метасоматоза происходило прерывистое поступление растворов с изменением их состава, концентраций компонентов и наложением более поздних гидротермальных минеральных ассоциаций на более ранние скарновые. Такие наложенные гидротермальные ассоциации, связанные с тем же магматическим и скарновым процессом, не следует смешивать с оторванным во времени гидротермальным оруденением, развивающимся в скарнах в связи с поздними самостоятельными процессами. Подобные скарны играют роль только благоприятных вмещающих пород (например, урановые месторождения Рудных гор, Медвежьего Озера и др.).

Различие в парагенезисах скарновых зон, по Д. С. Коржинскому, обусловлено главным образом неодинаковыми концентрациями в растворах щелочных металлов в связи с особенностями состава рудоносных интрузивов. В скарновых зонах вместо ассоциации олигоклаз — кварц устойчивой становится ассоциация ортоклаз—диопсид.

В некоторых месторождениях при повышении концентраций щелочей и хлора вместо кислого плагиоклаза появляется мариалит и хлорсодержащий амфибол—дашкесанит. При еще более высокой концентрации калия, например в месторождениях, связанных с сиенитами горы Высокой на Урале, вместо ассоциации диопсида с плагиоклазом или скаполитом становятся устойчивой ассоциация ортоклаза с гранатом. При пониженной щелочности растворов в околоскарновой зоне происходит замещение ортоклаза плагиоклазом. С падением температуры развиваются минералы, более богатые водой и углекислотой. Развиваются скарновые эпидозиты и такие минералы, как актинолит, хлорит, пренит и др.

Физико-химические условия образования месторождений

Из приведенной характеристики скарновых месторождений следует, что они являются сложными, формирующимися при многоэтапном процессе. Изучение минеральных ассоциаций показывает, что рассматриваемые месторождения образуются в широком температурном интервале от 700—800° до 100—50° С. Об этом можно судить по температурам образования гранатов (650—800°), магнетита (550°), самородного висмута (271°), а также по данным гомогенизации и декрипитации газово-жидких включений (510—70° С).

О давлениях можно судить по глубине формирования месторождений, которые отвечают интервалам от 3—3,5 и до 2,0—1,5 *км* и менее, что соответствует давлениям от 1000 до 450 *атм*.

Образование скарнов и связанных с ними месторождений многими исследователями (П. П. Пилипенко, Х. М. Абдулаев) рассматривалось как результат воздействия «скарнирующих» постмагматических растворов, возникающих в связи с ассимиляцией гранитной магмой карбонатных пород и последовательно-стадийного отложения минералов в связи с развитием структуры и трещинообразования. Однако если бы скарнирующие растворы имели главное значение в данном процессе, то их воздействие, как показал Д. С. Коржинский, было бы независимым от контактов известняков. Д. С. Коржинский по-иному объясняет происхождение скарнов и связанных с ними месторождений. Вначале он считал, что образование скарнов происходит путем диффузионного биметасоматоза. Однако эта гипотеза не объясняла фактов образования рудоносных скарнов вне контактов и в однородных средах, как, например, в гранитах Чорух-Дайрона (Средняя Азия). Кроме того, количественный подсчет реагирующих при биметасоматозе веществ (подсчеты Г. Осиповой по Ташбулаку и др.) показал, что для образования экзоскарнов необходим был привнос SiO_2, а для образования эндоскарнов — привнос окиси кальция.

В дальнейшем для объяснения всех наблюдающихся в природе явлений Д. С. Коржинский применил разработанную им теорию инфильтрационного метасоматоза. Эта теория лучше объясняет перенос вещества на значительно бо́льшие расстояния, чем это имеет место

Рудные формации	Характерные минеральные ассоциации	Геохимические ассоциации	Метасоматические фации	Продуктивные метасоматические зоны	Геолог поло
Боратовая	Форстерит-шпинель, суанит, котоит, людвигит, магнетит, (сульфиды), ашарит	B, Fe	Магнезиальные скарны	Шпинель-пироксеновая и кальцифировая	Глуби т
Магнетитовая	Магнетит, гематит, пирротин, пирит, (кобальтин)	Fe, (Co)	Магнезиальные и известковые скарны. Оруденение позже скарнов	Зоны железистых скарнов и околоскарновая скаполитизация	Краевы рав прог
Медная (халькопиритовая)	Халькопирит, пирит, пирротин, магнетит, гематит	Cu	Известковые скарны, эпидозиты	Салитовая зона	То
Молибденит-шеелитовая (молибден-вольфрамовая)	Пироксен, везувиан, шеелит, молибденит, (сульфиды)	Mo, W	Известковые скарны, роговики		Внут антикл ные по
Свинцово-цинковая (галенит-сфалеритовая)	Геденбергит, гранат, сфалерит, галенит, (пирротин, пирит, ильваит, халькопирит)	Pb, Zn	То же		То
Урановая	Гранат, (андрадит, альмандин), диопсид, уранинит, ортит, скаполит, альбит	U, TR	Известковые скарны и скаполитизация	Андрадитовая	Древни

Главные рудные формации скарновых месторождений

ичe-ции	Продуктивные метасоматические зоны	Геологическое положение	Магматизм	Вмещающие породы	Структуры месторождений	Формы рудных тел
ль-рны	Шпинель-пироксеновая и кальцифировая	Глубинный тип	Гранитизация в глубоких структурных этажах, интрузивный в средних	Мигматиты в контакте с доломитами	Структуры контактов	Пласто- и жилообразные тела
ль-ве-кар-ене-же в	Зоны железистых скарнов и околоскарновая скаполитизация	Краевые части ранних прогибов	Гипабиссальная и эффузивная фации	Экзоскарны	То же	Крупные пласто- и жилообразные тела
о-ны, ты	Салитовая зона	То же	Штоки кварцевых диоритов и эффузивы среднего и кислого состава		Зоны скалывания	Сложные тела
вые , п		Внутренние антиклинальные поднятия	Граниты, плагиограниты, кварцевые диориты		Зоны брекчирования, структуры контактов	Крупные трубообразные и сложные тела
		То же		То же	То же и структуры сопряжения нарушений	То же
ые ска-ция	Андрадитовая	Древние щиты	Экзоскарны	»	Разломы, их сопряжения	Неправильные метасоматические тела

арновых месторождений

Магматизм	Вмещающие породы	Структуры месторождений	Формы рудных тел	Характерные текстуры	Промышленное значение	Примеры месторождений
анитизация глубоких труктурных этажах, нтрузивный в средних	Мигматиты в контакте с доломитами	Структуры контактов	Пласто- и жилообразные тела		Важное	Холь-Гал (Япония)
шабиссальая и эффувная фации	Экзоскарны	То же	Крупные пласто- и жилообразные тела		То же	Кустанайские-Сарбай, Соколовское, Кочара, гора Магнитная, Дашкесан
Штоки кварвых диоритов и эффузы среднего и кислого состава		Зоны скалывания	Сложные тела		Существенное	Турьинские месторождения (Урал)
Граниты, гиограниты, варцевые диориты		Зоны брекчирования, структуры контактов	Крупные трубообразные и сложные тела	Вкрапленные	Важное	Тырныауз (Кавказ), Лянгар и др. (Средняя Азия)
	То же	То же и структуры сопряжения нарушений	То же		То же	Тетюхе (Приморье)
зоскарны	»	Разломы, их сопряжения	Неправильные метасоматические тела		Несущественное	Мери-Кетлин (Австралия)

при диффузионном метасоматозе. Кроме того она устраняет и другое затруднение в объяснении течения процесса, требовавшего для диффузии большой длительности, не увязывавшейся с продолжительностью всего процесса магмо- и скарнообразования. Наконец, представления о большой роли инфильтрационного метасоматоза хорошо увязываются с геологическими данными, в частности, с проявлением в месторождениях разрывных структур. Вместе с тем Д. С. Коржинский полагает, что при большой роли инфильтрационного метасоматоза последний сочетается также с диффузионным метасоматозом.

Главнейшие рудные формации, состав руд и особенности оруденения

К рассматриваемой группе скарновых месторождений относится целый ряд рудных формаций, имеющих важное промышленное значение (табл. 11). Главными из них являются скарново-магнетитовая, скарново-молибденит-шеелитовая и скарново-полиметаллическая. Менее распространены скарново-золоторудная, мышьяково-кобальтовая, магнетит-касситеритовая, гельвиновая, марганцево-цинковая, скарново-платиновая и др. Некоторые из них тесно связаны между собой и образуют месторождения промежуточного типа. Иногда наблюдаются тесные соотношения скарновых формаций с другими формациями, например молибденит-шеелитовой с кварц-вольфрамитовой (Цзянси, КНР), скарново-полиметаллической с собственно полиметаллической (Алтай) и даже таких, казалось бы, различных формаций, как магматическая платиноносная и скарново-платиноносная (Ваалькоп, Звартфонтейн в Южной Африке).

Альбититовые месторождения

Альбититовыми называются месторождения, тесно и непосредственно связанные с проявлением высокотемпературной альбитизации, развивающейся при процессах автометасоматоза или на несколько более поздних постмагматических стадиях в самих плутонических интрузивах. Состав последних обусловливает геохимические и металлогенические особенности возникающей при этих процессах минерализации. Выделяются месторождения, связанные с гранитами, которые А. А. Беус рассматривает как апогранитовый тип. Это в основном редкометальные месторождения, несущие тантал, ниобий, бериллий, литий, рубидий олово и редкие земли. Другой тип альбититовых месторождений приурочен к щелочным породам группы нефелиновых сиенитов. С ними связано оруденение несколько иного типа с ниобием, цирконием, торием, редкими землями цериевой группы. А. А. Беус и А. И. Гинзбург, которым принадлежат наиболее обстоятельные работы в этой области, рассматриваемые месторождения относят к пневматолито-гидротермальным, образованным в условиях высоких температур и давлений, отвечающих умеренным глубинам.

Главной особенностью месторождений является их непосредственная связь с интрузивами, в апикальных частях которых или вблизи них они развиваются. Такая связь рассматривается как генетическая, т. е. источником рудных веществ были интрузивы. При развитии метасоматоза в материнских интрузивах породы последних подвергаются изменению, которое захватывает и контактирующие с интрузивами образования. При этом из интрузивных пород выносятся калий, натрий, литий, рубидий, а также летучие компоненты: фтор, бор и др.

Главным фактором, обусловливающим нарушение равновесий в растворах и выпадение рудных веществ, является изменение состава растворов в связи с их взаимодействием с вмещающими породами. При этом происходит увеличение pH растворов в результате обогащения катионами щелочных металлов и выноса сильных кислотных анионов.

Таким образом, в рассматриваемых месторождениях четко проявляется кислотно-щелочная дифференциация растворов, когда с увеличением pH растворов и последующим выделением фторсодержащих минералов происходит выпадение целого ряда минералов редких металлов — бериллия, ниобия, тантала, циркония и др. В данном случае характер изменения вмещающих пород, отражающий целый комплекс геологических и физико-химических условий, является критерием проявления редкометальной минерализации. Процессы метасоматической альбитизации тесно смыкаются с процессами грейзенизации, часто проявляющимися в одних и тех же месторождениях; в рассматриваемых месторождениях альбитизация всегда превалирует. Метасоматический характер месторождений является одной из важнейших их особенностей. Промышленное значение месторождений рассматриваемой группы весьма велико. Они отличаются значительным масштабом и являются важным источником получения ряда редких металлов.

Геологическое положение

Рассматриваемые месторождения встречаются в областях завершенной складчатости и особенно в активизированных зонах и древних щитах; в последних они тоже связаны с зонами древней складчатости или активизации. Массивы рудоносных гранитоидов (апогранитов) располагаются в ядрах каледонских, герцинских и альпийских антиклинориев, нередко в сопряжениях структур различного возраста, сопровождающихся развитием глубинных разломов (Казахстан), или в краевых частях срединных массивов. Щелочные плутоны нередко образуют крупные пояса, контролирующиеся зонами глубинных разломов. Возраст месторождений различный — от нижнего протерозоя до позднего мезозоя. Среди третичных образований рассматриваемые месторождения проявляются редко и не имеют крупного значения.

Связь с интрузивами

Для двух выделенных выше типов месторождений проявления магматизма различны. В первом апогранитовом типе — это биотитовые, рибекитовые, иногда аляскитовые или амазонитовые граниты, альбитизированные или альбитизированные и грейзенизированные (рис. 80, 81). Часто это двух- или многофазные интрузивы, сопрово-

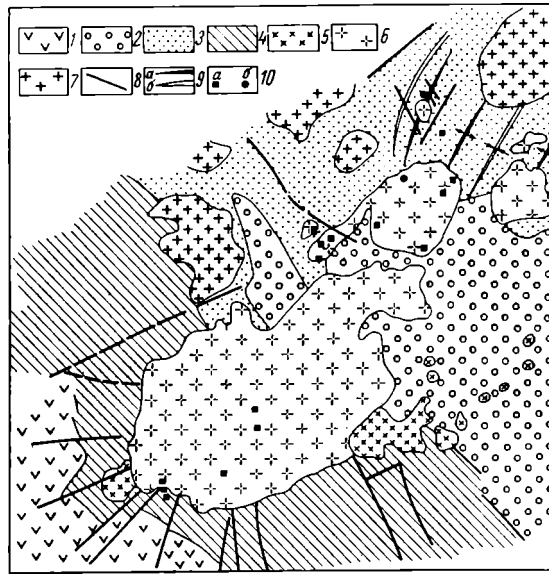


Рис. 80. Структурная схема района плутоногенных оловорудных и вольфрамовых месторождений Забайкалья, приуроченных к интрузивам. По *А. В. Дружинину* и др.

1 — верхняя юра — различные порфириты и их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты; *2* — средняя юра — верхнегазимурская свита — конгломераты с прослоями и линзами песчаников; *3* — нижняя — средняя юра — алевролиты, аргиллиты и песчаники с прослоями конгломератов; *4* — средний — верхний палеозой — песчаники, алевролиты, сланцы, конгломераты Агинского поднятия; *5—6* — верхнеюрские интрузивы: *5* — гранит-порфиры, *6* — биотитовые и лейкократовые порфировидные средне, крупно- и мелкозернистые граниты кукульбейского интрузивного комплекса; *7* — биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты шахтаминского комплекса; *8* — дизъюнктивные нарушения; *9* — складчатые структуры: *а* — антиклинали, *б* — синклинали; *10* — месторождения и рудопроявления: *а* — вольфрама, *б* — олова

ждающиеся серией жильных отщеплений типа сиенит-аплитов. Акцессории представлены рудными минералами — колумбитом (Fe, Mn) (Nb, Ta)$_2$O$_6$, фергюсонитом *Y*. . .(Nb, Ta, Ti) O$_4$, малаконом ZrSiO$_4$, бериллом Be$_3$Al$_2$ [Si$_6$O$_{18}$], иногда пирохлором (Na, Ca. . .)$_2$(Nb, Ti)$_2$O$_6$(F, OH) и др. Рудоносные интрузивы имеют преимущественно гипабиссальный или мезабиссальный характер и по существу выражены интрузивными комплексами, продуктивные члены которых являются наиболее поздними. Важное значение имеют выступы апикальных частей гранитных массивов и участки пологих

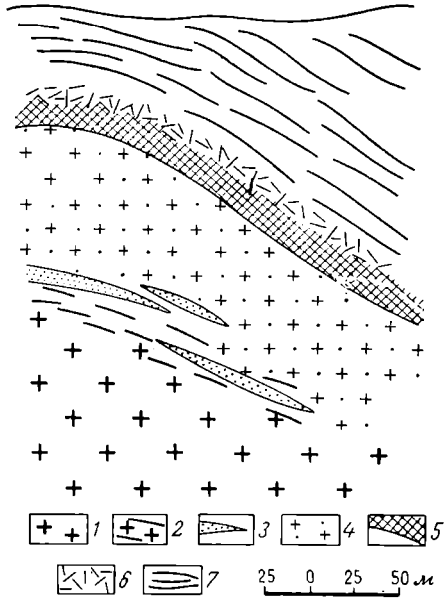


Рис. 81. Разрез через массив танталоносных альбитизированных и грейзенизированных гранитов.
По *А. А. Беусу*

1 — амазонитовые граниты; *2* — альбит-амазонитовые граниты; *3* — альбит-кварцевые грейзены; *4* — мелкозернистые амазонит-альбитовые граниты; *5* — грейзены; *6* — грейзенизированные сланцы; *7* — сланцы и песчаники

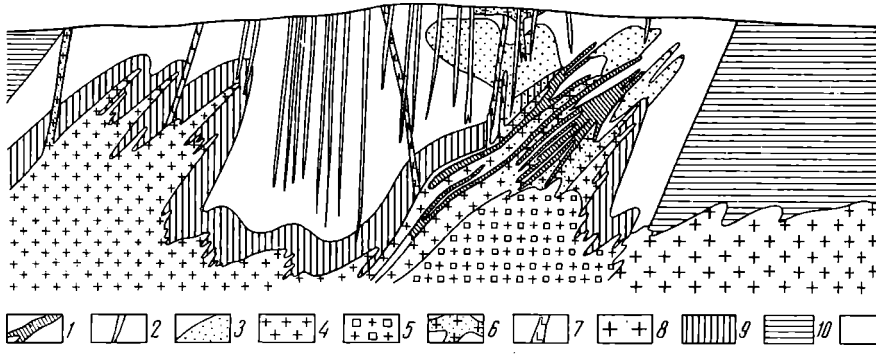


Рис. 82. Разрез через месторождение бериллиеносных апогранитов.
По *А. А. Беусу и К. Д. Субботину*

1 — грейзены; *2* —кварц-берилловые жилы с вольфрамитом, висмутином, местами с топазом; *3* — штокверк молибденитовой минерализации; *4* — апограниты мусковит-альбит-кварцевые с реликтами микроклина; *5* — апограниты мусковит-альбит-микроклин-кварцевые; *6* — гранит-порфиры жильные; *7* — кварцевые порфиры жильные, *8* — плагиограниты; *9* — сланцы кордиерит-хлорит-биотитовые; *10* — метаморфические сланцы верхнего силура (?) олигоклаз-хлорит-кварцевые; *11* — сланцы олигоклаз-биотит-кварцевые

контактов. В докембрийских щитах комплексы имеют более глубинный интрузивно-метасоматический характер, интрузивы здесь сопровождаются гранитизацией, а на мигматиты и проявления железистого метасоматоза наложен щелочной натровый метасоматоз.

В другом типе, где оруденение связано с щелочными породами, состав интрузивных комплексов непостоянен: наряду с фаяитами и щелочными сиенитами встречаются ювиты, малиньиты и др. Интрузивы этого состава, как правило, сопровождаются ореольной фенитизацией. Эти комплексы полифациальны, что выражается в проявлении в них как пегматитов, так и интрузивов центрального типа с элементами кольцевых структур, в чем намечается переход уже к вулканогенному ряду.

Структуры месторождений

Структуры месторождений представляют собой важный фактор, обусловливающий их образование. Различают структуры, контролирующие размещение рудоносных интрузивов, структуры, определяющие их форму или форму выступов, апофиз, а также системы трещин, разбивающих интрузивы и создающих благоприятные условия для инфильтрации гипогенных растворов. Большое значение имеют структуры контактов интрузивов и развивающихся вдоль них зон трещиноватости. По таким зонам образуются метасоматиты, часто нацело состоящие из новообразованных минералов (рис. 82), среди которых главная роль принадлежит альбиту. Особенно интересными в практическом отношении оказываются зоны дробления, по которым длительное время происходила инфильтрация растворов. Эти зоны нередко протягиваются на сотни и даже тысячи метров и несут выдержанное оруденение.

Рудные тела, как правило, не имеют четких границ. Последние устанавливаются по данным опробования. В результате наложенного метасоматоза по указанным зонам образуются неправильные тела замещения, а также жилообразные, линзообразные и штокверковые зоны.

Вмещающие породы и их изменения

Характерной особенностью месторождений в апогранитах является их расположение в апикальных частях самих интрузивов, в зонах их эндо- и отчасти экзоконтактов, подвергающихся интенсивной альбитизации (Забайкалье, Нигерия и др.). В некоторых случаях, особенно в докембрии, альбитизация развивается по тектоническим межформационным и линейным зонам во вмещающих гнейсах и метаморфических породах. Интенсивному изменению подвергаются и вмещающие породы вокруг массивов щелочных пород.

Метасоматоз в гранитных интрузивах приводит к выносу калия, лития, рубидия, фтора, бора и других компонентов. Вокруг гранитов во вмещающих алюмосиликатных породах возникает сначала зона калиевого метасоматоза, которая сменяется в связи с увеличением

активности натрия и замещением калишпата альбитом, зоной альбитизации.

Анализ соотношений Si—Al—K—Na был проведен А. А. Беусом при помощи построения четырехкомпонентной диаграммы состав — парагенезис (рис. 83). Основанный на применении правила фаз и представлениях Д. С. Коржинского о дифференциальной подвижности компонентов (при постоянном объеме четырехминеральная гранитная порода устойчива при трех инертных компонентах, а при переходе одного компонента в подвижное состояние система становится неустойчивой и стремится к трехминеральной ассоциации

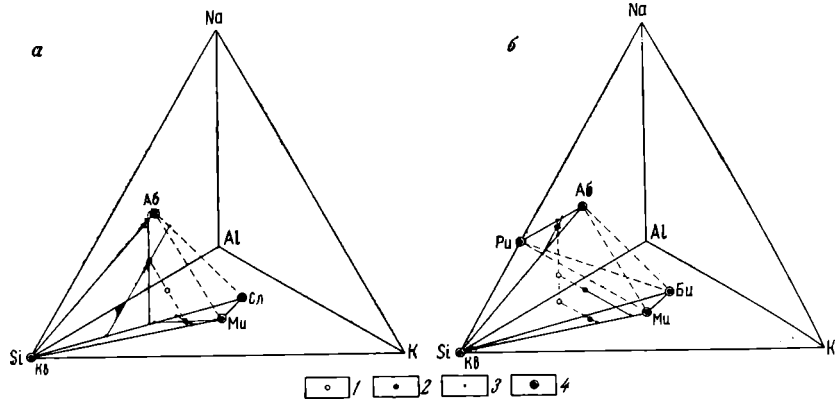


Рис. 83. Диаграмма состав — парагенезис Si—Al—K—Na (проекция на плоскость Si—K—Na), отражающая эволюцию состава апогранитов в зависимост от изменения активности подвижных компонентов. По *А. А. Беусу*

а — для слюдяно-альбитовых апогранитов; *б* — для рибекит-альбитовых апогранитов *1* — фигуративные точки четырехминерального состава апогранитов внутри четырехгранников Кв—Аб—Сл—Ми и Кв—Аб—Ми—Ри; *2* — фигуративные точки трехминеральных ассоциаций на гранях четырехгранников; *3* — фигуративные точки биминеральных ассоциаций на ребрах четырехгранников; *4* — фигуративные точки, представляющие состав минералов Кв — кварц; Аб — альбит; Сл — слюда; Ми — микроклин; Би — биотит; Ри — рибекит

в зависимости от относительной активности подвижного компонента K или Na), парагенетический анализ дает возможность проследить ход процесса.

При нанесении на диаграмму промежуточных разностей между крайними фигуративными точками можно судить о преобладающей активности подвижного компонента, фазовом составе метасоматических образований и эволюции состава раствора. Ранняя калишпатизация обусловливает появление натриевых растворов. Процесс альбитизации протекает при накоплении летучих в выступах интрузивов и развивается по ассоциации микроклин—плагиоклаз—кварц—слюда или микроклин—плагиоклаз—кварц—рибекит.

Развитие альбитизации приводит к накоплению в растворах калия, возрастающая активность которого реализуется в виде более поздней грейзенизации. В некоторых месторождениях представлены альбитизация и грейзенизация совместно (Забайкалье).

Состав руд и рудные формации

Рудная минерализация альбититовых месторождений находится в явной зависимости от состава пород, с которыми она связана. С апогранитами связано бериллиевое, литиевое (цинвальдит, лепидолит), тантало-ниобиевое (микролит, колумбит и другие танталониобаты) оруденение. В рудах встречаются также вольфрамит, молибденит, реже касситерит. В ассоциации с бериллом находятся топаз, флюорит, цинвальдит, реже браннерит. Берилл иногда замещается бертрандитом. Минерализация проявляется в виде вкрапленности, часто слабо различимой простым глазом.

Возникающие в железистых породах докембрия альбититы несут иную минерализацию — в виде малакона, уранинита, ненадкевита и более поздней урановой смолки в ассоциации с апатитом, альбитом, эгирином, родуситом и др.

Оруденение в связи с интрузивами щелочного состава характеризуется развитием пирохлора или колумбита, фергюсонита, приорита, циркона, торита, гадолинита, эшинита. В альбититах, развивающихся в карбонатной обстановке, появляются бритолит (редкоземельный аналог апатита), мизерит (редкоземельный аналог волластонита), ортит и некоторые другие. Отмечается существенное различие рудной минерализации в зависимости от состава рудоносных интрузивов и вмещающих пород (табл. 12).

Грейзеновые месторождения

Общие данные

Грейзеновые месторождения теснейшим образом связаны с интрузивами кислых гранитов, отличаются структурными особенностями, составом и условиями залегания. Эти особенности выступают достаточно отчетливо, поэтому выделение месторождений затруднений не вызывает. Некоторое исключение составляют лишь месторождения переходного характера, которые приобретают те или иные черты, свойственные месторождениям смежных генетических групп.

Входящие в данную группу месторождения являются гидротермальными. Однако, как показывают исследования, они часто формировались в широком интервале температур, захватывающем пневматолитовые условия. По данным Г. Н. Щербы, температура образования руд месторождений Казахстана 570—250° С. Очевидно, при их образовании наблюдались также проявления пневматолитового процесса, характерные для ранних стадий минерализации (по Г. Н. Щербе, 570—350° С), но, во-первых, выделение соответствующих минеральных ассоциаций весьма условно, и, во-вторых, входящие в состав грейзенов минералы, содержащие летучие, например топаз, берилл, турмалин, флюорит и др., как показывают исследования, могли формироваться и из гидротермальных растворов, так как в них всегда в некотором количестве растворена и газовая фаза, содержавшая F, Cl, B и другие летучие.

Рудные формации	Характерные минеральные ассоциации	Геохимические ассоциации	Метасоматические фации	Геологическое положение	Магматизм, ультраметаморфизм
Колумбитоносные альбитизированные граниты (апограниты)	Колумбит, пирохлор, малакон	Nb, Zr, Ta, F	Альбитизация	Области активизации платформ	Щелочные граниты, члены гранитоидных комплексов
Тантало- и бериллиеносные альбитизированные и грейзенизированные граниты	Микролит и другие танталониобаты	Ta, Nb, Li, Sn, W, F, Rb, Sc	Калишпатизация, альбитизация, циннвальдитизация	Области активизации складчатых зон	Кислые граниты и аляскиты
Альбитизированные нефелиновые сиениты с ниобиевым и циркониевым оруденением	Пирохлор, малакон, торит, ортит	Nb, Zr, Th	Фенитизация, альбитизация, эгиринизация, калишпатизация	Активизированные щиты	Нефелиновые сиениты, щелочные сиениты
Альбититовая урановая	Уранинит, альбит, эгирин, родусит, ненадкевит	U, Fe, Zr, P	Калишпатизация, альбитизация, эгиринизация, карбонатизация, наложенные на железистый метасоматоз	То же	Гранитизация, граниты, сиениты

Кроме высокотемпературных минеральных ассоциаций в рудах рассматриваемых месторождений наблюдаются также средне- и даже низкотемпературные ассоциации, обычно свойственные поздним стадиям. Однако формирование главных продуктивных стадий протекало преимущественно при высоких температурах.

На основании данных о глубинах формирования рудоносных интрузивов, с которыми они связаны, можно предполагать, что формирование месторождений происходило в плутонических условиях на средних глубинах. О нижней границе рудообразования можно судить по иногда наблюдающейся смене рассматриваемых месторождений с глубиной пегматитами (Южный Китай, Бирма, Малаккский п-ов). С другой стороны, выделяются рудные районы, лишенные пегматитов. В общем глубины формирования рассматриваемой группы месторождений составляют от 4—5 и до 2 *км* от древней поверхности.

Таблица 12

альбититовых месторождений

Вмещающие породы	Структуры месторождений	Форма рудных тел	Характерные текстуры и структуры	Промышленное значение	Примеры месторождений
Граниты	Пологие эндоконтактовые части интрузивных массивов	Пласто- и гнездообразная	Вкрапленные	Источник образования промышленных россыпей	Плато Джос (Нигерия)
Альбитизированные амазонитовые граниты, сланцы, песчаники	Апикальные части гранитных интрузивов, участки и зоны трещиноватости	То же	Тонковкрапленные	Важное	Забайкалье
Альбититы	Структуры центрального типа и линейные в зонах разлома	Пласто- и гнездообразная	Вкрапленные	Существенное	Урал
Альбититы и карбонатные породы в железистых кварцитах и гнейсах	Межформационные и межпластовые зоны нарушений	Линзопласто- и гнездообразные тела	Вкрапленные и прожилковые	Важное	КНР, СССР

О средних глубинах формирования месторождений говорят и их структурные особенности, а также характер изменения вмещающих пород, выраженный грейзенизацией. Последняя нередко сочетается как с высокотемпературной альбитизацией, так и со среднетемпературной березитизацией.

Геологическое положение

Рассматриваемые месторождения обычно располагаются в подвижных зонах и особенно характерны для областей центральных поднятий с проявленной в них интенсивной складчатостью, сопровождавшейся внедрением кислых гранитных интрузивов. В связи с этим месторождения данной группы встречаются в основном в пределах геосинклинальных зон, в которых представлены преимущественно средние и поздние этапы их развития (по В. И. Смирнову, геосинклинали типа B и C). Месторождения наблюдаются также в

пределах активизированных подвижных зон, закончивших свое развитие, а также в активизированных платформах, где широко и интенсивно проявился гранитоидный магматизм, например, в Южном Китае и Индонезии (В. И. Казанский). Месторождения мало распространены в эвгеосинклиналях.

Располагаясь преимущественно в средних структурных этажах и ярусах, рудоносные массивы обычно имеют характерные черты типичных интрузивных или интрузивно-метасоматических образований. Возраст месторождений разнообразный — от докембрия до третичного времени, но наиболее распространены месторождения в палеозое и особенно в мезозое. Связь многих месторождений данной группы с герцинской и киммерийской эпохами послужила причиной выделения их некоторыми исследователями (Г. Шнейдерхен и др.) как основных металлогенических эпох рудообразования, с чем трудно согласиться. Приуроченность рассматриваемых месторождений к складчатым зонам и в них к областям центральных поднятий, крупным антиклинориям и подчиненным им массивам гранитов определяет и районы их распространения. Наиболее важными из них являются Южный Китай, Бирма, Малаккский п-ов, Рудные горы, Корнуэлл, Забайкалье, Казахстан и др.

Связь с интрузивами

Грейзеновые месторождения тесно связаны с гипабиссальными интрузивами гранитов преимущественно калиевого ряда. Обычно интрузивы представлены крупными массивами, но наблюдаются интрузивы средних и даже небольших размеров, мало вскрытые эрозией. С субвулканическими комплексами месторождения данного типа обычно не встречаются.

По строению эти месторождения представляют собой сложные многофазные интрузивы, но по составу они обычно не выходят за пределы кислого гранитового ряда. Породы интрузивов представлены биотитовыми, микроклиновыми гранитами, аляскитами, реже адамелитами и гранодиоритами. Оруденение связано главным образом с интрузивами кислых биотитовых гранитов; там же, где развиты более основные гранитоиды (гранодиориты, кварцевые диориты и др.), относящиеся к тем же магматическим комплексам, оруденение отсутствует (Малаккский п-ов). Характерно развитие жильной фации, представленной жильными гранитами, гранит-порфирами, аплитами, пегматитами и лампрофирами. Аплиты и пегматиты иногда обильны. Обычно оруденение является последайковым, но в некоторых случаях наблюдаются случаи пересечения рудных тел аплитами, пегматитами или лампрофирами. Для оловоносных гранитов Дальнего Востока характерно высокое содержание SiO_2 и щелочей при соотношении K_2O к $Na_2O = 1$, а также содержание бора до в,001%.

Оруденение, как правило, генетически связано с гранитами, т. е. источником оруденения была гранитная магма. Об этом свидетельствует не только их теснейшая пространственная и временная связь,

т. е. одинаковый геологический возраст оруденения и интрузивов, но и такие факты, как общие геохимические и минералогические особенности, наличие горизонтальной зональности и др. Так, например, о генетической связи оловорудных месторождений Чукотки с интрузивами, по С. Ф. Лугову, можно судить по наличию олова в таких породообразующих минералах, как биотит (в количестве до 0,0033%), апатит, турмалин, ортит и др. В Забайкалье и на Дальнем Востоке наблюдается касситерит в миаролитовых пустотах гранитов и рудных телах. На генетическую связь оруденения с гранитами указывает также проявление элементов горизонтальной зональности вокруг интрузивов. В Рудных горах в ГДР отмечается, что оловорудные жилы часто залегают и выклиниваются в грейзенизированных гранитах.

Рудные тела обычно располагаются в теле самих гранитных интрузивов или в экзоконтактовой зоне. Наиболее продуктивными являются апикальные части интрузивов с плоской кровлей, а также их пологие контакты. Интрузивный контроль рассматриваемых месторождений, так же как и скарновых, является практически наиболее важной их особенностью, используемой при поисках.

Вмещающие породы и их изменения

Вмещающими породами являются граниты, которые в эндо- и экзоконтактовой зоне часто мусковитизированы и грейзенизированы. Грейзенизация гранитов — наиболее характерный тип их изменения, сопровождающийся оруденением. Гораздо реже рудные тела залегают в более основных разностях гранитоидов—адамелитах, кварцевых диоритах и др. Отмечено, что даже незначительное изменение состава гранитов, например биотитовых гранитов роговообманковыми, в некоторых случаях обусловливает резкое ослабление проявления грейзенизации и оруденения (Н. И. Наковник). Рудные тела залегают также в породах экзоконтактов, часто представленных песчаниками и глинистыми сланцами, реже гнейсами и другими богатыми кремнеземом и глиноземом породами, которые также подвергаются грейзенизации. В ряде случаев рудные тела залегают в грейзенах среди карбонатных пород. Такие месторождения на Дальнем Востоке и в КНР представляют собой особый генетический тип.

Грейзенизация, выражающаяся в широком развитии мусковита в гранитах, обычно проявляется на значительных площадях и особенно в апикальных частях интрузивов, но интенсивно развивается в зонах трещиноватости и имеет характер околожильного изменения пород (рис. 84). Грейзены нередко обогащены рудными минералами, количество которых достигает иногда 10% всей массы породы. Таковы, например, некоторые касситеритсодержащие грейзены оловорудных месторождений Рудных гор, Корнуэлла, Тасмании, бериллсодержащие грейзены Казахстана и др. Рудные грейзены часто имеют промышленное содержание металлов и входят

в состав промышленных руд. Грейзенизация представляет характерное для плутонических условий проявление постмагматического процесса, выражающееся в метасоматическом изменении пород и связанном с ним оруденении. Отражая собой определенные отмеченные выше соотношения с интрузивным магматизмом, мезо-гипабиссальные условия глубинности можно рассматривать как взаимоопределяющие фации метаморфизма и оруденения. С ними связаны также и свои особенности геологической структуры и геохимии руд. По положению в ряду постмагматических процессов грейзенизация

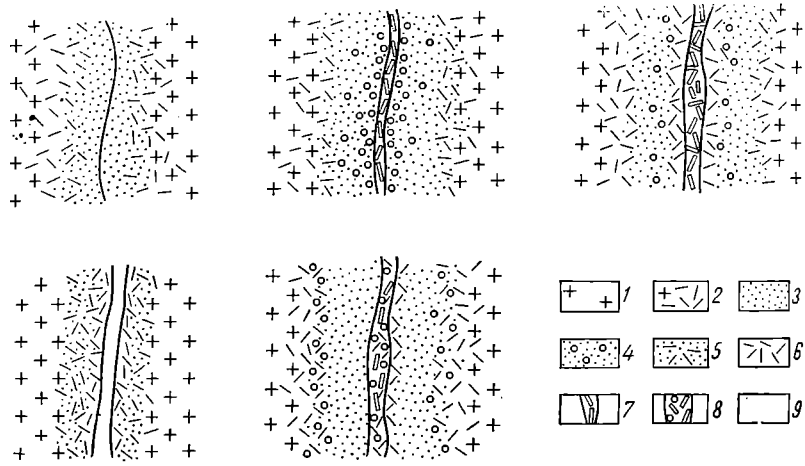


Рис. 84. Типовые разрезы рудоносных грейзенов в микроклиновых гранитах. По *А. А. Беусу*

1 — гранит; *2* — грейзенизированный гранит; *3* — кварцевый грейзен; *4* — кварц-топазовый грейзен; *5* — слюдяно-кварцевый грейзен; *6* — слюдяной грейзен; *7* — берилл в выполнении трещин; *8* — топаз, слюда, берилл и кварц в выполнении трещин; *9* — кварц в выполнении трещин.

занимает место после высокотемпературной альбитизации и до березитизации, характерной уже для типичных среднетемпературных условий развития плутонических комплексов.

По Д. С. Коржинскому, грейзенизация представляет собой процесс кислотного выщелачивания, при котором происходит разрастание эндо- и экзоконтактовых зон под влиянием притекающего раствора и проявляющейся в связи с этим температурной зональностью и дифференциальной подвижностью компонентов. Наряду с метасоматической зональностью при изменении кислотности растворов образуются жилы — ортоклазовые, микроклиновые, мусковитовые, кварцевые и др., выполняющиеся материалом, выносимым при выщелачивании. Как показали дальнейшие детальные исследования, грейзенизация развивается не только за счет гранитов, но и за счет различных по составу вмещающих пород, в том числе карбонатных. При этом оказывается, что подвижность одних и тех

же компонентов в зависимости от среды и стадии процесса существенно меняется. Это особенно касается кремнезема и глинозема. Н. П. Заболотная, И. И. Куприянова и другие исследователи показали, что метасоматическая зональность стадий выщелачивания и отложения различны, а следовательно, различны и минеральные ассоциации. Химизм грейзенизации определяется кремнеземом, глиноземом, фтором, кальцием, магнием и щелочами. В стадию выщелачивания щелочи и глинозем выносятся, а в стадию отложения привносятся.

Во многих случаях дифференцированные грейзены представлены двумя-тремя, реже четырьмя минеральными фациями, но нередки случаи развития однородных грейзенов. Наряду с горизонтальной зональностью грейзенов в некоторых случаях отмечается и вертикальная зональность, например в Корнуэлле (на глубине мусковитовые фации переходят в топазовые, а затем в турмалиновые). Такая зональность отмечалась также Ф. В. Чухровым в Восточном Коунраде (переход мусковитового грейзена в кварцевый, обогащающийся далее реликтовыми плагиоклазом, альбитизированным микроклином и биотитом). Вертикальная зональность отмечается на интервалах глубины в сотни метров.

Для данного типа оруденения иногда отчетливо выступает влияние вмещающих пород. В некоторых месторождениях (Дедовогорское месторождение в Восточном Забайкалье) при переходе из гранит-порфиров в глинистые сланцы молибден-вольфрамовые руды с пиритом и касситеритом вытесняются арсенопиритовым оруденением, содержащим сульфиды железа, меди и блеклые руды.

Структуры месторождений

Структуры месторождений рассматриваемой группы имеют свои особенности. В большинстве случаев месторождения приурочены к массивам гранитов, в связи с чем большое значение имеют интрузивная тектоника и связанные с интрузивами трещины оседания, а также трещины отрыва и скола во вмещающих породах экзоконтактовых зон. Крупные разломы во вмещающих породах вне интрузивов не играют той роли, какую они играют в контроле и локализации других типов гидротермальных месторождений.

Выполнение продуктами растворов продольных систем сближенных параллельных трещин, разбивающих интрузивы, приводит к образованию крупных месторождений. Иногда трещиноватость использует направления линейной и плоскостной ориентировки минералов. Выполнение систем пересекающихся трещин приводит к образованию штокверков и сопровождающих их рудоносных грейзенов. Такие штокверки образуются на пересечениях систем трещин разных направлений (Букукинское месторождение в Восточном Забайкалье) или в участках развития контракционных трещин отрыва в апикальных сводовых частях интрузивов, чему благоприятствует кровля малопроницаемых пород. Отмечаются также

рудоносные грейзены в сопряженных круто- и пологопадающих трещинах в интрузивах. Рудоносные кварцевые жилы в грейзенизированных породах часто развиваются по контракционным трещинам (рис. 85), ориентированным поперек удлинению массива и осей антиклиналей,

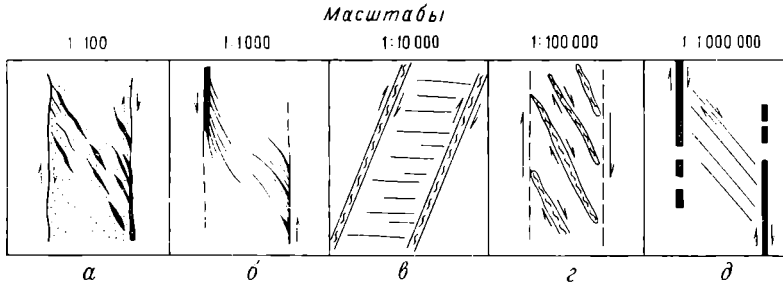


Рис. 85. Структурный план образования рудовмещающих трещин и рудоконтролирующих разрывных нарушений различных порядков. По *Д. В. Рундквисту*

а — прожилки в жилах; *б* — апофизы вдоль жил; *в* — жилы вблизи зон смятия; *г* — нарушения в зонах глубинных разломов; *д* — диагональные разломы второго порядка по отношению к глубинным разломам

иногда по сколовым зонам и реже на пересечении сколовых трещин. Существенное значение имеют межпластовые нарушения и трещины в сланцевых комплексах.

Формы рудных тел и их строение

Главной формой рудных тел рассматриваемой группы месторождений являются жилы различной, но преимущественно средней величины, часто группирующиеся в целые зоны и рудные поля.

Форма рудных жил имеет свои особенности. Они часто линзуются, в них наблюдаются многократные раздувы и пережимы; в сланцах они имеют фестончатый характер. Длина жил выражается сотнями или десятками метров, средняя мощность до 1—2 *м*, редко больше 2—3 *м*. Часто встречаются жилы мощностью всего в несколько десятков сантиметров. Трубообразные тела более редки, но в Австралии известны оловорудные, вольфрамовые и молибденовые месторождения в виде трубообразных тел диаметром от 1 до 20 *м*.

Рудные жилы часто образуют параллельные системы. Количество жил нередко доходит до многих сотен и даже тысяч. Таковы, например, месторождения вольфрама в Южном Китае.

Другой формой проявления промышленных рудных тел являются штокверки. Они имеют различные размеры (в пределах сотен метров) и различную конфигурацию. Иногда общие контуры штокверка могут указывать на направления тектонических трещин, обусловивших его происхождение. Кроме этих форм рудных тел встречаются штоко- и пластообразные тела рудных грейзенов, а также неправильные тела сложной формы, вытянутые вдоль контактов интрузивов.

Среди рудных грейзенов иногда выделяется штоково-гнездовой тип рудных тел.

Глубина распространения рудных жил и грейзенов часто выражается первыми сотнями метров. Однако для некоторых месторождений, например для Корнуэлла, прослеженная глубина рудных жил значительно больше и достигает 1,2 *км*. Глубина отдельных рудных тел в основном определяется процессами трещинообразования, раздвиганием и наращиванием жильных трещин в ходе их развития и минерализации. При этом важное значение имеет как влияние охлаждения интрузива и связанные с этим оседание пород и развитие контракционных трещин, так и продолжающееся проявление тектонических движений.

Вертикальный размах оруденения вероятно достаточно большой: от значительных глубин пегматитообразования до умеренных и даже небольших глубин. Судя по разности относительных высот в месторождениях данного типа (например, Калгутинском, Чиндайгатуйском и др.), вертикальный размах оруденения достигает 2 *км*.

Для рудных жил рассматриваемых месторождений характерно столбообразное строение, при котором богатые участки чередуются с бедными, непромышленными. Рудные столбы часто приурочены к участкам изгиба жильных трещин и их сопряжениям.

Нередко наблюдается полосчатое и симметрично-полосчатое строение рудных жил с четко выраженными зальбандами. Наблюдаются также вкрапленные структуры или неправильно пятнистое распределение рудных минералов в массе кварца. В полосчатых жилах у зальбандов нередко располагаются рудные минералы — касситерит, вольфрамит или молибденит. Описаны месторождения, где кроме этих минералов спорадически встречаются значительные скопления сульфидов — пирита, сфалерита, галенита и халькопирита. Такие скопления в месторождениях Восточного Забайкалья (Букука, Белуха, Антонова Гора) встречаются и на более глубоких уровнях и объясняются некоторыми исследователями как проявления обратной зональности, обусловленной структурными факторами.

Состав руд и рудные формации

Состав руд месторождений, входящих в рассматриваемую группу, отличается отчетливо выраженными особенностями. В рудных жилах кроме кварца, составляющего до 90% жильного выполнения, обычно присутствуют один или несколько из следующих главных минералов — касситерит, вольфрамит, молибденит, для некоторых месторождений берилл. Кроме них обычно в переменном количестве присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, пирротин, нередко шеелит, станнин, иногда самородный висмут, висмутин, гематит, магнетит, блеклые руды и др. Из жильных минералов кроме кварца нередко присутствуют (хотя и в подчиненном количестве) мусковит, турмалин, топаз, флюорит, полевые шпаты, жильбертит, серицит, хлорит, апатит. В качестве более редких

Рудные формации	Характерные минеральные ассоциации	Геохимические ассоциации	Метасоматические фации или типы	Геологическое положение	Магматизм
Кварц-касситеритовая	Кварц, касситерит, (вольфрамит, молибденит, висмутин, полевой шпат, мусковит)	Sn, (Bi, W), B, F	Топазовый тип грейзенизации	Области активизации, геоантиклинальные поднятия в складчатых зонах	Генетическая с куполовидными выступами массивов кислых калиевых гранитов и с интрузивами средних размеров этого же состава
Кварц-вольфрамитовая	Кварц, вольфрамит, (касситерит, молибденит, висмутин, полевой шпат, мусковит)	W, (Bi, Sn), B, F	Флюоритовый тип грейзенизации	То же	То же
Кварц-молибденитовая	Кварц, молибденит, (вольфрамит, сульфиды)	Mo, (W)	Мусковитовая	» »	» »
Вольфрам-молибден-олово-бериллиевая	Кварц, вольфрамит, молибденит, касситерит, берилл, топаз, флюорит	W, Mo, Sn, Be, Li, F	Мусковитовая и кварц-мусковитовая	Региональные разломы на стыках разновозрастных геологических структур	Генетическая связь с небольшими интрузивами лейкократовых гранитов и аляскитов

минералов встречаются сфен, гранат, фенакит, триплит, рутил, цилиндрит, франкеит и др. Среди различных типов рудных грейзенов выделяются несодержащие сульфидов и сульфидоносные.

Для месторождений рассматриваемой группы обычно устанавливаются несколько стадий минерализации. Так А. В. Дружинин для вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья указывает две стадии: одну со светлым кварцем и более обогащенную вольфрамитом, другую — с темным кварцем, более бедную. Подобные же стадии, разобщение которых по падению жилы иногда обусловливает проявление вертикальной зональности, отметили для молибденовых месторождений Н. А. Хрущов и В. Т. Покалов. Для Калгутинского месторождения М. С. Баклаков выделяет четыре стадии гипогенной минерализации, из которых вольфрамит выделился

Таблица 13

грейзеновых месторождений

Вмещающие породы	Структура месторождений	Формы рудных тел	Характерные текстуры	Промышленное значение	Примеры месторождений
Кислые калиевые граниты, сланцы, песчаники, реже карбонатные породы	Трещинные в интрузивах	Системы параллельных жил, реже штокверки	Полосчатые, вкрапленные	Важное	СССР, Бирма, КНР
Кислые калиевые граниты и вмещающие их сланцы и песчаники	То же	То же	То же	» »	Забайкалье (СССР), Цзянси (КНР)
То же	» »	» »	» »	Существенное	Восточный Коунрад (КазССР), Парагачай (АзСС)
» »	» »	» »	Полосчатые, вкрапленные, прожилковые	Важное	Восточная Сибирь, Казахстан

в третью стадию, а молибденит — преимущественно в четвертую.

Среди месторождений данной группы выделяются главные рудные формации: кварц-касситеритовая, кварц-вольфрамитовая, кварц-молибденитовая и вольфрам-молибден-олово-бериллиевая (табл. 13). Однако некоторые месторождения занимают промежуточное положение между этими формациями, а также между ними и некоторыми формациями группы близповерхностных месторождений. Ряд исследователей к данной группе относят также и кварц-золоторудную формацию, в составе жильного выполнения которой принимают участие, кроме кварца, турмалин, самородное золото, редкие сульфиды, из которых значительное развитие иногда получает арсенопирит (Кочкарь, Берикуль, некоторые месторождения Канады и др.).

Березитовые месторождения

Общие данные

К березитовым относятся месторождения, которые формировались из гидротермальных растворов в плутонических условиях в удалении от своих очагов, преимущественно при средних температурах и давлениях.

Несмотря на удаленность рассматриваемых месторождений от очагов, они, как правило, наблюдаются в связи с проявлением интрузивных комплексов. Однако связь с интрузивами обычно лишь пространственная, и установить материнские интрузивы в большинстве случаев не удается. Пространственная связь с интрузивными комплексами, устанавливаемая при изучении размещения месторождений в широких районах, имеет большое практическое значение. Поскольку месторождения образуются преимущественно вне тел интрузивов, приобретают особое значение геологическая структура и состав вмещающих пород.

Березитовые месторождения являются типичными гидротермальными среднетемпературными образованиями, для которых наиболее характерен температурный интервал 200—300° С. Однако вследствие обычной растянутости гидротермального процесса, судя по данным термометрии, процесс часто начинался с более высоких температур и заканчивался более низкими. Глубина образования месторождений 4—2 *км*, что соответствует гидростатическому давлению 1200—500 *атм*.

В большинстве случаев, особенно в американской литературе, березитовые месторождения называются мезотермальными, однако в эту группу обычно включается и часть вулканогенных месторождений, характеризующихся своими особенностями. Это обстоятельство отмечал еще Л. Грейтон, предложивший выделить из их числа группу лептотермальных месторождений как близповерхностных. Однако природа таких месторождений выявлена была совершенно недостаточно. Следует отметить, что некоторые вулканогенные, особенно глубинно-вулканические месторождения являются по существу промежуточными и близкими к рассматриваемой группе.

Существенно отличные условия образования рассматриваемых месторождений по сравнению, во-первых, с грейзеновыми и телетермальными и, во-вторых, с месторождениями вулканогенными, налагают свой отпечаток и на геологические условия их образования. Это касается особенностей форм связи с магматизмом, геологической структуры, в частности, большой рудоконтролирующей роли крупных разломов, морфологии жильных трещин и полостей, характера и состава вмещающих пород, их проницаемости и др. Эти особенности в свою очередь оказывают влияние на развитие процессов метасоматоза и условий рудоотложения, на смену минеральных ассоциаций и геохимию руд.

Среди месторождений данной группы можно выделить ряд рудных формаций. Г. Шнейдерхен выделял, в частности, их около 20,

однако в их число попали такие формации, которые с бо́льшими основаниями должны быть отнесены в группу вулканогенных месторождений.

Березитовые месторождения имеют различный возраст — от докембрия до кайнозоя. В некоторых случаях возрастные различия определенным образом отражаются и на характере оруденения, однако этот вопрос еще слабо изучен и требует дальнейшей разработки.

В целом отнесение того или иного месторождения к данной группе должно производиться по следующим признакам:

1) по минеральному составу руд месторождений с учетом количественных соотношений минералов и их ассоциаций, отражающих физико-химические условия их образования;

2) по характеру околорудных изменений вмещающих пород;

3) по положению месторождения относительно интрузивов и структурных элементов в рудном поле и металлогенической провинции.

Геологическое положение

Березитовые месторождения преимущественно приурочены к подвижным и активизированным зонам с теми или иными проявлениями магматизма и, в меньшей мере, к платформенным областям развития гранитоидных интрузивных комплексов. Наиболее широко они распространены в пределах геоантиклинальных поднятий, а также в остаточных внутренних геосинклиналях, реже встречаются в межгорных впадинах. Часто месторождения приурочены к антиклинориям с подчиненными им гранитоидными интрузивами, а также к зонам малых интрузивов. Вокруг интрузивных массивов и комплексов на некотором удалении от их контактов они образуют зоны гидротермальных проявлений. Весьма часто месторождения приурочиваются к зонам крупных тектонических разрывов, располагающихся на стыках геотектонических зон различной мобильности или же зон, движения блоков по которым происходили в различных направлениях или с различной скоростью.

Будучи связаны преимущественно с гипабиссальными интрузивами, месторождения обычно располагаются в средних структурных ярусах геосинклинальных зон. Рассматриваемые месторождения встречаются также в активизированных областях, где ассоциируются с соответствующими магматическими проявлениями.

Связь с интрузивами

Березитовые месторождения связаны с гранитоидными интрузивными комплексами лишь пространственно или парагенетически. Под парагенетической связью понимается образование интрузивов и месторождений из общего глубинного источника. В огромном большинстве случаев интрузивные комплексы, с которыми ассоциируются месторождения, представлены гипабиссальными гранитоидными

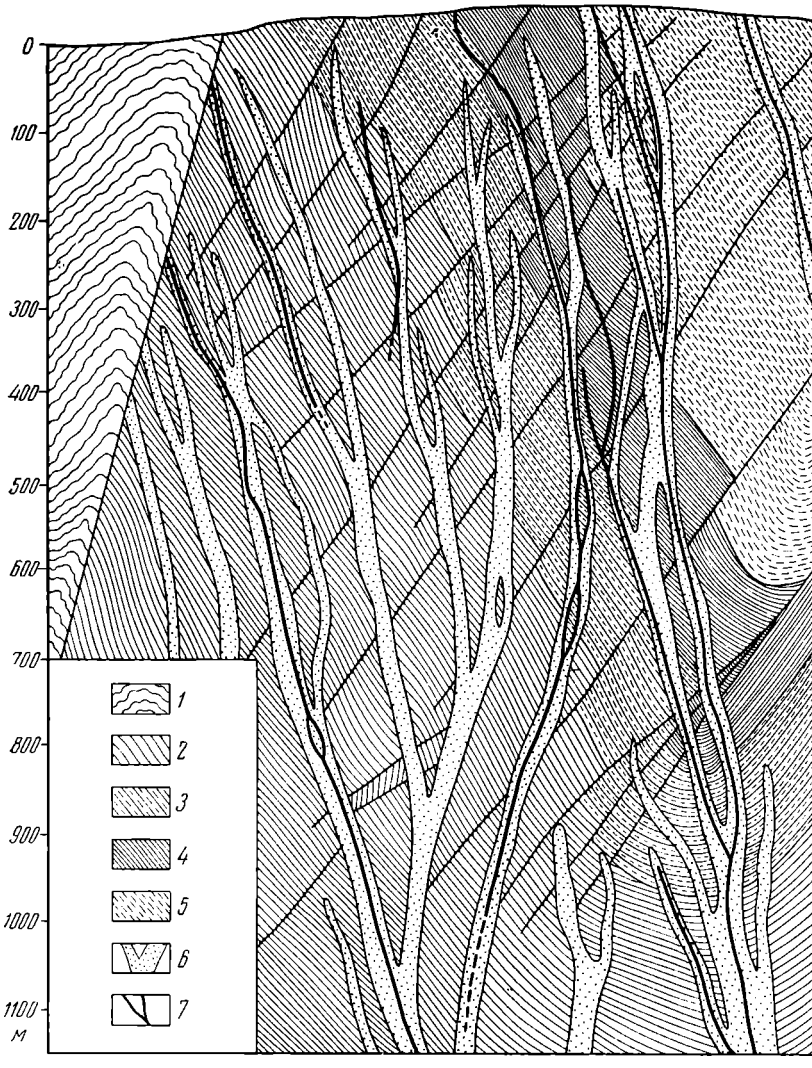


Рис. 86. Рудные жилы, связанные с дайками диабазов. Полиметаллическое месторождение Пршибрам. Чехословакия. По *Г. Шнейдерхену*

1 — альгонские сланцы; *2* — саде-бутинские слои (Cm); *3* — конгломераты тремоена (Cm); *4* — тинесерские сланцы (Cm); *5* — бинкерберские граувакки (Cm); *6* — диабазы; *7* — рудные жилы

породами умеренно кислого состава. По форме это интрузивы средней величины или типичные малые интрузивы, часто группирующиеся в виде отдельных узлов или зон. Реже это сателлиты крупных массивов сложного многофазного строения.

Во всех этих случаях состав интрузивов довольно пестрый, что объясняется как дифференцированностью магмы и неоднократностью внедрения интрузий несколько различного состава, так и влиянием вмещающих пород (ассимиляцией). Для многих рудных районов доказано, что интрузивы отнюдь не являются выступами крупных батолитов, а представляют собой малые интрузивы. При значительной пестроте состава интрузивов, колеблющегося от габбро-диоритов до кислых гранитов с нередкими переходами к субщелочным породам ряда монцонитов—сиенито-диоритов, месторождения, как правило, формировались после наиболее поздних дифференциатов. При этом отмечается, что оруденение связано с более дифференцированными интрузивными комплексами. Для многих рассматриваемых месторождений отмечается пространственная связь с жильными породами, как, например, для месторождения Березовск на Урале, некоторых месторождений Центрального Казахстана, Пршибрам в Чехословакии (рис. 86) и др. В большинстве случаев месторождения образуются после всей серии жильных пород. Однако в ряде случаев наблюдаются и более поздние дайки, секущие рудные тела или же внедряющиеся из более глубоких частей магматического очага в процессе минерализации, отделяя этапы формирования месторождений.

Таким образом, для березитовых месторождений характерна лишь пространственная связь с магматическими комплексами и составляющими их гранитоидными породами, что имеет важное теоретическое и практическое значение.

Вмещающие породы и их изменения

Удаленность рассматриваемых месторождений от магматических источников обусловливает большое разнообразие состава вмещающих пород, оказывающих большое влияние на ход гидротермального процесса и на рудообразование. Вмещающими являются осадочные, изверженные и метаморфические породы различного состава и характера. Среди осадочных пород часто наблюдаются песчаники и глинистые сланцы, известняки, мергели, аргиллиты, алевролиты и др. Иногда месторождения встречаются среди изверженных, чаще интрузивных пород. Они имеют различный состав и обычно относятся к более древним магматическим образованиям, или же представляют собой более ранние интрузивы данного комплекса, с которыми связано оруденение. Пирокластические и эффузивные породы обычно также являются образованиями более древнего геологического возраста. Наконец, в качестве вмещающих пород встречаются и породы метаморфического происхождения — кристаллические и метаморфические сланцы, амфиболиты, гнейсы, гранулиты, кварциты, мраморы и др.

Очень важно знать различия литологического состава пород, составляющих отдельные толщи и осадочные формации. Роль вмещающих пород, даже таких сравнительно однородных, как гранитоиды, глинисто-песчанистые, карбонатные и другие, в рудообразовании совершенно различна как в отношении образования жильных трещин и проницаемости для рудоносных растворов, так и в отношении их химического взаимодействия с растворами. В связи с этим при изучении месторождений важное значение имеет не только стратиграфическое, но и детальное литологическое их расчленение, а также изучение поведения различных горизонтов и разновидностей пород по отношению к рудоносным растворам.

Характерным типом изменения вмещающих пород является березитизация, под которой понимается широкий набор метасоматических изменений средних температур. Такие типы изменения наблюдаются в полиметаллических месторождениях, в кварц- и сульфидно-золоторудных месторождениях, где иногда окварцевание и серицитизация сопровождаются также и интенсивной турмалинизацией, гумбеизацией и др. В породах основного и ультраосновного состава часто развивается лиственитизация (Нышминское медно-кобальтовое месторождение на Урале, Гремячинское месторождение на Алтае и др.), в породах среднего и основного состава иногда развивается анкеритизация. Анкеритизация, сидеритизация и доломитизация наблюдаются также около жил, залегающих в известняках (Чипровци в НРБ, Восточное Забайкалье), что отмечали С. С. Смирнов, Д. С. Коржинский и др.

Во многих случаях на ранних стадиях процесса окварцевание обычно сопровождается обильной пиритизацией, что объясняется обогащением растворов ионами S^{2-} и заимствованием железа из пород.

Изменения сланцев и песчаников часто выражаются в серицитизации, окварцевании и карбонатизации, нередко в сочетании с более или менее интенсивной пиритизацией и хлоритизацией. Обычно породы при этом осветляются, что и используется как важный поисковый признак. Нередко наблюдается закономерная смена различных типов изменения вмещающих пород, в частности среднетемпературных — более низкотемпературными, в связи с проявлением метасоматической зональности. Иногда удается выделить последовательные стадии изменения вмещающих пород и сопоставить их со стадиями минерализации (например, для Советского рудника в Западной Сибири и др.).

Структуры месторождений

Значение геологической структуры для образования березитовых месторождений является особенно важным в связи с удаленностью их очагов. Приуроченность месторождений к средним и отчасти верхним структурным этажам объясняется особенностями геологической структуры. В размещении месторождений важнейшую роль

играют крупные региональные разломы. При этом рассмотрение отдельных типичных структур, к которым приурочиваются месторождения, не исчерпывает всего их разнообразия, обычно проявляющегося в природе в сложных сочетаниях складок и разрывов, а также в сочетаниях структурных и литологических особенностей вмещающих пород.

Кроме крупных разломов рудоконтролирующее значение имеют также складчатые, особенно, антиклинальные структуры. При этом наряду с крупными поднятиями, антиклинориями и сложными складчатыми структурами первых порядков и подчиненными им интрузивными комплексами некоторое значение имеют антиклинальные структуры меньшего масштаба. В таких антиклиналях часто нет крупных интрузивов или их выступов, они сопровождаются малыми интрузивами и дайками в местах, осложненных разрывами, трещинами, межпластовыми срывами, отслоениями, брекчированием, и в литологически благоприятных породах несут оруденение (свинцово-цинковые месторождения Кореи, золоторудные месторождения Бендиго в Австралии и др.).

Огромное значение в формировании месторождений играют разрывные структуры меньшего масштаба. Развитие этих структур происходило как вместе со складчатостью, так и предшествовало ей или, наоборот, следовало за ней. Иными словами, разрывные нарушения, с которыми ассоциируется оруденение, могут быть связаны с образованием тех или иных складок или иметь самостоятельное происхождение. В обоих случаях формирование разрывов, особенно крупных, может охватывать значительные промежутки времени, причем движения по ним нередко происходили многократно как и в дорудное, так и в послерудное время. В связи с этим значение различных разрывных нарушений разного масштаба и даже одних и тех же, особенно крупных разрывов, в разных их участках может быть неодинаковым. Одни дорудные нарушения контролируют оруденение, другие ограничивают его распространение, третьи непосредственно вмещают его.

Региональные разломы и зоны смятия, протягивающиеся на многие десятки и сотни километров, имеют контролирующее значение. Связанные с ними месторождения большей частью располагаются не в них, а в сопряженных с ними нарушениях, т. е. в разрывных структурах более высоких порядков. Примеры таких месторождений многочисленны. Во многих случаях оруденение приурочивается к структурно- или литологически благоприятным участкам разломов, например, к их сопряжениям с другими нарушениями, к пересечениям ими разломов или к участкам пересечения последними благоприятных для замещения пород и т. п. Такие участки обычно характеризуются брекчированием, развитием лестничных жил (рис. 87) или мелкой трещиноватости и вообще более высокой проницаемостью для растворов.

Из других разрывных структур большое значение имеют зоны трещиноватости, кливажа и разлистования в сланцах, сетчатые зоны

в результате развития систем оперяющих трещин, трещин скола и отрыва, приводящие к образованию как жильных, так и штокверковых месторождений.

Е. А. Радкевич и Э. Н. Томсон отмечают важную роль в размещении и локализации оловорудных месторождений Приморья зон мелкой трещиноватости, являющихся отражением крупных разломов фундамента или нижнего структурного этажа. Во многих случаях

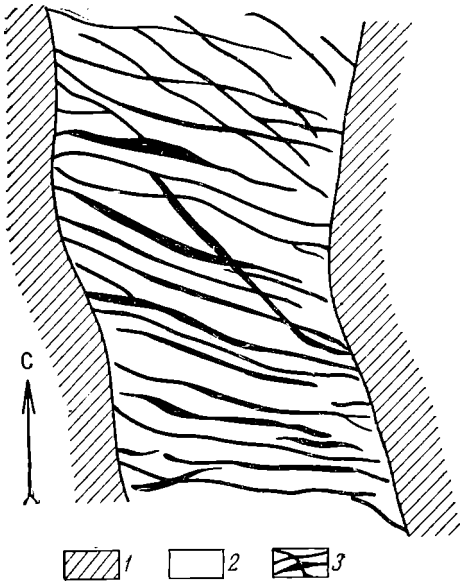


Рис. 87. Лестничные жилы Березовского золоторудного месторождения. По *И. И. Бородаевскому и М. В. Бородаевской*

1 — зеленокаменные породы; *2* — березиты; *3* — рудные жилы

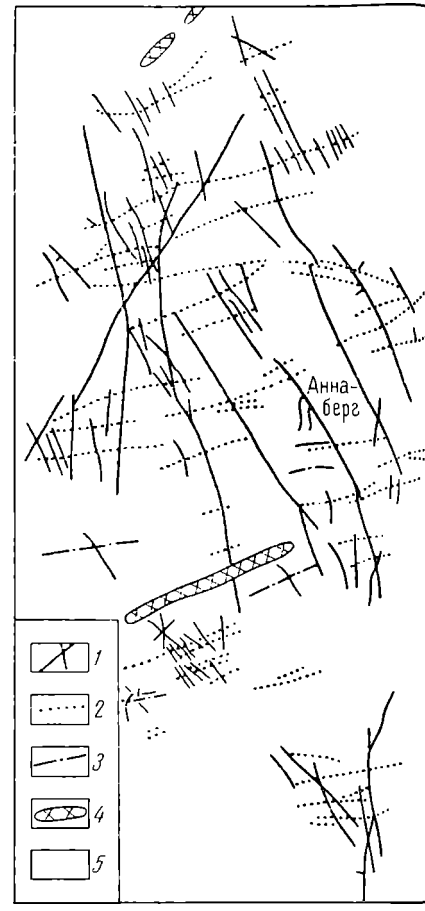


Рис. 88. Системы рудных жил в месторождении Аннаберг. Рудные горы. По *Г. Мюллеру*

1 — кобальт-серебряные жилы; *2* — колчеданистые свинцово-цинковые жилы; *3* — оловорудные жилы; *4* — микрограниты; *5* — гнейсы

сколовые нарушения, зародившиеся в процессе складчатости, в дальнейшем при смене характера деформаций развиваются как трещины отрыва и наоборот. Иногда приходится считаться с многократностью движений по трещинам и с различным их направлением в связи с изменением плана деформаций.

При образовании различных систем трещин (рис. 88) нередко отмечаются общие закономерности движения по ним, приоткрытия

и сочетания их друг с другом, позволяющие предвидеть и предсказывать распространение тех или иных формаций, отдельных этапов, стадий минерализации и обусловленных ими обогащенных участков. Некоторые системы жильных трещин с приуроченными к ним жильными образованиями обладают удивительным постоянством и выдерживаются в пределах всего рудного поля или отдельных структурно- и литологически однородных участков (Советское, Березовское месторождения, Аннаберг и многие др.). Подобные же закономерности часто наблюдаются и для послерудных нарушений рудных тел, когда развитие однородных систем таких нарушений приводит к смещениям в определенном направлении и даже на определенную амплитуду рудных тел в разных участках (Кочкарь на Урале). Важное значение имеют структуры контактов интрузивов и даек (например, свинцово-цинковые месторождения Буурду в Средней Азии, Эльбрус на Кавказе и др.), а также вмещающих пород, обладающих различными физико-механическими свойствами — эффективной пористостью, проницаемостью, компетентностью и т. п.

Наконец, большое значение при формировании месторождений имеют также и комбинированные структуры, где разрывные нарушения сочетаются со складчатыми, а также с литологическими горизонтами, интрузивами, контактами и т. п. При формировании месторождений, которое обычно происходит на фоне продолжающихся тектонических движений, часто развиваются внутрирудные перемещения стенок жильных трещин и дробление. В связи с этим получает широкое развитие брекчирование пород и дробление жильного материала ранних стадий минерализации, подготавливающее условия для развития последующих металлоносных стадий и образования обогащенных участков.

Из краткого обзора геологических структур рассматриваемой группы месторождений следует, что при исключительно важном значении этого фактора в рудообразовании наблюдается огромное разнообразие структурных условий. Различие условий оказывает важное влияние на локализацию рудных тел, их форму, поведение и строение. Поэтому детальное изучение геологических структур имеет первостепенное значение. Однако необходимо рассматривать их развитие в сочетании с магматизмом и метаморфизмом и с выделением этапов этого развития.

Формы рудных тел

В связи с большим разнообразием рудовмещающих структур и литологических условий рудоотложения встречаются и разнообразные формы рудных тел. Наблюдаются жилы и зоны прожилкового оруденения, штокверки и оруденелые массивы в виде вкрапленников, сложные тела и штоки. При этом размеры рудных тел и их распределение также отличаются большим разнообразием. В ряде случаев в пределах одного и того же рудного поля и месторождения встречаются рудные тела различной формы, например штоки и жилы,

пластообразные залежи и зоны прожилкового оруденения. Особенно часто в пределах одного и того же месторождения отмечаются рудные жилы, зоны прожилкового оруденения и вкрапленники.

В зависимости от характера нарушений, к которым приурочены рудные жилы, они имеют самые различные размеры: от очень крупных, длина которых измеряется километрами (Мозер-Лод в США и др.), до небольших, длиной в первые сотни метров, а для золоторудных жил лестничного типа только до 3—4 *м* и меньше (Березовское месторождение). Для некоторых месторождений важное значение имеют седлообразные залежи в связи с развитием структур отслоения (например, золоторудные месторождения Бендиго в Австралии).

Стадийность и особенности рудоотложения

Формирование березитовых месторождений в большинстве случаев происходило в широком интервале времени, в течение которого имели место неоднократные движения. Иногда в течение процесса

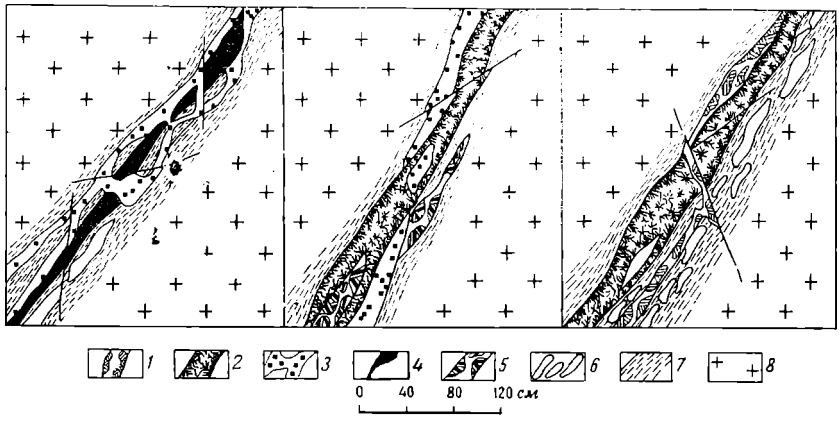


Рис. 89. Рудные жилы многостадийного строения. Апрелковское месторождение, жила Чертова. По *И. И. Биндеману* (с интерпретацией автора)

1 — хлорит-кальцит-кварцевая; *2* — антимонит-кварцевая с блеклыми рудами, галенитом, сфалеритом, сульфосолями свинца и самородным золотом; *3* — пирит-кварцевая с арсенопиритом, пирротином, халькопиритом и самородным золотом; *4* — кварц-турмалиновая с пиритом и серицитом; *5* — доломит-кварцевая с сидеритом и пиритом; *6* — линзы крупнокристаллического молочно-белого кварца; *7* — березитизированные диориты; *8* — диориты

минерализации происходило и внедрение даек. Выяснение последовательности в образовании различных типов внутриминерализационных нарушений и подвижек, этапов и стадий минерализации в пределах рудных тел, а также стадий и типов изменения вмещающих пород — важнейшая задача изучения каждого месторождения, имеющая большое теоретическое и практическое значение. Такая последовательность устанавливается еще в поле, в процессе же обработки материалов эти данные лишь уточняются и детализируются.

Изучение стадий минерализации показывает, что не все они характеризуются отложением рудных минералов (рис. 89). Во многих случаях первая и последняя стадии являются безрудными, причем первая часто представлена кварцем и пиритом, а последняя — одними жильными минералами. Иногда металлоносность связана только с одной или двумя стадиями и пространственное выделение таких стадий имеет большое практическое значение. Стадии рудоотложения иногда сопровождаются и соответствующими типами изменения вмещающих пород, в результате чего на одну колонку метасоматической зональности накладывается другая и характер изменения пород оказывается весьма сложным.

Рудоотложение при образовании рассматриваемых месторождений происходило как в открытых полостях и трещинах, так и метасоматически. Часто для одних и тех же месторождений имело место отложение руд и в открытых трещинах, и путем метасоматического замещения пород. Метасоматоз часто отличается большой интенсивностью и зависит не только от активности растворов, но также и от состава вмещающих пород. Присутствие амфиболитов, основных эффузивов и других пород, богатых ионами Fe^{2+}, карбонатных пород с органическими остатками, углистых и битуминозных прослоев пород и т. п., благоприятно для развития метасоматического рудоотложения и образования как самостоятельных рудных тел, так и обогащенных участков, раздувов, рудных столбов и др.

Состав руд и рудные формации

Среди березитовых месторождений можно выделить следующие типичные формации металлических полезных ископаемых: молибденово-медную (медно-порфировую), золото-сульфидную и свинцово-цинковую, а также ряд других менее типичных, которые занимают промежуточное положение между другими формациями и между рассматриваемой группой месторождений и вулканогенными месторождениями. Вообще для рассматриваемых месторождений характерна их тесная связь с последними в пределах даже одной и той же рудной формации. Как показано в табл. 14, некоторые из них являются по существу полигенными. Эту особенность некоторых месторождений отмечали В. И. Смирнов (1965 г.), Е. А. Радкевич (1966 г.) и др.

Кварцито-доломитизитовые, или телетермальные, месторождения

Общие данные

Телетермальными называются месторождения, не имеющие видимой связи с какими бы то ни было магматическими образованиями; такая связь является только предположительной на основании косвенных данных — состава и текстур руд, их эпигенетического характера, проявления околорудного гидротермального изменения и др. Многие из рассматриваемых месторождений приурочены к осадочным

Рудная формация	Характерные минеральные ассоциации	Геохимические ассоциации	Метасоматические фации	Геологическое положение	Магматизм
Золото-сульфидная	Золото, пирит, галенит, сфалерит, кварц	Au, Fe, Pb, Zn, Cu	Березитовая, лиственитовая	Складчатые зоны, антиклинальные поднятия, срединные массивы	Пространственная связь с малыми интрузивами
Полиметаллическая	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, кварц, карбонат, сульфосоли	Pb, Zn, Cu, Au, Ag, As, Sb, Cd	Серицитовая, кварцевая, нередко анкеритизация, сидеритизация, доломитизация	То же и зоны активизации	То же
Медно-молибденовая	Кварц, пирит, молибденит, халькопирит	Mo, Cu, (Re)	Окварцевание	То же	То же и с дайками
Смолково-карбонатная	Урановая смолка, карбонат, кварц	U	Березитовая	» »	Пространственная связь с массивами гранитов и малыми интрузивами
Серебро-кобальт-никель-висмут-урановая (пятиметальная)	Урановая смолка, диарсениды, сульфиды, кварц, карбонат, барит	U, Co, Ni, Bi, Ag, (Cu)	То же	» »	То же

Таблица 14

вых и лиственитовых месторождений

Вмещающие породы	Структуры месторождений	Формы рудных тел	Характерные текстуры	Промышленное значение	Примеры месторождений
Гранитоиды	Лестничные в дайках	Жилы, прожилковые зоны	Вкрапленные, прожилковые	Важное	Березовские на Урале, Приморье (СССР)
Известняки, доломиты, сланцы, граниты, эффузивы разного состава	Купола, оперяющие разломы в зонах смятия, системы трещин	Линзы, прожилковые зоны, системы жил	Массивные, вкрапленные, прожилковые	Очень важное	Фрейберг (ГДР), Мозер-Лод (США)
Гранитоиды	Контролирующие разломы	Прожилковые зоны	Вкрапленные и прожилковые	» »	Каджаран и Агарак (СССР)
Амфиболиты, диабазы, графитовые сланцы, древние скарны, гранитоиды	Оперяющие зоны разломов и трещиноватости, зоны брекчирования	Прожилковые зоны и жилы	Прожилковые, полосчатые, симметрично-полосчатые	» »	Рудные горы (ГДР и Чехословакия), Центральный Французский массив
То же	То же	То же	То же	Подчиненное	Рудные горы (ГДР, Чехословакия), Медвежье Озеро (Канада)

толщам и представлены пластообразными стратиформными телами, поэтому широко распространено мнение об их осадочном происхождении (М. М. Константинов, В. С. Домарев, В. М. Попов, А. Маухер, П. Рутье, Г. Аммутц и др.). Несмотря на многолетние дискуссии, обе точки зрения — гидротермальная и осадочная — продолжают сосуществовать, хотя в последнее время несколько сблизились между собой. Кроме того, нельзя исключать для некоторых принадлежащих к этой группе типов месторождений их конвергентности. Таким образом, проблема генезиса рассматриваемых месторождений еще не решена.

К рассматриваемым месторождениям относятся многие свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах типа Каратау и Миссисипи—Миссури, медистые песчаники, ртутные, сурьмяные и мышьяковые (реальгаровые) месторождения, некоторые сидеритовые, флюоритовые и другие месторождения. Таким образом, месторождения, относимые к этой группе, весьма разнообразны, причем промышленное значение их весьма значительно.

Формирование рассматриваемых месторождений происходило преимущественно при температурах от 200 до 50° С и меньше, т. е. в типичных низкотемпературных условиях, при средних или низких давлениях. Глубина рудообразования различна — от нескольких километров (Хайдаркан) до нескольких сотен метров. Некоторые месторождения занимают по условиям образования промежуточное положение между среднетемпературными березитовыми и низкотемпературными телетермальными, а также между телетермальными и вулканогенными. В. Линдгрен в своей классификации относит рассматриваемые месторождения к группе низкотемпературных эпитермальных.

Рудоотложение при формировании телетермальных месторождений происходило как в открытых полостях, так и метасоматическим путем. По сравнению со среднетемпературными березитовыми месторождениями роль метасоматоза здесь значительно меньше в силу меньшей активности растворов. Однако при наличии карбонатных и битуминизированных пород, а также пород, богатых органическими остатками, метасоматоз иногда проявлен достаточно широко, в связи с чем нередко образуются крупные месторождения.

Среди рассматриваемых месторождений может быть выделен ряд рудных формаций, образующихся в разные эпохи и в различных условиях, но отличающихся одинаковым или близким составом руд и сходными условиями залегания.

Геологическое положение

Телетермальные месторождения встречаются преимущественно в платформенных областях. Они наблюдаются также в срединных поднятиях, внутренних геосинклиналях, поздних межгорных прогибах и располагаются вдоль крупных зон тектонических разломов, в районах межформационных несогласий или тектонических

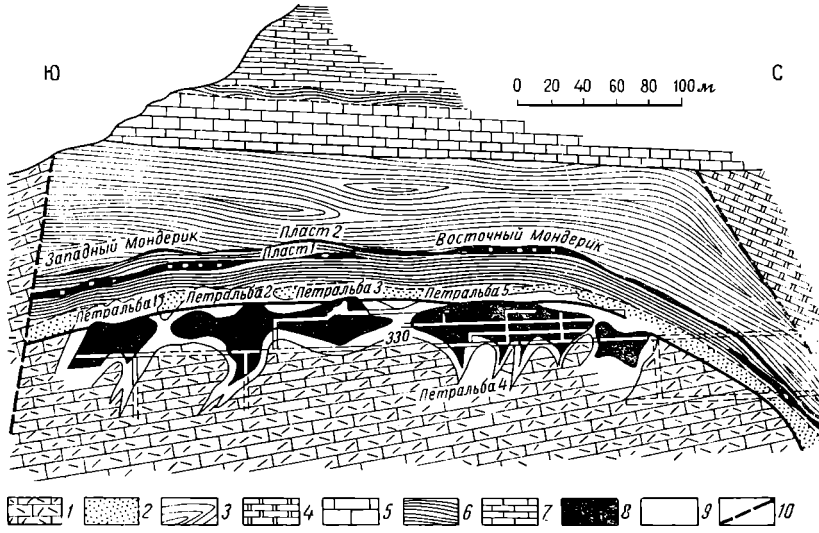


Рис. 90. Разрез свинцово-цинкового месторождения Малин, Франция. По *П. Рутье* (с интерпретацией автора)

1 — доломитизированные породы; *2* — конгломераты триаса; *3* — мергели и доломиты; *4* — геттанг; *5* — бат; *6* — арговий; *7* — рорак; *8* — руды; *9* — баритизированные породы; *10* — тектонические нарушения

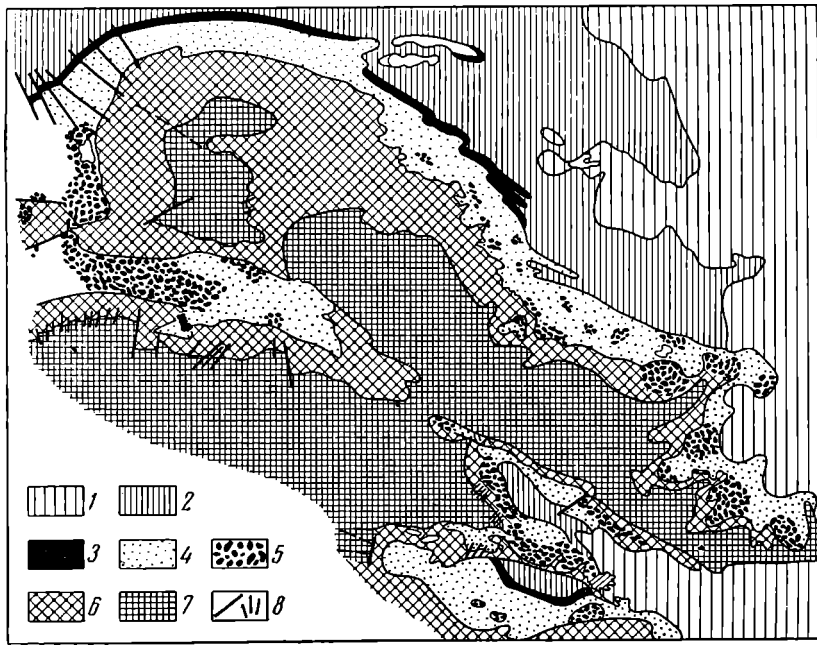


Рис. 91. Схема геологического строения района свинцово-цинковых месторождений Верхней Силезии По *М. М. Константинову*

1 — юра; *2—6* — триас: *2* — кейпер, *3* — ракушечные известняки выше рудоносной свиты, *4* — рудоносная свита, *5* — промышленные скопления свинцовых и цинковых руд, *6* — рет — пестрый песчаник; *7* — палеозой; *8* — сбросы

срывов или в областях развития благоприятных стратиграфических и литологических горизонтов (рис. 90). Известны крупные рудные районы в областях типичных послекембрийских платформ, например район свинцово-цинковых месторождений Миссисипи—Миссури в США, месторождения Пайн-Пойнт в Канаде, месторождения Верхней Силезии (рис. 91) и др.

В большинстве случаев рассматриваемые месторождения располагаются в верхних структурных ярусах. Однако иногда месторождения бывают перекрыты более поздними геологическими образованиями, составляющими самый верхний безрудный структурный ярус, как, например, Никитовский район ртутного оруденения в Донбассе, прикрытый поздними отложениями мезо-кайнозоя, Минусинская котловина с проявлениями ртутного оруденения и др.

В целом телетермальные месторождения отличаются широким диапазоном геологических условий их формирования и большим разнообразием геологического строения рудных районов.

Роль магматизма

Для телетермальных месторождений характерно отсутствие непосредственной связи с магматизмом. В большинстве случаев о связи с ним судят только предположительно по составу руд, околорудным изменениям, текстурам руд, стадийности их образования и др. (А. Г. Бетехтин). Однако если эти и многие другие доводы свидетельствуют о гидротермальном происхождении месторождений, то данные в пользу магматогенной природы рудного вещества по сути дела почти отсутствуют. Поэтому целый ряд сторонников гидротермального происхождения рассматриваемых месторождений, в частности Ч. Девидсон, Ф. Снайдер, А. Холланд, Д. Браун, Е. Реддер и др., допускают, что гидротермальные растворы могли образоваться за счет подземных вод в результате их прогрева и выщелачивания рудных компонентов из вмещающих пород. Лишь в единичных рудных районах отмечаются отдельные магматические проявления в виде даек и интрузивов.

Вмещающие породы и их изменения

Телетермальные месторождения залегают в различных осадочных породах, среди которых особенно благоприятными являются известняки и доломиты; к ним приурочиваются телетермальные месторождения Миссисипи, Каратау (СССР) и др., рудные залежи Боттерра в США (рис. 92). Изменения вмещающих известняков в такого рода месторождениях выражаются в их доломитизации, окварцевании и иногда баритизации. Медистые песчаники представляют собой характерную фацию континентальных красноцветных отложений.

Большое значение в образовании сурьмяных и ртутных месторождений имеют также межформационные поверхности известняков, перекрываемых плотными сланцами, экранировавшими рудоносные растворы (сурьмяные месторождения Средней Азии, КНР и др.).

Изменение известняков в этих случаях выражается окварцеванием и образованием джаспероидов.

Для наиболее спорных рудных формаций свинцово-цинковых месторождений и медистых песчаников особенно характерна их приуроченность к стратиграфическим горизонтам. Однако мощность таких горизонтов по сравнению с мощностью пластообразных рудных тел весьма велика, а, главное, наряду с пластообразными рудными телами встречаются также и секущие эпигенетические. Оруденение имеет явно эпигенетический характер.

В ряде случаев рудные тела приурочены к одной определенной литологической разновидности пород, например к пласту ленточных известняков в месторождении Миргалимсай (Каратау), или к пластам

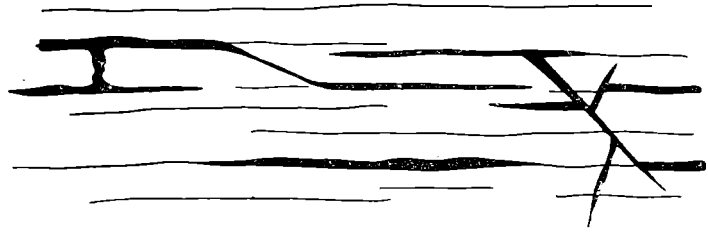


Рис. 92. Характер оруденения свинцово-цинковых месторождений. Рудные пропластки и прожилки в толще доломитовых пластов на руднике № 8, в Боттерре, США (схема). По *В. И. Смирнову*

с выраженной ритмичностью осадконакопления среднетриасовых карбонатных толщ Северных и Южных Альп (А. Маухер). Эти же месторождения сопровождаются доломитизацией и первичными ореолами рассеяния, несогласными с напластованием вмещающих карбонатных пород.

Структуры месторождений и формы рудных тел

Вопрос о роли геологической структуры в образовании месторождений также вызывает различные толкования для месторождений свинцово-цинковой формации и медистых песчаников. Однако в целом ряде месторождений Каратау, Джезказгана и Аппалачей определенно выделяются дорудные нарушения и участки брекчирования с проявлением рудной минерализации. Существуют разные мнения о природе брекчий, но их дорудный возраст (вопреки мнению осадочников) сомнений не вызывает. Совершенно бесспорно большое значение разнообразных складчатых и разрывных структур, а также их сочетаний для многих месторождений сурьмы, ртути, флюорита и др. В таких месторождениях особенно широко развиты структуры межпластовых и межформационных отслоений (рис. 93), приводящие

к образованию седловидных залежей (рис. 94). Широко распространенным типом структур являются зоны брекчирования, разломов, трещины разрыва, сбросы и др., меньшее значение имеют зоны смя-

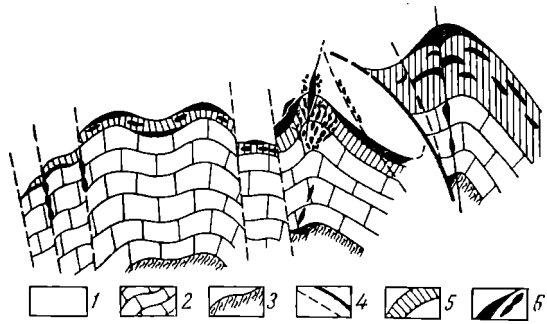


Рис. 93. Структуры и формы ртутных рудных тел. Хайдаркан, Средняя Азия. По *В. И. Смирнову*

1 — перекрывающие породы; *2* — известняки; *3* — послойные срывы; *4* — секущие дорудные нарушения; *5* — прослои сланцев; *6* — рудные тела

Главные рудные формации кварцито-доломи

Рудные формации	Характерные минеральные ассоциации	Геохимические ассоциации	Метасоматические фации	Геологическое положение	Магматизм
Свинцово-цинковая в карбонатных породах	Галенит, сфалерит, карбонат	Pb, Zn	Доломитизация, баритизация, низкотемпературное окварцевание	Платформенные чехлы и позднеорогенные зоны	Не проявлен
Медистые песчаники	Халькопирит, борнит, пирит	Cu, (Zn, Pb), Re	?	Наложенные впадины	» »
Сидеритовая	Сидерит	Fe, (Ag, Pb, Zn)	Карбонатизация	То же	Не ясен
Ртутная	Киноварь, антимонит, пирит, халькопирит, флюорит, карбонат	Hg, Sb, (As, S)	Низкотемпературное окварцевание	Посторогенные зоны и разломы	» »
Сурьмяная	Антимонит, кварц	Sb, (As)	Низкотемпературное окварцевание	То же	Не проявлен

тия и сколовые нарушения. В разнообразных по составу месторождениях рассматриваемого типа встречаются самые различные типы структур, особенно часто комбинированные структуры. Среди последних важны сочетания складок и разломов, а также сочетания разломов и литологически благоприятных горизонтов. Большое значение для некоторых месторождений имеют контакты компетентных и некомпетентных осадочных пород, а также контакты, осложненные тектоническими перемещениями, дроблением и брекчированием прилегающих пород. Наконец, весьма большую роль играют структуры экранирования, выражающиеся в перекрытии легко проницаемых пород пологими пластами или слоями водонепроницаемых пород, а также в проявлении дорудных нарушений, сопровождающихся глинками трения. В. А. Невский установил блокированные складки, благоприятные для локализации ртутного оруденения в Хайдаркане.

Таблица 15

тизитовых (телетермальных) месторождений

Вмещающие породы	Структуры месторождений	Формы рудных тел	Характерные текстуры	Промышленное значение	Примеры месторождений
Известняки, ленточные известняки	Зоны и участки брекчирования	Стратиформные, пластообразные залежи, гнезда, сложные тела	Вкрапленные редко массивные	Важное	Каратау (СССР, Средняя Азия), Миссисипи-Миссури (США)
Песчаники, глинистые сланцы	Пластовые и др.	То же	То же	Очень важное	Джезказган (КазССР), Конго (Киншаса), Замбия
Карбонатные	Зоны разломов	Пластообразные и глыбообразные	Сплошные	Существенное	Южный Урал, ФРГ
Известняки битуминозные, песчаники, сланцы	Антиклинальные, осложненные разломами	Гнезда, жилы, прожилковые зоны	Вкрапленные и прожилковые	Очень важное	Никитовка (УССР), Хайдаркан (СССР, Средняя Азия), Альмаден (Испания)
	То же	Седловидные межформационные залежи, гнезда	Сплошные руды в кварцевой массе	То же	Кадамжай (СССР, Средняя Азия), Сп-Гуань-шань (КНР)

Особенности рудовмещающих структур определяют и различные формы рудных тел. Для свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах и медистых песчаниках характерны пластообразные и сложные неправильные залежи, а также гнезда, вкрапленники и жилы. Для многих сурьмяных и некоторых ртутных месторождений (Кадамджай, Терексай, Джикикрут в Средней Азии, Си-Гуань-шань в КНР и др.) характерны седловидные залежи, развивающиеся в шарнирных частях антиклиналей под кровлей водонепроницаемых сланцев, а также гнездообразные тела в блокированных складках (Хайдаркан). В связи с возникновением трещин разрыва в антиклинальных

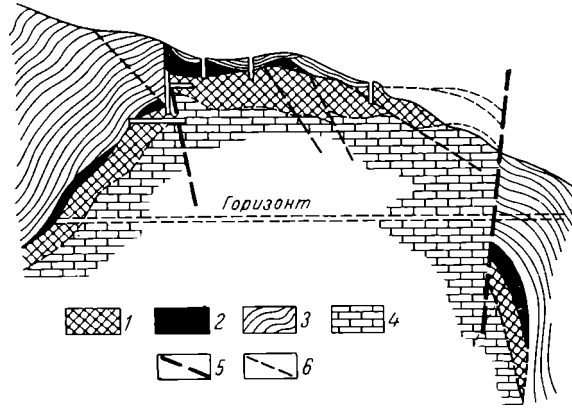


Рис. 94. Седлообразные рудные тела сурьмяных руд месторождения Кадамджай, Средняя Азия. По *А. К. Полякову* (с дополнениями автора)

1 — залежь рудоносного кварца; *2* — промышленные руды; *3* — сланцы; *4* — известняки; *5* — сбросы основные; *6* — сбросы второстепенные

структурах встречаются также и штокверки. Нередко для одних и тех же месторождений отмечаются рудные тела самой различной формы, например штокверки, гнезда и седловидные залежи, сложные тела неправильной формы и пластообразные залежи, жилы и гнезда, жилы и штокверки и т. п. Для многих сурьмяных месторождений, встречающихся в виде седловидных залежей рудоносного эпигенетического кварца, отдельные скопления богатых антимонитовых руд наблюдаются в виде изолированных гнезд, концентрирующихся в шарнирных частях антиклиналей под экранирующими глинистыми сланцами (табл. 15).

Контакты рудных тел часто резкие, что характерно для жил типа выполнения открытых трещин. В участках проявления метасоматоза наблюдаются постепенные переходы к боковым породам через убогую вкрапленность. Сплошные массивные руды встречаются лишь в гнездообразных скоплениях сурьмяных месторождений, реже в ртутных и свинцово-цинковых. Полосчатые, симметрично-полосча-

вые, а также крустификационные, кокардовые, гребенчатые, друзовые и жеодовые текстуры нередко наблюдаются в месторождениях, образованных путем выполнения открытых пустот.

Особенности образования

Для рассматриваемой группы месторождений наиболее спорным является вопрос о происхождении свинцово-цинковых месторождений и медистых песчаников. Об их гидротермальном происхождении свидетельствуют следующие данные:

1) приуроченность пластовых тел к нескольким горизонтам и наличие секущих рудных тел в трещинах и участках брекчирования;

2) проявление метасоматоза в рудах и брекчированных породах;

3) установление по данным гомогенизации газово-жидких включений рудных минералов температур их образования от 200 до 70° С (Е. Реддер, В. Ньюхауз);

4) стадийность образования руд и выявление последовательно формировавшихся минеральных ассоциаций, различных по составу и свойственных гидротермальным образованиям, и принадлежность ряда рудных минералов к нескольким генерациям.

В защиту осадочного генезиса указанных месторождений приводятся такие доводы:

1) преимущественно пластовый для ряда месторождений характер рудных тел; их приуроченность к стратиграфическим горизонтам и большая площадь распространения оруденения;

2) отсутствие в большинстве случаев изверженных пород и структурного контроля; наблюдающиеся брекчии объясняются оползанием осадков при их накоплении в подводных условиях;

3) связь оруденения с элементами палеогеографии (размещение рудных тел вдоль краевых прогибов, мульд, рифов и т. п.) и литологии (оруденение литологически однородных пород, развитие стилолитовых швов и т. п. — месторождения Северных и Южных Альп, по А. Маухеру);

4) данные изотопического анализа серы, показывающие в некоторых случаях преобладание органогенной серы;

5) простота состава руд.

Интересно, что сопоставление обеих гипотез, коллективное обсуждение данных и осмотр месторождений Миссисипи—Миссури и Аппалачей, состоявшееся в 1965 г. в США, не привели к разрешению вопроса. Хотя большинство участников симпозиума по-прежнему придерживается гидротермального генезиса, однако приводимые обеими сторонами доводы отнюдь не исключают друг друга.

Можно добавить и другие доводы в пользу гидротермального генезиса свинцово-цинковых месторождений и медистых известняков. Прежде всего едва ли можно игнорировать гидротермальное происхождение, подтверждающееся всей совокупностью геологических данных для телетермальных месторождений сурьмы, ртути, реальгара и флюорита. Кроме того, последние данные по изучению изотопов

свинца показывают, что в районе Миссисипи содержание радиогенного свинца снижается от центра к периферии, что указывает на вероятное обогащение радиоактивным изотопом восходящих растворов при прохождении их через породы нижнего структурного этажа.

Однако объективность ряда доводов осадочников тоже нельзя оспаривать лишь на том основании, что не на всех месторождениях могут быть установлены признаки осадочного генезиса. Среди месторождений Сардинии П. Зуффарди различает следующие типы: 1) эпигенетические зонально расположенные по отношению к варисским гранитным массивам, для которых допускается гидротермальное магматогенное происхождение; 2) эпигенетические без признаков пространственного зонального размещения по отношению к гранитоидам; 3) эпигенетические в осадочных породах нижнего палеозоя; 4) переотложенные за счет сингенетических месторождений. Следовательно, свинцово-цинковые месторождения Сардинии являются по существу конвергентными.

Очевидно справедливы обе точки зрения и задача исследователей заключается в том, чтобы найти критерии определения по существу однородных в первом приближении стратиформных месторождений и дать объяснение их конвергентности. А. Г. Бетехтин был склонен объяснять происхождение таких месторождений, имеющих близповерхностный характер, большим участием в гидротермальных растворах вод атмосферного происхождения. Действительно, гидротермальные растворы, достигающие высоких близповерхностных уровней, должны смешиваться с пластовыми подземными водами и приводить к образованию месторождений промежуточного характера. Эти черты лучше выражены в приповерхностных частях месторождений и постепенно утрачиваются с глубиной. Для приповерхностных условий естественно ожидать появление сложных сочетаний эндогенных гидротермальных и экзогенных инфильтрационных процессов [1].

Таким образом, старые представления о противопоставлении эндогенных и экзогенных процессов в данном случае оказываются неверными и требуют существенных поправок. Следует отметить, что и В. И. Смирнов (1966 г.), охарактеризовавший результаты последнего симпозиума в США, также не исключает такого решения данной сложной проблемы.

---

[1] В последние годы многие телетермальные и вообще стратиформные месторождения рассматриваются в свете новых данных образования рудных концентраций на дне морских бассейнов в рифтовых и разломных зонах как вулканогенно-осадочные, что отнюдь не исключается (Х. Ф. Кинг и др.)

Глава IX

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вулканогенными называются месторождения, образованные из газо-гидротермальных растворов и закономерно связанные с вулканогенными формациями и субвулканическими образованиями. Отличаясь от плутоногенных месторождений условиями своего формирования в относительно открытых системах, они характеризуются целым рядом особенностей (рис. 95). Эти особенности выражаются как в геологических условиях, так и в физико-химической обстановке их образования, что и определяет правомерность их выделения. В настоящее время вулканизм отнюдь не ограничивается явлениями, протекающими на поверхности, и определяется глубинными причинами, поэтому и вулканогенные месторождения формировались не только и не столько на поверхности, сколько в субвулканических, а также в глубинно-вулканических условиях при сообщении магм с поверхностью или дном морских бассейнов.

Вулканогенные месторождения как связанные с эффузивами и вообще вулканическими породами выделялись уже в двадцатых годах XX в. В. А. Обручевым, М. А. Усовым, П. Ниггли, Г. Шнейдерхеном и др. Однако в связи с односторонним изучением рудоносности только интрузивного магматизма и распространением идей американской школы об эндогенном рудообразовании представления о роли вулканизма по существу свелись лишь к выделению эксгаляционных месторождений. В сороковых годах эти представления были возрождены А. Н. Заварицким и его школой, но ограничены проблемой генезиса колчеданных месторождений, и только с конца пятидесятых годов роль вулканизма была широко признана для месторождений различных металлов. Важные работы по вулканогенным месторождениям принадлежат И. В. Дербикову, Г. С. Дзоценидзе, В. Н. Котляру, Н. И. Наковнику, А. И. Семенову, В. И. Смирнову, Г. Н. Щербе и др.

Вулканогенные месторождения не являются однородными. По глубинности образования и особенностям выделяются три группы месторождений: глубинно-вулканические, субвулканические и вулканические приповерхностные, в частности экструзивные (табл. 16). Для выделения используются критерии фаций вулканогенных комплексов, фации гидротермального метаморфизма, особенности рудовмещающих структур и фации минералого-геохимические. Несмотря на недостаточную четкость границ выделяемых фаций, все они в общем соответствуют друг другу и наличие одних из них определяет и другие. В целом вулканогенные месторождения являются менее глубинными, чем плутоногенные, локализовались они в общем на более высоких, чем последние, уровнях, примерно на глубине от 2 *км* и выше от поверхности, существовавшей во время рудообразования, но глубина расположения источников рудных веществ была различной, а для ряда глубинно-вулканических месторождений — не

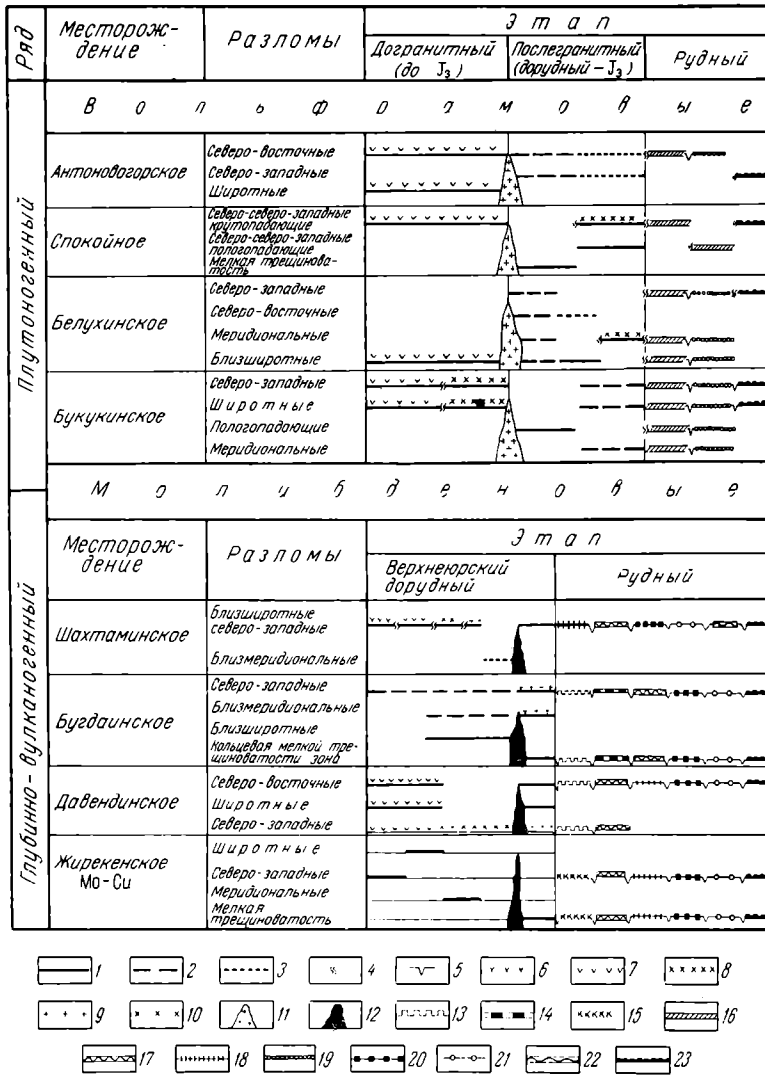


Рис. 95. Пример различия тектоно-магматических обстановок формирования плутоногенных вольфрамовых и глубинно-вулканогенных молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. По *А. В. Дружинину* (с интерпретацией автора)

Характер движений: *1* — разрывы, вдоль которых направление движений не установлено; *2* — сдвиги; *3* — сбросы; *4* — раскрытие трещин; *5* — дробление. Характер выполнения разрывов: *6* — дайки лампрофиров; *7* — дайки диоритовых порфиритов; *8* — дайки гранодиорит-порфиров и гранофиров; *9* — дайки кварц-порфиров; *10* — дайки аплитов. Интрузивные породы, наиболее близкие по возрасту к оруденению: *11* — граниты кукульбейского интрузивного комплекса; *12* — гранит-порфиры. Жильная минерализация (типы жил): *13* — кварцевая; *14* — кварц-магнетитовая; *15* — калишпатовая; *16* — кварц-вольфрамитовая; *17* — кварц-молибденитовая; *18* — кварц-турмалиновая; *19* — кварц-сульфидная (для вольфрамовых месторождений); *20* — кварц-пиритовая; *21* — кварц-галенит-сфалеритовая; *22* — сфалерит-карбонатная; *23* — карбонат-халцедоновая

Таблица 16

Фациальные группы рудных формаций вулканогенных постмагматических месторождений

Группы месторождений	Глубина образования, м	Тектонические условия формирования			Физико-химические условия образования руд
		доорогенные	поздне- и посторогенные	зоны активизации	
Глубинно-вулканические и переходные к плутоногенным	1000—2500	—	Медно-вкрапленные; оловянно-турмалиновые типа Боливии; скарново-полиметаллические типа Тречи	Молибденовые типа Кляймекса, медно-турмалиновые типа Кактуса, редкометально-полиметаллические типа Актюза, железорудные магнетитовые типа Ангаро-Илимских, карбонатитовые	Отложения руд из гидротермальных, преимущественно магматогенных растворов при высоких и средних температурах и давлениях в различных специфических геохимических обстановках
Субвулканические	200—1000	Колчеданные, колчеданно-полиметаллические, баритовые, медно-цеолитовые	Золото-серебряные с Te и Se и без них; богатые серебром и сульфосолями полиметаллические; сульфидно-касситеритовые, вольфрамо-сурьмяно-ртутные, бериллиевые, флюорито-бертрандитовые, уран-медно-висмутовые, уран-молибденовые, медные энаргитовые	Флюоритовые, золото-халцедоновые типа Балея; золото-алунитовые; полиметаллические типа Маджарово в НРБ	Отложение руд из смешанных гидротермальных растворов при низких и средних температурах и резких перепадах давления (лептотермальные условия)
Вулканические (экструзивные)	0—200	Боратовые, кремнисто-железорудные, кремнисто-марганцевые, колчеданные	Месторождения самородной серы, мышьяковые (реальгаровые), ртутные опалитовые, оловянные опалитовые, урановые экструзивные	Месторождения самородной серы, ртутно-мышьяковые, ртутные опалитовые, марганцевые карбонатные (типа японских)	Отложение руд из газо-гидротермальных растворов при низких температурах и давлениях; субмаринных — при повышенных давлениях столба воды

меньшей и даже нередко большей, чем для многих плутоногенных месторождений (см. табл. 16).

Нельзя не отметить некоторой условности разделения таких групп месторождений, как плутоногенные березитовые и вулканогенные вторичнокварцитовые и турмалинитовые, как субвулканические, серицитолито-пропилитовые и глубинно-вулканические. Однако на данной стадии изучения вулканогенных месторождений такая условность очевидно неизбежна. В целом классификация вулканогенных месторождений по относительной глубинности и метасоматическим формациям обоснована большим фактическим материалом.

ГЛУБИННО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этой группе принадлежат месторождения, связанные с глубинными подкоровыми или спалическими магмами, достигавшими при внедрении поверхности.

Главной геологической особенностью месторождений является их связь с комплексами, которые формировались в определенных геологических условиях и тектонической обстановке, обусловливавших проникновение магм до поверхности. В связи с этим рассматриваемые месторождения тесно ассоциируют со сложными вулканогенно-интрузивными комплексами дифференцированных пород от ультраосновных — основных до кислых или щелочных. Такая обстановка приводила, во-первых, к специфическим петрологическим процессам, которые обусловливали петрохимические и геохимические условия, в частности металлогеническую специализацию, и, во-вторых, к созданию определенных геологоструктурных и физико-химических условий, в которых возникали и развивались процессы рудообразования.

Среди глубинно-вулканических месторождений выделяются следующие группы:

1. Карбонатитовые, редкометальные.
2. Скаполито-скарноидные железорудные и полиметаллические.
3. Вторичнокварцитовые турмалинитовые — оловянные и др.

Карбонатитовые месторождения

Карбонатитовыми называются месторождения, закономерно располагающиеся в метасоматических карбонатитах и связанные со сложными магматическими комплексами. Последние представлены ультраосновными и щелочными породами, тесно между собой ассоциирующими. Таким образом, главнейшей особенностью рассматриваемых месторождений, имеющей первостепенное значение для выяснения генетических и геологических условий их формирования, является сопряженность рудоносных карбонатитов и магматических пород указанного состава. Вне проявлений этих характерных магматических комплексов карбонатитовые месторождения не встречаются. Другой особенностью месторождений является вулканогенно-ин-

трузивный характер комплексов, находящий выражение в их фациальном характере и в проявлении структур центрального типа (рис. 96).

Карбонатитовые месторождения — источник получения редких металлов ниобия, тантала, редких земель и отчасти циркония.

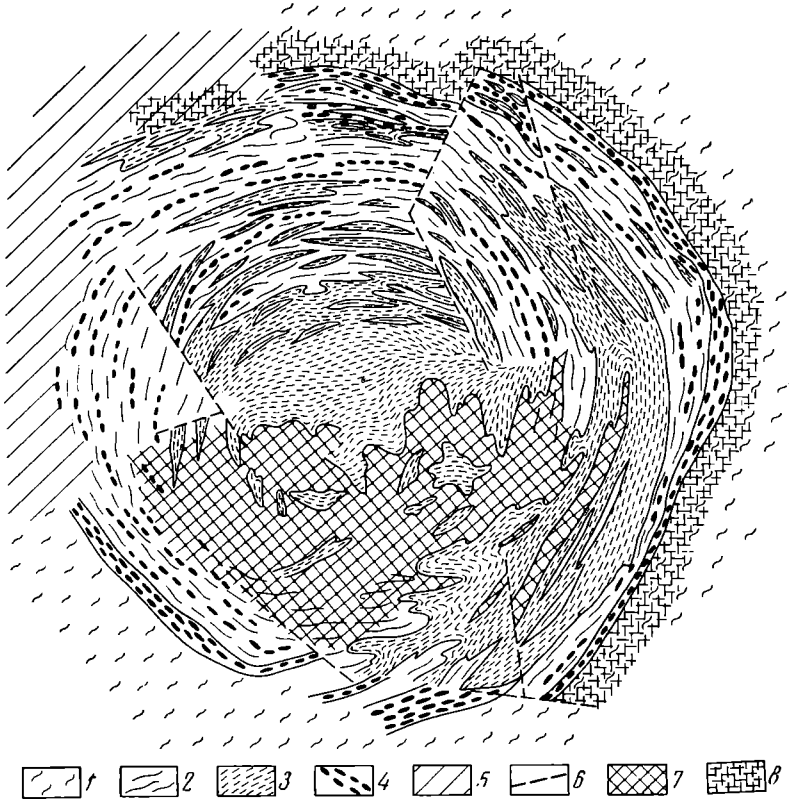


Рис. 96. Схема строения карбонатитового массива Алдан.
По *Д. П. Шапошникову, Г. В. Пциксон* и др.

1 — гнейсы и мигматиты; *2* — полосчатые и гнейсовидные метасоматические кальцитовые карбонатиты; *3* — пироксен-биотит-амфиболитовые породы; *4* — фениты по гнейсам и мигматитам; *5* — участки невыясненного геологического строения; *6*— тектонические нарушения; *7* — нерасчлененные карбонатиты; *8* — зоны дробления.

В некоторых редкометальных карбонатитах в виде примеси присутствует также уран, количество которого при большом масштабе месторождений оказывается практически существенным. Карбонатитовые месторождения могут являться также источником получения железных руд, флогопита и апатита.

Геологическое положение

Рудоносные карбонатиты, как и магматические комплексы, с которыми они связаны, образуются исключительно в пределах платформ и причлененных к ним складчатых зон, завершивших свое развитие. Другой характерной особенностью рассматриваемых месторождений является приуроченность рудоносных магматических комплексов и карбонатитов к глубинным разломам, разбивающим платформы в краевых, а также центральных частях — там, где поднятия сменяются опусканиями. При этом нередко отмечается, что локализация рудоносных магматических комплексов происходит в участках сопряжения или пересечения таких расколов-разломов, являющихся относительно более проницаемыми. Примером приуроченности к таким расколам платформ могут служить карбонатиты Восточных Саян, Тувы, Таймыра и др. В Восточной Африке карбонатиты и их магматические комплексы размещаются в области Великих разломов.

Все эти структуры первого порядка являются по существу рудоконтролирующими и долгоживущими. С ними связано формирование как рудоносных магматических комплексов, так и карбонатитов. Возраст рудоносных комплексов различный. Наряду с докембрийскими комплексами Африки и США, известны нижнепалеозойские (Норвегия, Восточные Саяны, Тува), верхнепалеозойские (Кольский п-ов), мезозойские (Канада, Бразилия) и даже третичные.

Особенности магматизма

Локальная связь месторождений с ультраосновными-щелочными комплексами — главнейшая их особенность. Эта связь является также и временно́й, так как время оруденения укладывается в рамки периода формирования комплекса. Несмотря на многостадийный характер минерализации, последняя протекает в течение этого периода без существенного разрыва во времени. Наконец, устанавливается геохимическая связь оруденения с проявлениями магматизма, выражающаяся в обогащении ультраосновных и щелочных пород рудными компонентами (рис. 97).

Рудоносные магматические комплексы являются, как правило, многофазными и формировались в несколько этапов. При этом на ранних этапах происходило внедрение гипербазитов, на более поздних — щелочных пород, позднее формировались карбонатиты.

Карбонатитоносные магматические комплексы платформенного типа представлены перидотитами, габбро и нефелиновыми сиенитами. С ними связано ниобиевое и циркониевое оруденение, но без редких земель. Карбонатитоносные комплексы складчатых зон, причлененные к платформам, представлены пироксенитами, эссекситами, сиенитами, йолит-мельтейгитами. Они являются более распространенными, в них важную роль играют редкие земли при участии ниобия, тантала, а также бария, стронция и фтора. Предполагается, что комплексы первого типа формировались в результате селективного плав-

ления вещества мантии и быстрого проникновения магм по разломам, в связи с чем в головных частях магматических колонн накапливались лишь наиболее подвижные комплексные соединения Nb, Ta, Zr и др.

Магматические комплексы пироксенит-эссекснт-сиенитового состава возникали в результате более интенсивно проявленной дифференциации. Магмы щелочного состава образовывались при

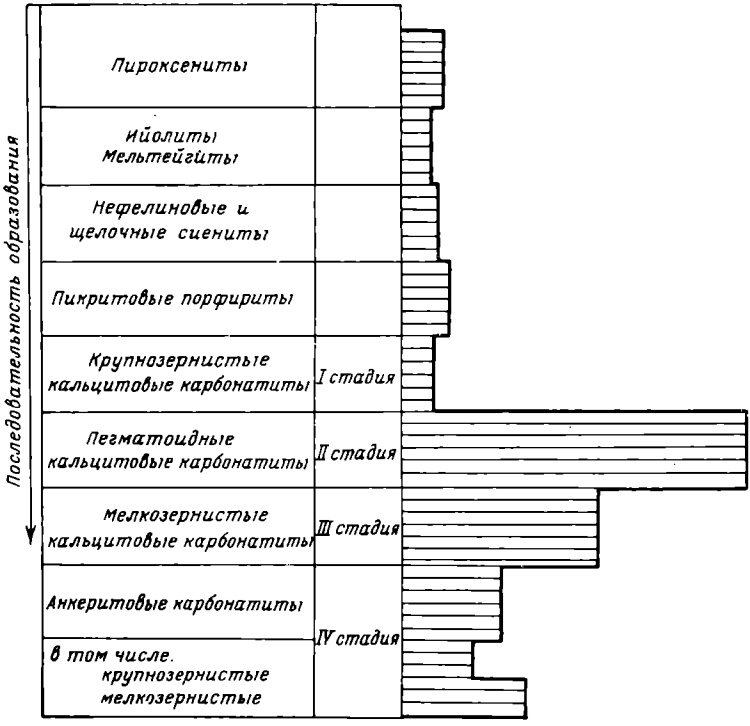


Рис. 97. Содержание пятиокиси ниобия в породах магматического комплекса и карбонатитах в условных единицах и последовательность их образования. По *А. А. Фролову, Е. М. Эпштейну и Ю. В. Лавреневу*

контаминации глубинных расплавов и продвигались по разломам сквозь сиалическую оболочку более медленно и многоэтапно, захватывая такие литофильные элементы, как Na, K, Sr, TR, F и др. Например, в формировании гулинского комплекса на Таймыре выделяется до четырех этапов, каждый из которых представлен последовательно внедрявшимися интрузиями:

1) перидотиты — дуниты, затем перидотиты и рудные пироксениты, далее меймечиты; 2) пироксенит-перидотиты, мельтейгит-малиньит-шонкиниты, апкаратриты-пикриты; 3) ийолиты-мельтейгиты; 4) щелочные и нефелиновые сиениты, тингуаиты-сельвсбергиты.

В состав комплекса входят также и щелочные ультраосновные эффузивы. Такая последовательность в формировании комплекса явно указывает на направленность в развитии магматизма и свидетельствует о связи с единым развивавшимся магматическим очагом. Лишь в некоторых случаях после внедрения ультраосновных и основных магм происходило образование и внедрение гибридных магм, приводивших на поздних этапах к формированию в составе комплекса диоритов и монцонитов (кондерский комплекс на Алдане).

Состав пород карбонатитоносных комплексов и условия их формирования указывают на глубинность магматических очагов и длительность их существования и развития, что, очевидно, находится в зависимости от глубинности магмоподводивших разломов и их многократного оживления. В то же время структура комплексов, принадлежащих, как правило, к центральному типу, а также наличие во многих случаях пикритов и других вулканитов убеждает в том, что такие разломы достигали поверхности и по ним в отдельные периоды времени магматический материал выбрасывался на поверхность. Иными словами, рассматриваемые комплексы, несмотря на их глубинность, имеют в целом вулканогенно-интрузивный характер. Об этом свидетельствует и проявление вокруг древних жерловин также радиальных даек.

Во всех случаях формирование карбонатитов происходило в основном при завершении образования магматического комплекса. О магматогенном происхождении карбонатитов можно судить по нахождению в них ксенолитов вмещающих пород, по их контактам и проявлению карбонатитовых даек (Альнё в Швеции, В. И. Смирнов, 1965 г.). Об этом же говорит и следующая последовательность внедрения даек в этом месторождении: альноиты — карбонатитовые кимберлиты — доломитовые карбонатиты — уачититы — нефелиниты-мельтейгиты — кальцитовые карбонатиты. На месторождении трижды происходило внедрение карбонатитового расплава в связи с тремя последовательными этапами формирования магматического комплекса.

Вмещающие породы и их изменения

Проявляясь при завершении формирования магматических комплексов, карбонатиты ассоциируют с такими метасоматическими проявлениями, как альбитизация, микроклинизация и образование диопсид-флогопитовых, апатит-магнетитовых, флогопит-форстерит-магнетитовых и кальцит-магнетитовых пород. При этом отчетливо наблюдается последовательное развитие щелочного, магнезиально-железистого и карбонатного метасоматоза. Кроме того, отмечается, что с щелочно-ультраосновными комплексами связана флогопитизация, а затем карбонатизация, усложненные при наличии интрузий центрального типа также процессами мелилитизации и магнезиального метасоматоза. В щелочно-габброидных комплексах проявлены про-

цессы микроклинизации, альбитизации, а затем магнезиально-железистого метасоматоза и карбонатизации.

Л. С. Бородин к метасоматитам относит также щелочные породы, ограничивая магматические образования только гипербазитами. А. И. Гинзбург, обобщив большой фактический материал, считает, что постмагматические процессы приводили к метасоматическому образованию как силикатных, так и карбонатных пород. В частности, для месторождений Центрального Таймыра выделяются следующие метасоматические образования: сиениты, вторичные щелочные габброиды, порфирокластические карбонатиты. Сами карбонатиты, имеющие местами черты магматического происхождения, сопровождаются интенсивной карбонатизацией, часто маскирующей эти черты и создающей представление о метасоматическом происхождении карбонатитов в целом. Более того, процессы карбонатизации проявлены настолько широко и интенсивно, что дают основание подавляющему большинству геологов (А. И. Гинзбург, А. А. Кухаренко, Е. М. Эпштейн и др.) связывать образование карбонатитов главным образом с различными стадиями единого пневматолито-гидротермального процесса.

О метасоматическом характере карбонатизации можно судить также по ее проявлению в связи с ранними этапами магматического процесса, после первых фаз внедрения ультраосновных магм, что отмечается, например, для гулинского комплекса. Наиболее интенсивно карбонатизация развивается по гипербазитам и нефелин-пироксеновым породам, приводя к формированию почти мономинеральных карбонатитов. Подобные породы развиваются также по нефелиновым сиенитам и другим породам комплекса, а также по вмещающим метаморфическим и осадочным образованиям.

Процесс постмагматической карбонатизации протекал в несколько стадий. В первую стадию кальциево-карбонатного метасоматоза происходило формирование крупнозернистых кальцитовых карбонатитов и образование главных массивов, во вторую и более поздние стадии — перекристаллизация карбонатитов, образование более мелкозернистых разностей, а затем развитие магнезиального и железистого метасоматоза. Магнезиальный метасоматоз выражался в доломитизации, имевшей уже более ограниченное проявление. В ассоциации с доломитом нередко встречаются также магнезиальные силикаты — амфибол, флогопит и др. Завершающие стадии обычно представлены железо-магнезиальным или железистым метасоматозом с образованием жил и прожилков анкеритового состава в теле ранних карбонатитов.

Структуры карбонатитоносных комплексов и карбонатитов

Особенности карбонатитоносных комплексов заключаются в проявлении характерных структур центрального типа. Они представлены центральным массивом, окруженным коническими или кольцевыми

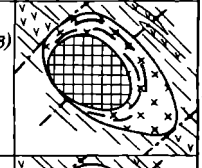
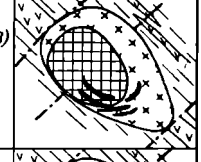
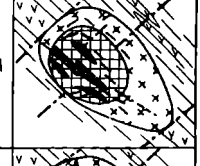
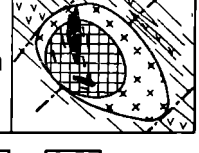
интрузивами и дайками. Центральный интрузив имеет, как правило, в плане округлые или эллипсообразные очертания диаметром до нескольких, иногда до 5—6 *км* и более. Конические и кольцевые тела и дайки, обусловливающие концентрически-зональное строение комплекса, сложены ультраосновными и щелочными породами. Такое строение комплексов подчеркивается также внутренней структурой центрального ядра в виде полосчатости и взаимного расположения составляющих его пород, и концентрически располагающимися зонами фенитизации, флогопитизации и других типов контактового метаморфизма.

Формирование ультраосновного-щелочного магматического комплекса с его характерными структурами центрального типа происходило уже при иных, чем заложение контролирующих их разломов, напряжениях, возникавших на глубине. Плоские двухосные деформации, развивавшиеся на стадиях заложения и начального развития магмапроводящих глубинных разломов (что следует рассматривать как структуры первого этапа) сменялись объемными трехосными деформациями, когда формировались структуры, возникавшие в связи с эксплозивными явлениями, происходившими в верхних частях магматических систем. На комбинированный характер геологической структуры, объединяющей элементы эксплозивных и трещинных деформаций, указывает В. И. Смирнов. Изменение характера деформаций при изучении карбонатитов Восточной Сибири для этой стадии формирования структуры рудного поля отмечал также А. А. Фролов (рис. 98).

Таким образом, формирование карбонатитоносного магматического комплекса протекало в существенно иных условиях, в довольно длительный промежуток времени и может рассматриваться как второй этап развития структуры месторождений. На поздних стадиях этого этапа, при завершении формирования магматического комплекса и возникали карбонатиты.

Карбонатиты представляют собой в основном метасоматические образования, проявляющиеся в виде штоко-, гнездо- или жилообразных тел как в центральной, так и в периферической кольцевой частях комплексов, а также вне их в виде линейных жил или даек (рис. 99). Размеры штокообразных тел карбонатитов разнообразны — от сотен метров до 7—8 *м* (Южная Африка), жилообразных — до нескольких километров при мощности 10 *м* и более.

Контакты карбонатитовых тел с вмещающими породами нередко резкие. Обычно они секут поздние щелочные интрузивы и сопровождающие их фениты, но в некоторых случаях пересекаются дайками щелочных пород и пегматитов. В ряде случаев, например в месторождении Тороро в Африке, карбонатиты образуют свою собственную структуру центрального типа, слагая ее ядро и ряд кольцевых даек вокруг него. Такие структуры представляют собой как бы структуры второго порядка, связанные с вулканическими явлениями фреатического характера без выбросов вулканического лавового материала. Эти явления не сопровождались эксплозивными брекчиями

Этапы		Стадия	Характер деформаций магматических и пневматолито-гидротермальных проявлений	Ориентировка осей деформации	Схема геологического строения массива
Магматический	I		*Пироксениты, ийолиты, мельтейгиты* (образование ослабленного канала в месте пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простирания и внедрение в него пироксенитов, которые в результате нефелинизации преобразованы в ийолит-мельтейгиты)	B(A) A(B) C	
	II		*Нефелиновые и щелочные сиениты* (заложение системы дуговидных трещин по южной периферии массива и заполнение их магмой)	B(A) A(B) C	
	III		*Пикритовые порфириты* (образование трубчатой структуры и системы крутопадающих трещин северо-западного простирания и внедрение в них пикритовых порфиритов)	B(A) A(B) C	
Пневматолито-гидротермальный	IV	1	*Крупнозернистые кальцитовые карбонатиты* (заложение трубчатой структуры и кольцевой зоны трещин вокруг нее с последующим выполнением их карбонатными растворами и метасоматической переработкой вмещающих пород)	B(A) A(B) C	
		2	*Пегматоидные кальцитовые карбонатиты* (заложение дугообразных трещин и зон мелкой трещиноватости и образование в них жил и штокверков кальцитового пирохлорсодержащего карбонатита)	B(A) A(B) C	
		3	*Мелкозернистые кальцитовые карбонатиты* (перекристаллизация ранних карбонатитов в зонах тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного простирания, сопровождаемая поступлением гидротермальных растворов, и образование мелкозернистых пирохлорсодержащих карбонатитов)	C B A	
		4	*Крупно- и мелкозернистые анкеритовые карбонатиты* (возникновение крупных разрывов меридионального и широтного простирания и сетки трещин различного залегания и образование в них анкеритовых карбонатитов с редкоземельной минерализацией)	C B A	

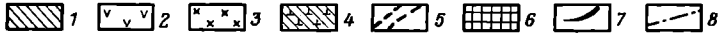


Рис. 98. Схема развития структуры одного из карбонатитовых месторождений. По *А. А. Фролову*

1 — сланцы, песчаники; *2* — габбро-диабазы; *3* — пироксениты, ийолиты, мельтейгиты; *4* — пикритовые порфириты; *5* — нефелиновые сиениты; *6* — крупнозернистые кальцитовые карбонатиты; *7* — пегматоидные и мелкозернистые кальцитовые и анкеритовые карбонатиты; *8* — тектонические нарушения

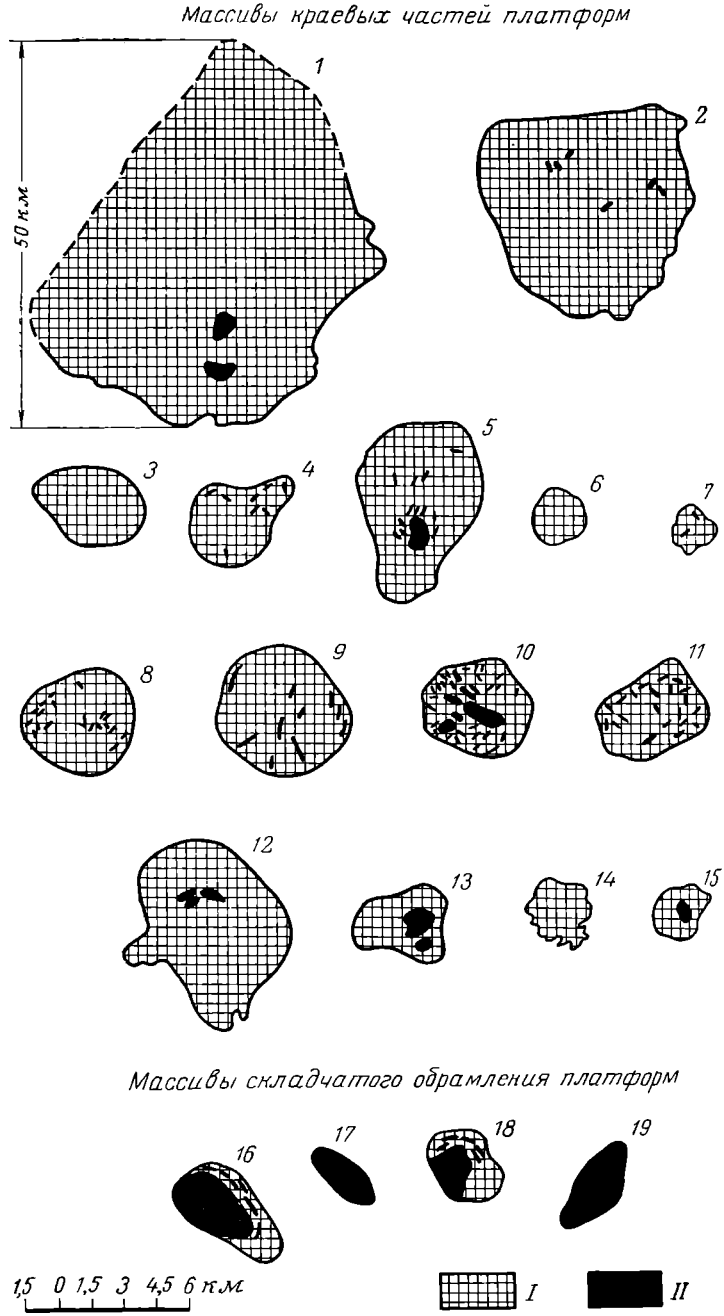


Рис. 99. Формы карбонатитоносных массивов, отражающих структуры центрального типа. По *А. А. Фролову*, *Е. М. Эпштейну* и др.

I — ультраосновные-щелочные породы; *II* — карбонатиты

и другими вулканическими образованиями. Их формирование относится ко второму этапу развития структур рудных полей или районов. Условия их возникновения рассматриваются ниже.

Третий этап формирования структур выражается нарушениями, наложенными на структуры первого этапа, залеченными магматическими образованиями, и на вулканические структуры второго этапа. Среди них наблюдаются разрывные нарушения линейного типа, трассирующие ранние глубинные магмопроводящие разломы и являющиеся результатом поздних по ним движений, а также повторных нарушений по сопряженным с последними разломам иных направлений. Такие нарушения сопровождаются поздним дроблением и трещиноватостью, фиксирующими последовательные стадии карбонатитового процесса и минерализации, а также образующимися в связи с этим рудными столбами (рис. 100).

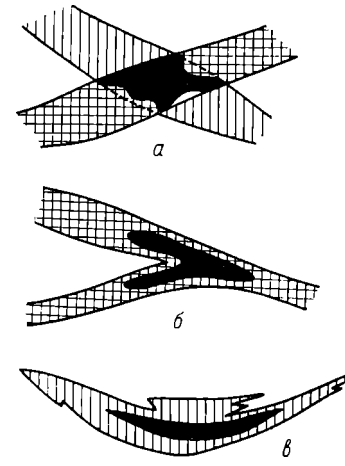


Рис. 100. Типы рудных столбов карбонатитовых месторождений. По *А. А. Фролову*

а — столбы в участках совмещения двух рудных стадий (пегматоидных и мелкозернистых кальцитовых карбонатитов); *б* — столбы в узлах сочленения зон мелкозернистых кальцитовых карбонатитов; *в* — столбы в центральных частях жилообразных тел пегматоидных кальцитовых карбонатитов

Состав карбонатитов и стадии их формирования

Среди карбонатитовых месторождений по составу руд выделяются три типа: редкометальные, железорудные апатит-магнетитовые и флогопитовые. Все три типа образуют промышленные месторождения. Главный минерал, слагающий карбонатиты, представлен карбонатом, присутствующим в количестве до 80—90% всей минеральной массы. Карбонат представлен кальцитом, доломитом, реже анкеритом или сидеритом. В ряде месторождений встречаются разновидности карбонатов, причем для ранних стадий характерен кальцит, для более поздних — доломит и анкерит. Рудные минералы обычно присутствуют в небольшом количестве, порядка нескольких процентов, но очень разнообразны. В редкометальных карбонатитах главное значение имеет пирохлор или гатчетолит, с которым связано ниобиевое, танталовое и урановое оруденение. Нередко присутствуют и другие тантало-ниобаты — колумбит, самарскит, кнопит, а также такие минералы, как бадделеит (ZrO_2), торианит, гематит, магнетит и др. В некоторых редкоземельных карбонатитах развиты редкоземельные карбонаты, например бастнезит (Ce, La, Pr) $[CO_3]$ F,

паризит $Ca(Ce, La)_2[CO_3]_3F_2$, иногда присутствует монацит. С поздними стадиями минерализации связано появление сульфидов железа, свинца, цинка и меди, флюорита, а также барита и целестина.

В месторождениях апатит-магнетитового типа большое развитие приобретают магнетит и апатит, а в флогопитовых — флогопит.

А. И. Гинзбург, Л. К. Пожарицкая, Е. М. Эпштейн и другие выделяют до четырех этапов минерализации в месторождениях Восточных Саян: 1) ранний докарбонатитовый, где титаномагнетитовая и перовскитовая минерализация связана с щелочными гипербазитами; в ряде районов такой минерализации не наблюдается; 2) поздний докарбонатитовый, связанный с мелилитизацией и флогопитизацией; к этому этапу приурочено образование флогопита; 3) карбонатитовый, в котором выделяется ряд стадий с редкометальной минерализацией; в пределах каждой стадии отмечается своя метасоматическая зональность, а слагающие их минеральные ассоциации отражают общую геохимическую направленность карбонатитового процесса; 4) посткарбонатитовый гидротермальный, связанный с процессами флюоритизации и гематизации и представленный редкометальной минерализацией. Первые два этапа ассоциируются с выделенным выше этапом развития структур центрального типа, третий и четвертый — с позднейшим.

В процессе формирования карбонатитов выделяются ранние, относительно высокотемпературные стадии с пироксеном и форстеритом, и поздние стадии с амфиболами и водными магнезиальными силикатами. Л. К. Пожарицкая и М. Я. Сомина среди поздних стадий выделяют следующие: 1) доломитовую с тремолит-актинолитом, феррифлогопитом, альбитом, поздним пирохлором, бербанкитом и анкеритом; 2) анкеритовую с глаукофаном, парагозитом, хлоритом, ферсманитом, колумбитом, флюоримтом, гематитом, монацитом, франколитом; 3) позднюю кальцитовую или цеолитовую с баритом, стронцианитом, крокидолитом, серицитом, каолинитом, кварцем, марказитом, гематитом, клейофаном, флоренситом ($CeAl_3[PO_4]_2[OH]_6$), франколитом ($Ca_{10}[PO_4]_6[F_2(OH)_2 CO_3O]$ и подолитом $Ca_{10}[PO_4]_6[CO_3]$).

Физико-химические условия образования и генезис карбонатитов

Представляя собой глубинные вулканогенно-интрузивные образования, карбонатитоносные комплексы формировались в большом интервале глубин — от 5—10 *км* до приповерхностных. На это указывают большие глубины эрозионного среза, составляющие, по Е. М. Эпштейну, Х. Эккерману и другим, до 1500—2000 *м*, а также вероятные большие глубины магматических очагов, поставлявших ультраосновные магмы. Многоэтапность магматического процесса и достижение магмами высоких уровней земной коры (вплоть до поверхности) приводило к возникновению специфических условий, с которыми и было связано развитие карбонатитового процесса.

Такие условия заключались, во-первых, в больших градиентах падения температур и давлений. При этом, как отмечает В. И. Смирнов, падение температур и давлений было неравномерным для каждого магматического этапа, предопределявшегося соответствующей структурной обстановкой. Вероятно, диапазоны температур ранних этапов, связанных с гипербазитами, были бóльшими, чем поздних, связанных с щелочным магматизмом. Данные декрипитации, приведенные А. А. Кухаренко и Е. И. Донцовой для карбонатитов Кольского полуострова по газово-жидким включениям в апатитах, показали температуры образования, которые они рассматривают как начальные, в 550—350° С. Конечные температуры для приповерхностных частей карбонатитов, очевидно, должны были падать до десятков градусов. Диаграмма состав — парагенезис ультраосновных-щелочных пород приведена на рис. 101, а изменения содержания рудных компонентов в ходе процесса — на рис. 102.

Изучение фазовых отношений в системе $CaO—CO_2—H_2O$, проведенное П. И. Уайли и О. Ф. Таттлом при давлении 1000 *атм* (температура плавления кальцита в присутствии воды только 740—675° С), привело их к выводу, что в этих условиях мог образоваться карбонатит-портландитовый расплав, насыщенный $Ca(OH)_2$, CO_2 и H_2O при температуре 685—640° С и широком диапазоне давлений. Такие условия могли возникать только при обогащении остаточных расплавов летучими и в первую очередь водой и углекислотой, что имело место, во-первых, на поздних стадиях формирования магматических комплексов, т. е. после внедрения щелочных магм, и, во-вторых, на относительно высоких уровнях их становления. В этой связи большое значение должно было приобретать резкое изменение давления, развивавшееся вначале в результате концентрации углекислоты, а затем резко падавшее в связи с возникавшими взрывными явлениями. А. Даниэльсон показал, что такие явления возникают в связи с освобождением углекислоты по реакции $CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2$, что вызывает повышение давления до 2600 *бар* при температуре 700° С.

Изменение давления в процессе формирования комплекса и многофазных интрузий было, по-видимому, неоднократным. Градиенты его изменения были различными на разных этапах, причем наибольшими на более поздних, когда магмы достигали верхних уровней. На симпозиуме 1967 г. в Англии был приведен пример излияния карбонатитовых лав из современного вулкана.

В. И. Смирнов выдвинул весьма интересную идею о том, что ранние и более глубоко формировавшиеся порции карбонатитового вещества представляли собой расплавы, а более поздние и менее глубинные являлись уже эволюционировавшими в результате вскипания газоводными растворами, насыщенными теми же компонентами. Подобное развитие магматического процесса, как мы видели, происходило при образовании позднемагматических и особенно ликвационных месторождений, но в данном случае постмагматический процесс был проявлен более интенсивно, что и обусловливало широкое

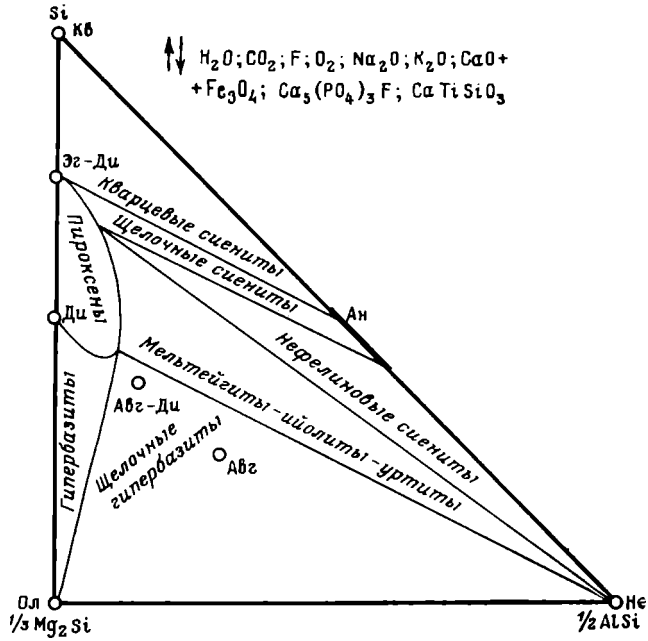


Рис. 101. Диаграмма состав — парагенезис комплекса ультраосновных-щелочных пород. По *Е. М. Эпштейну и Л. И. Аникеевой*

Ол — оливин; Авг — авгит; Ди — диопсид; Эг — эгирин; Не — нефелин; Ан — анортоклаз; Кв — кварц

Тип карбонатита		Стадии образования	Относительное содержание			
			Пятиокиси ниобия	Пятиокиси тантала	Пятиокиси фосфора	Суммы окислов редких земель
Крупнозернистый кальцитовый		1				
Пегматоидный кальцитовый		2				
Мелкозернистый кальцитовый		3				
Анкеритовый	Мелкозернистый	4				
	Крупнозернистый					

Рис. 102. Изменение содержания главных рудных компонентов в ходе карбонатитового процесса. По *А. А. Фролову*

развитие метасоматических процессов. Интенсивное развитие метасоматоза и привело к образованию рудоносных карбонатитов. В целом их формирование протекало в условиях общего снижения температуры, концентрации CO_2 и изменения щелочности растворов до нейтральной и даже слабокислой в конце процесса (флюорит, сульфаты).

Таким образом, карбонатиты возникали в качестве конечных продуктов серии метасоматических процессов, в течение которых происходило высвобождение металлических компонентов из решеток первичных минералов, их мобилизация растворами, многократное вовлечение их в комплексные соединения, а затем и отложение. Количества редких металлов, мобилизованных из первичных ультраосновных и щелочных пород, вполне могли привести к тем концентрациям, которые наблюдаются в рассмотренных месторождениях.

Таким образом, две основных гипотезы — магматическая (Эккерман, Егоров и др.) и постмагматическая (А. И. Гинзбург, А. А. Кухаренко, Л. К. Пожарицкая, Е. М. Эпштейн и др.) — отнюдь не исключают, а дополняют друг друга. Вместе с тем доля участия постмагматических процессов несомненно была несравненно более значительной, чем и объясняется гораздо большее число сторонников второй гипотезы. В подтверждение широкого развития этих процессов выдвинуты следующие доводы:

1) многие карбонатитовые тела имеют явно метасоматический характер, на что указывают взаимоотношения с вмещающими породами, их контакты, наличие в карбонатитах участков не вполне замещенных пород, реликтовые текстуры, присутствие реликтовых минералов — форстерита, пироксена, нефелина и др.;

2) многостадийность формирования карбонатитов;

3) присутствие в карбонатитах поздних стадий минеральных ассоциаций явно гидротермального происхождения — таких, как сульфиды, барит, флюорит, целестин и др.;

4) проявление гипогенной вертикальной зональности.

Карбонатитовые месторождения имеют несомненное магматогенное происхождение, о чем свидетельствуют общая направленность магматического процесса, а также геологическая и геохимическая связь с ним рудоносных карбонатитов. Особое внимание обращает на себя присутствие в значительных, превышающих во много раз кларки, количествах рудных компонентов даже в ранних породах магматического комплекса. Таким образом, нет сомнений в том, что материнскими были именно эти магматические, а не вмещающие породы.

В проблеме генезиса карбонатитов необходимо объяснить вопрос источников кальция и углекислоты. А. С. Бородин источник кальция видит в нефелинизации пироксенитов, при этом высвобождается кальций. Э. Сеттер на примере изучения месторождения Фен в Норвегии полагает, что в апикальных частях глубоко распространяющегося отдифференцированного очага щелочной магмы происходила концентрация летучих и углекислоты, реакция которой с парами воды должна была приводить к ее диссоциации и к диффузии

Рудные формации	Минеральные ассоциации	Геохимические ассоциации	Геологическое положение	Магмоконтролирующие структуры	Магматизм
Редкометальная гатчеттолит-пирохлоровая	Кальцит, гатчеттолит, флогопит, апатит, магнетит	Nb, Ta, P, (U, Th, Zr)	Сочленение складчатых консолидированных областей и платформ	Зоны глубинных разломов сквозьструктурного типа и их пересечения	Ультраосновные щелочные многофазные комплексы
Редкоземельная колумбит-бастнезитовая (паризитовая)	Анкерит, бастнезит, паризит, фторкарбонаты	TR_{Ce}, Nb, (Th, Mo, Cu)	Краевые части активизированных платформ	То же	То же
Титаномагнетитовая	Титаномагнетит, перовскит	Ti, Fe, (TR_{Ce}, Nb, Ta)	То же	» »	Гипербазиты в ультраосновных щелочных комплексах
Апатит-магнетитовая	Магнетит, апатит	Fe, P, (Nb, Ta, U, Zr)	» »	» »	То же
Флогопитовая	Флогопит, (вермикулит) пироксен, мелилит, кальцит, апатит, магнетит	P	» »	» »	» »

ионов HCO_3 и CO_3. В связи с этим в возникающем электрическом поле происходил вынос катионов кальция, магния, бария, стронция, а также натрия и калия, в результате чего и возникала щелочная магма, богатая CO_2. Дальнейшая эволюция такой магмы приводила к образованию карбонатитового расплава, а в условиях резкого падения давления — к образованию газоводных растворов. При этом в связи с высоким парциальным давлением углекислоты карбонатиты начинали формироваться только в условиях небольших глубин.

Изучение месторождений, среди которых А. И. Гинзбург выделяет несколько типов руд (табл. 17), показывает, что оруденение обусловлено отнюдь не отложением рудного вещества из отщеплявшихся растворов, а мобилизацией и перегруппировками его при метасоматических процессах. Подсчеты баланса вещества при формировании мета-

Таблица 17

рбонатитовых месторождений

Метасоматоз	Структуры месторождений и рудных районов	Форма и строение рудных тел	Промышленное значение	Примеры месторождений
Постмагматические карбонатиты, иногда с альбитизацией	Структуры центрального типа с наложенными нарушениями	Вкрапленники, рудные столбы	Очень важное	Сибирь
То же и фенитизация	То же	Зоны, штокверки, жилы	Важное	Мрима (Кения), Нкумба Хилл (Замбия)
Метасоматиты магматической стадии	» »	Линзы, жилы, зоны	Существенное	Восточная Сибирь
То же	» »	Штоки, штокверки, зоны	»	Кольский п-ов, (СССР) Уганда, ЮАР
Автореакционные скарны и другие метасоматиты	» »	Зоны, жилы, линзы	Важное	Кольский п-ов, Одихинча в Сибири (СССР) и др.

соматических карбонатитов разных этапов и стадий убеждает в том, что при этом происходило переотложение рудного вещества с прогрессивным увеличением его концентрации.

Скаполито-скарноидные месторождения

Сюда относится группа железорудных месторождений ангароилимского типа в траппах, которые в связи с экономическим освоением этого края приобрели большое промышленное значение. Вероятно подобные месторождения встречаются и в других странах (Е. Е. Захаров), в частности в Африке, но там они еще не привлекают к себе достаточного внимания. Возможно, что и некоторые другие месторождения в вулканитах, например в Зауралье, частично

относятся к этому типу. Месторождения изучались Н. В. Павловым, Г. В. Росляковым, Г. А. Соколовым, Л. Г. Страховым и др. К этой же группе могут быть отнесены полиметаллические месторождения типа Трепчи в Югославии и датолитовое на Кавказе.

Геологическое положение

Месторождения ангаро-илимского типа, имеющие широкое распространение в Восточной Сибири, тесно связаны с трапповой формацией Сибирской платформы. Они располагаются в области развития нижнепалеозойских пород в участках их поднятия в окраинной части Тунгусской синеклизы, где эрозией в этих породах были вскрыты серии древних вулканических аппаратов. Как и в других вулканических районах, последние приурочены к крупным разломам преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений и сопровождаются сопряженными нарушениями и местными деформациями вмещающих пород.

Месторождения, как правило, приурочены к древним вулканическим аппаратам и трубкам взрыва. В других районах, где месторождения с известными основаниями могли бы быть отнесены к данной группе, они недостаточно изучены. Возраст месторождений определяется как конец триаса — начало юры; полиметаллические (Трепча в Югославии) — как миоцен.

Особенности магматизма

Месторождения железа связаны с трапповой формацией и особенно тесно с вулканогенно-интрузивными комплексами древних вулканических аппаратов и трубок взрыва, представленными некками, крутопадающими дайками и пластовыми телами среди туфогенных пород (рис. 103).

Ранние траппы, внедрившиеся до образования туфогенных пород, имеют габбро-долеритовый состав и формировались еще в начале перми, поздние, уже собственно вулканические и субвулканические, формировавшиеся в конце верхней перми и начале триаса, представлены габбро-долеритами, долеритами и долеритовыми порфиритами. Прорываемые ими туфогенные породы залегают на нижнем палеозое несогласно, нередко прорывая последние и образуя в них неправильные тела. Ранние траппы сопровождаются местами эруптивными брекчиями.

Вмещающие породы и их изменения

Железорудные тела, размещающиеся в жерловинах древних вулканических аппаратов, залегают в скарнированных туфогенных, мергелистых, известковисто-глинистых, аргиллитовых или карбонатных породах и траппах. М. А. Иващенко и Г. В. Росляков считают, что метасоматические изменения вначале выражались в широ-

ком развитии хлорита, актинолита, пренита, цеолита и карбоната, затем произошло наложение околорудных изменений с образованием скаполита, диопсида или диопсид-геденбергита и граната.

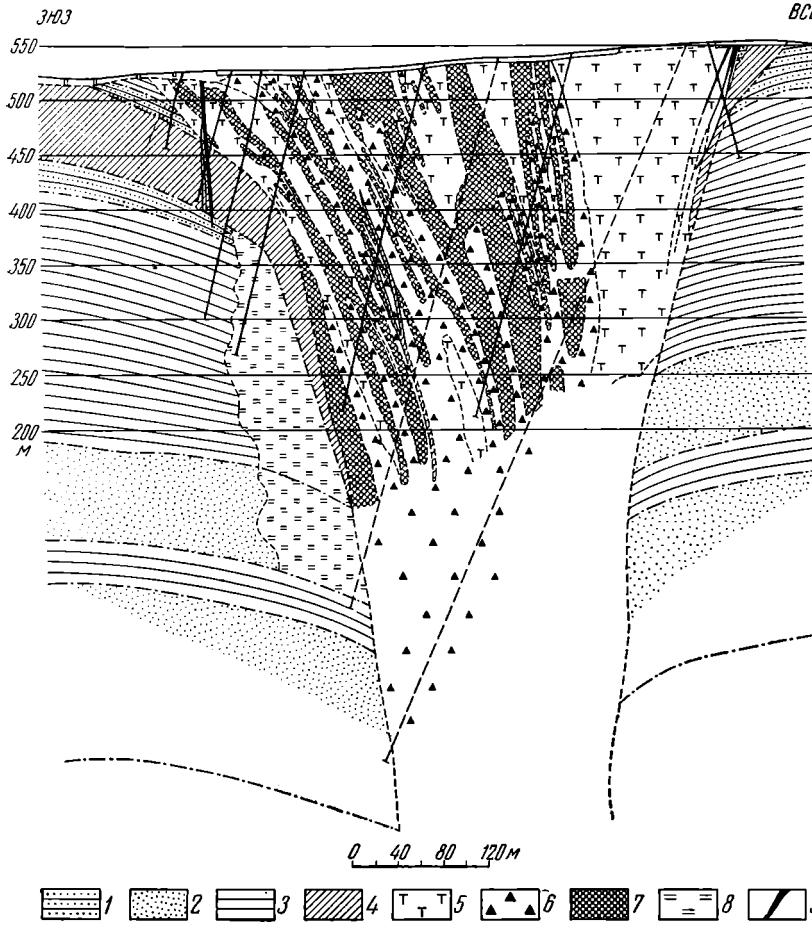


Рис. 103. Разрез Красноярского железорудного месторождения, приуроченного к трубке взрыва. По *Л. Г. Страхову*

1 — песчаники слоистые; *2* — песчаники неслоистые; *3* — аргиллиты; *4* — траппы; *5* — оруденелые туфы; *6—7* — вкрапленные руды в скарнированных туфах; *8* — скарнированные осадочные породы; *9* — магнетитовые тела

Постериорные изменения выразились в процессах эпидотизации, хлоритизации и в слабом окварцевании.

Г. А. Соколов и Н. В. Павлов обращают внимание на то, что туфогенные породы подстилаются в Ангаро-Илимском районе соленосными отложениями, сыгравшими, как это отмечал и А. Г. Бетехтин, важную роль в формировании месторождений.

Структуры месторождений

Структура железорудных месторождений начала формироваться с крупных разломов фундамента, определивших возникновение и размещение древних вулканических центров извержения и блоковое строение рудных полей. Возникновение древних вулканов и трубок взрыва в узлах разломов сопровождалось локальным смятием горизонтально залегающих вмещающих осадочных пород, падение которых к центрам извержения достигает 30°. Формирование вулканогенно-интрузивных комплексов протекало в условиях дальнейшего развития блоковой структуры. Выброс больших магматических масс в дальнейшем привел к образованию кальдерного прогиба, который М. А. Иващенко неточно рассматривает как брахисинклиналь.

Позднее возникали многочисленные трещины разрыва, которые заполнялись долеритовой магмой, дававшей секущие и пластовые субвулканические интрузивы. По обновленным ослабленным зонам разломов внутри жерловин формировались мощные рудные тела в скарнированных породах. Послерудные нарушения, усложнявшие форму рудных тел, были незначительными.

Оруденение и физико-химические условия образования месторождений

Железорудные тела, располагающиеся в некках овального сечения размером до 1200 *м*, представляют собой рудные зоны мощностью в десятки и сотни метров, протягивающиеся в длину до 800 *м* и на глубину до 600 *м*.

Оруденение представлено магнетитом, составляющим до 90% всей рудной массы, в меньшей мере маггемитом, гематитом, а также в разных соотношениях гранатом, пироксеном, апатитом, хлоритом, серпентином и кальцитом. Интересно отметить, что магнетит обогащен магнием и алюминием и иногда содержит до 65% магнезио-ферритовой молекулы. Другой особенностью руд является их оолитоподобное или колломорфное концентрически-лучистое строение наряду с массивным, брекчиевидным и полосчатым. Оолиты сложены магнетитом, гематитом, маггемитом, хлоритом.

Н. В. Павлов выделяет два этапа метасоматического замещения — силикатный скарновый и магнетитовый рудный, причем во втором рудообразование на ранней стадии выражалось вкрапленными и брекчиевыми метасоматическими рудами, а на более поздней — жильными колломорфными. В эту позднюю стадию, протекавшую, как и ранняя, в условиях высоких температур порядка 500—600° С, в связи с резким перепадом давления, при процессах дегазации и разрушения хлоридных и фторидных комплексов выпадал также апатит, а позднее, в третью стадию — хлорит, карбонат и редкие сульфиды.

Вероятно железо и другие компоненты выносились из магматических очагов, располагавшихся в породах нижнего кембрия, но

рудоотложение происходило неглубоко от существовавшей поверхности. По мнению Н. В. Павлова, в связи с вероятной ассимиляцией трапповой магмой залежей каменной соли и образованием затем хлоридов, последние и были агентами переноса железа:

$$FeCl_2 + 2FeCl_3 + 4CaCO_3 \longrightarrow Fe_3O_4 + 4CaCl_2 + 4CO_2;$$

А. П. Виноградов и Е. И. Донцова (1952) экспериментально получили магнетит в результате взаимодействия указанных выше компонентов.

Вторичнокварцитовые и турмалинитовые месторождения

Третья группа глубинно-вулканических месторождений преимущественно связана с проявлениями гранитоидного магматизма сиалического характера и представлена довольно пестрым рядом месторождений. Однако они характеризуются общей особенностью, выражающейся в их приуроченности к вулканогенно-интрузивным комплексам и трубкам взрыва. Эти комплексы отличаются от субвулканических участием в них комагматических гипабиссальных интрузий. Такие комплексы и сопровождающее их оруденение представляют собой промежуточный тип образований между плутоническими и вулканическими, отвечая тем проявлениям вулканизма, которые в современных областях носят название фреатических. Для этого типа характерна тесная связь с типичными метасоматическими формациями вторичных кварцитов или турмалинитов. В ряде случаев глубинно-вулканические месторождения дают переходы в месторождения смежных типов.

Геологическое положение

Месторождения этой группы отличаются приуроченностью к активизированным областям, среди которых могут быть выделены активизированные древние щиты, а также складчатые зоны, завершившие свое формирование, и вулканические пояса.

Особенности магматизма

Магматизм представлен локальными вулканогенно-интрузивными комплексами, относящимися к гранитоидной или щелочной формациям. Магматические комплексы обычно центрального типа, полифациальные, представлены субвулканическими и гипабиссальными фациями. Очень часто они сопровождаются трубками взрыва, представленными не эксплозивными, а эруптивными брекчиями, а также дайковой серией близкого состава. Примером таких образований являются гранитные комплексы Малого Хингана (Г. В. Ициксон, Н. Н. Соловьев и др.), некоторые гранитные комплексы Восточного Забайкалья (И. Н. Томсон, Н. И. Тихомиров и др.), подобные комплексы Северного Тянь-Шаня (В. А. Невский), щелочные комплексы Алдана (Ю. А. Билибин, С. В. Кравченко и др.).

Вмещающие породы и их изменения

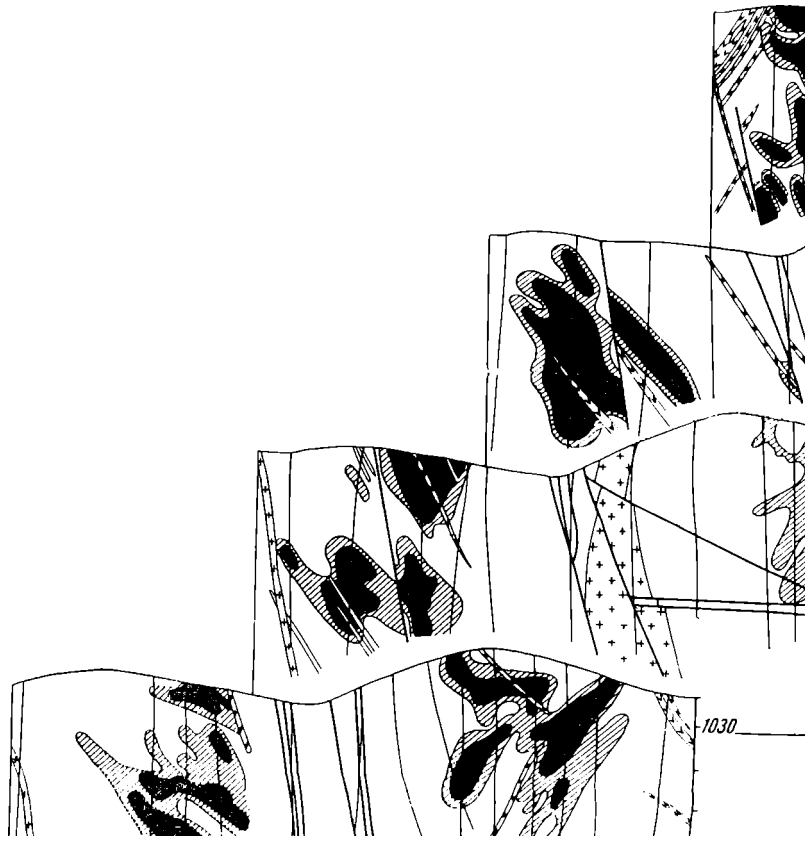
Вмещающие породы обычно представлены гранитами, щелочными или субщелочными образованиями, а также кристаллическими и другими породами, которые они прорывают. В зависимости от их состава в них развиваются метасоматические формации вторичных кварцитов и турмалинитов. Вторичные кварциты — это обычно наиболее глубинные фации; турмалиниты дают переходы к грейзенам и среднеглубинным серицитолитам, хотя в некоторых случаях наблюдаются переходы и в менее глубинные фации (Северо-Западное Прибалхашье). Особенно интенсивно развиты вторичные кварциты в молибденовых и медно-вкрапленных месторождениях. Околорудные изменения редкометально-полиметаллических и некоторых других месторождений выражены альбитизацией, хлоритизацией и серицитизацией.

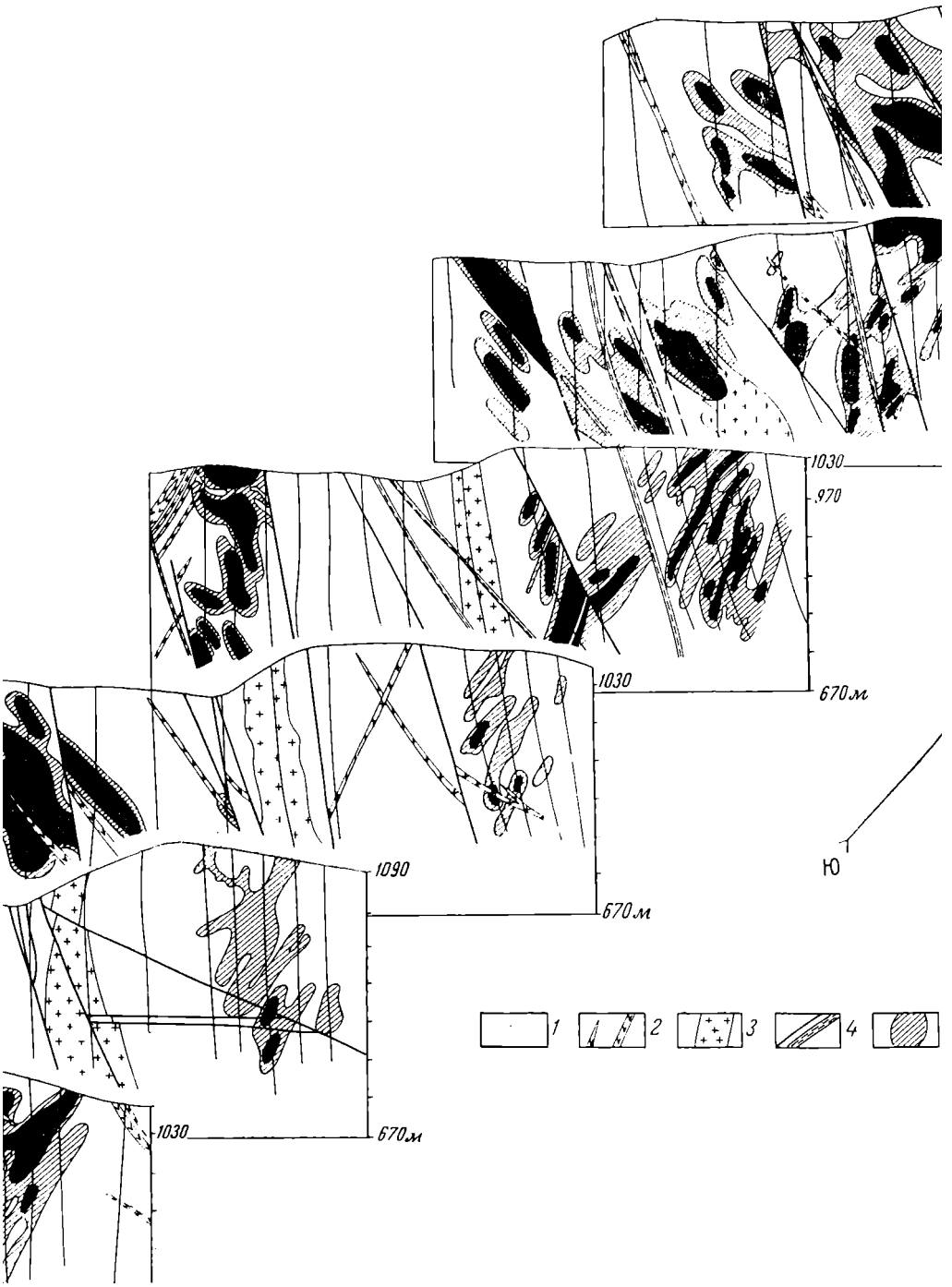
Структуры месторождений

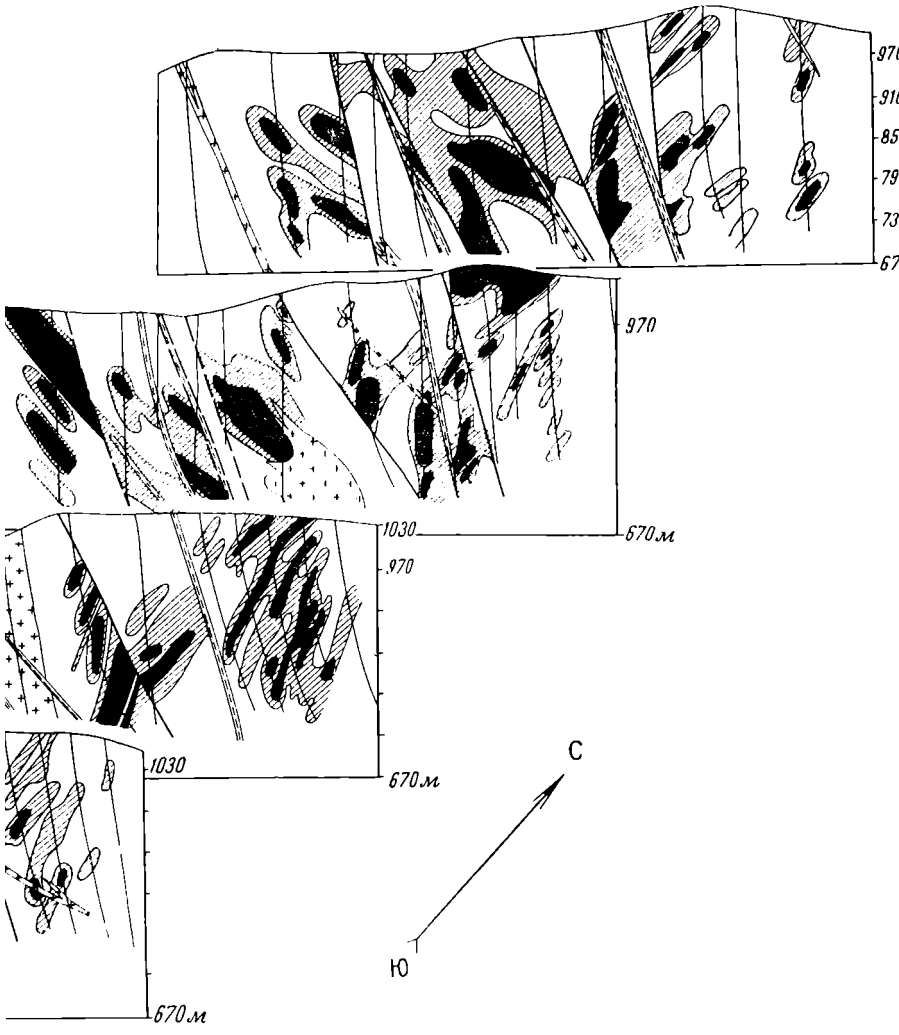
Структура месторождений, как правило, сложная, складывающаяся из трех этапов: 1) образования ранних глубинных разломов, зон милонитизации, смятия и их сопряжений, контролирующих

Главные рудные формации вторичноквар

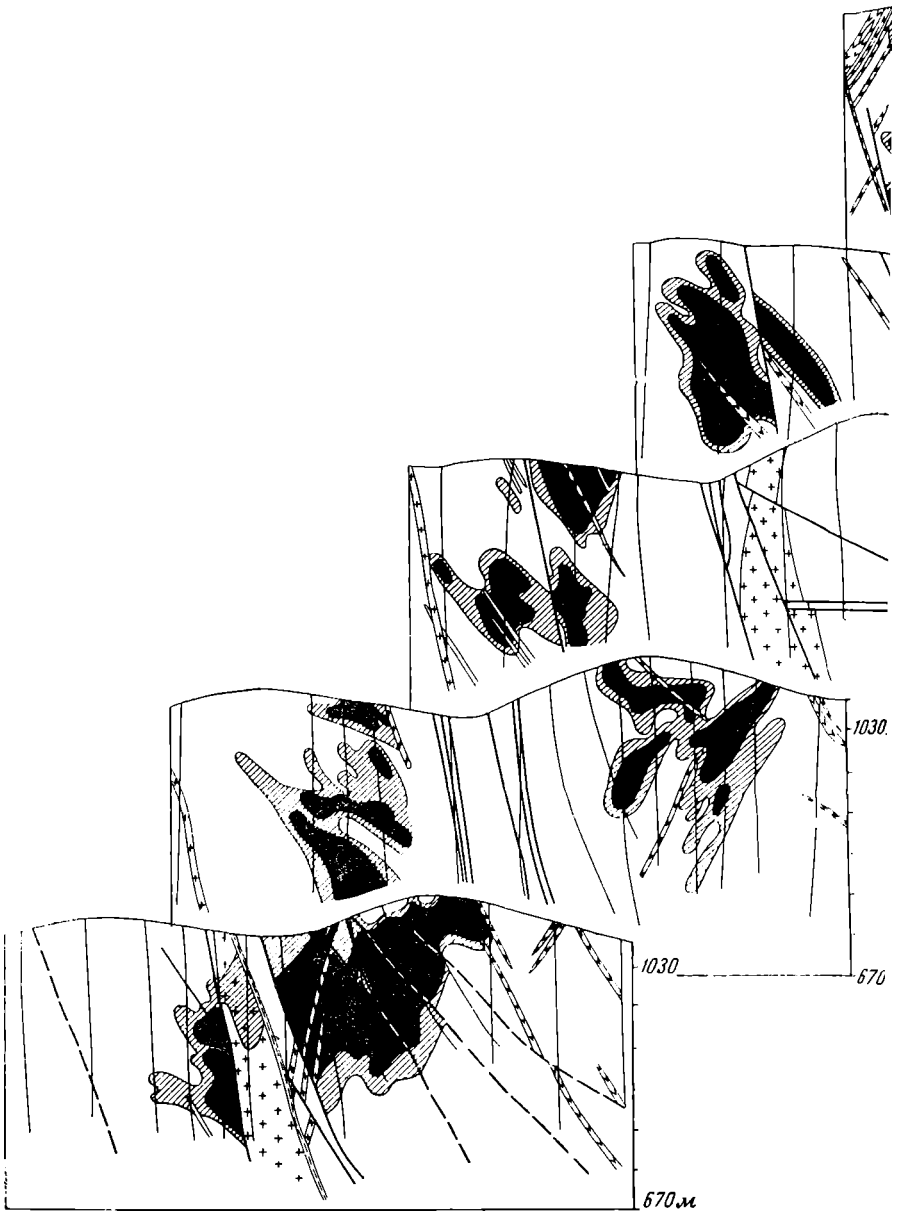
Рудные формации	Характерные минеральные ассоциации	Геохимическая ассоциация	Метасоматические фации	Геологическое положение	Магматизм
Молибденовая и медно-молибденовая «порфировая»	Молибденит, пирит, халькопирит, кварц, (полевой шпат)	Mo, Cu, (Au)	Полевошпатовая и серицитовая фация вторичных кварцитов	Поздне- и посторогенные зоны	Вулканогенно-интрузивные комплексы или некки
Медно-турмалиновая	Халькопирит, пирит, турмалин, кварц	Cu, Mo, (B)	Турмалинитовая	Зоны активизации	Вулканогенно-интрузивные комплексы
Редкометально-полиметаллическая	Галенит, сфалерит, ферриторит	Pb, Zn, Th, Be, (Mo, Sn)		» »	Гранофиры
Оловорудная	Касситерит, хлорит, пирит, галенит, сфалерит, кварц	Sn, Pb, Zn		» »	Гранит-порфиры, кварцевые порфиры


1030


1030
970
1030
670м
1090
670м
1030
670м
Ю
1
2
3
4



1 2 3 4 5 6 7



Заказ 1152

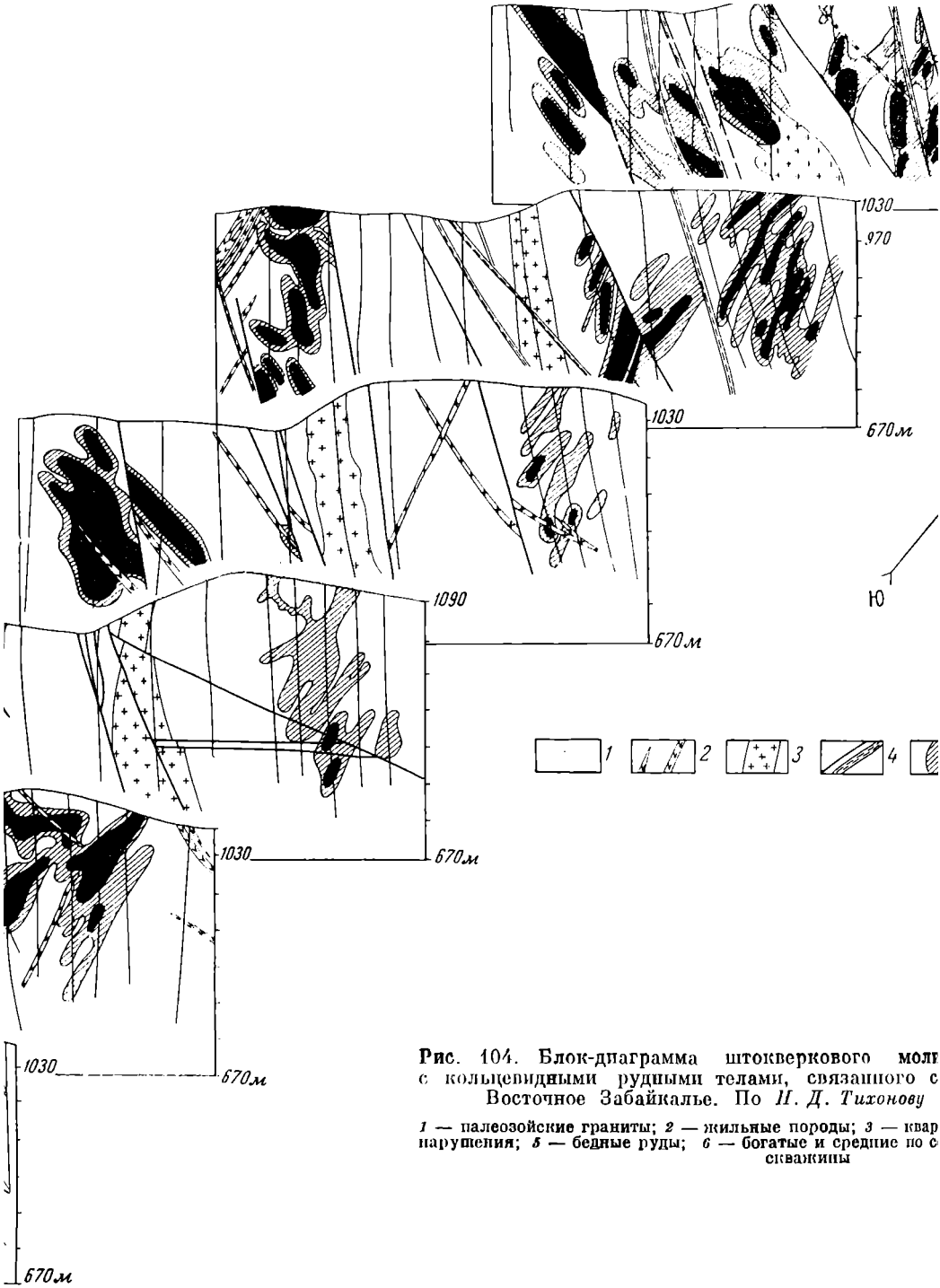
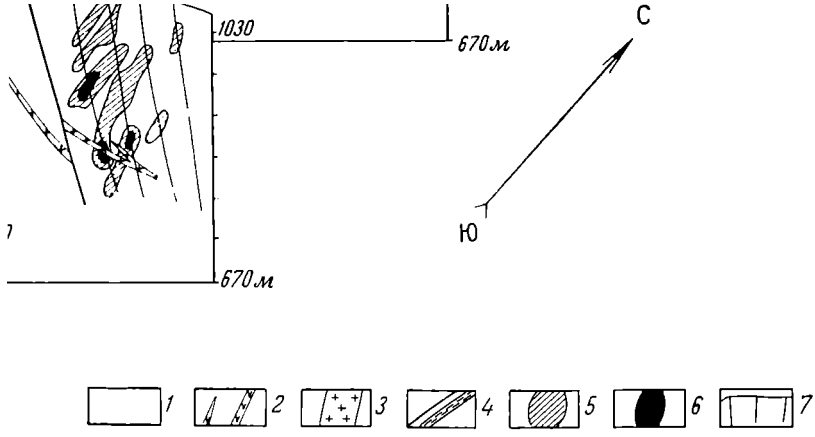


Рис. 104. Блок-диаграмма штокверкового моли
с кольцевидными рудными телами, связанного с
Восточное Забайкалье. По *И. Д. Тихонову*

1 — палеозойские граниты; *2* — жильные породы; *3* — квар
нарушения; *5* — бедные руды; *6* — богатые и средние по с
скважины



ьм

104. Блок-диаграмма штокверкового молибденового месторождения ольцевидными рудными телами, связанного с пекком гранит-порфиров. Восточное Забайкалье. По *И. Д. Тихонову и А. В. Дружинину*

палеозойские граниты; *2* — жильные породы; *3* — кварцевые порфиры; *4* — разрывные шения; *5* — бедные руды; *6* — богатые и средние по содержанию руды; *7* — буровые скважины

размещение рудоносных магматических комплексов; 2) формирования комплексов центрального типа; 3) образования новых уже постмагматических трещин и подновление старых разломов, многие из которых иногда протягиваются достаточно далеко. В отличие от субвулканических месторождений рудоносные древние вулканические аппараты, а также такие вулканические структуры, как кольцевые и конические разломы, часто выражены несколько слабее, будучи срезаны эрозией, менее отчетливо выражена и структурная зональность трещиноватости и дробления, лучше представлены линейные зоны крупных и глубоких разломов.

Формы рудных тел, строение и состав руд

В связи с неодинаковой относительной глубинностью и различиями рудовмещающих структур формы рудных тел отличаются разнообразием. Для молибденовых и медновкрапленных месторождений характерны вкрапленники, прожилковые и штокверковые тела (рис. 104). Встречаются также кольцевые (Бугдая, Браден в Чили, Кляймекс в США) и крупные трубообразные тела (Кактус в США). Месторождения редкометально-полиметаллических, оловорудных

Таблица 18

цитовых и турмалинитовых месторождений

Вмещающие породы и их изменения	Структуры месторождений	Формы рудных тел	Характерные текстуры	Промышленное значение	Примеры месторождений
Вторичные кварциты	Центрального типа и линейные	Штокверковые и вкрапленники	Прожилковые тела	Очень важное	Сорское в Западной Сибири, Коунрад в Казахстане, Жирекен в Забайкалье (СССР), Кляймекс (США)
Эруптивные брекчии	То же	Кольцевые, трубообразные, жильные и сложные тела	Вкрапленные и сплошные	То же	Браден (Чили), Кактус (США)
Гранофиры	Трубки взрыва на крупных разломах	Трещинные зоны	Прожилковые и вкрапленные	Существенное	Средняя Азия
Эруптивные брекчии	Вулканические брекчии	Неправильные тела и гнезда	Брекчиевидные	Важное	Малый Хинган (Дальний Восток)

и медно-турмалиновых рудных формаций нередко представлены гнездовыми и сложными телами массивных руд.

Для ряда рассматриваемых месторождений характерны богатые руды с явными проявлениями телескопированности. К этой группе относится ряд рудных формаций, характеристика которых приведена в табл. 18.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Субвулканические месторождения резко отличаются от плутоногенных и глубинно-вулканических следующими особенностями:

1) характеризуются в общем малой глубиной формирования от поверхности и меньшим размахом оруденения по вертикали, хотя протяженность на глубину отдельных рудных тел иногда является значительной, достигающей 700—800 *м* и более;

2) отличаются более сложным комплексным составом руд и резко проявленными явлениями телескопированности, выражающимися в сосуществовании различных минеральных ассоциаций в связи с резким перепадом температур. Поэтому рассматриваемые месторождения в большинстве случаев трудно разделить по температурным условиям их образования. Для них характерны, как правило, минеральные ассоциации, образовавшиеся в широком температурном интервале от высоко- до низкотемпературных, присутствующих в значительных количествах, причем пространственного разобщения таких ассоциаций часто не происходит;

3) среди руд этих месторождений широко распространены минералы с высокой валентностью входящих в них элементов, что указывает на высокий потенциал кислорода при их образовании. Таковы, например, барит, энаргит, люцонит, ангидрит, таумасит, гипс, гематит и др.;

4) в отличие от глубинно-вулканических по восстанию и на глубину обычно не дают переходов к плутоногенным месторождениям разных генетических групп;

5) тесно связаны с субвулканическими образованиями, представленными порфировой фацией и составляющими с вулканитами единые магматические комплексы; часто месторождения пространственно связаны также с экструзивами и эффузивами одного или близкого с ними геологического возраста;

6) структурные типы месторождений отличаются более широким развитием вулканической трещиноватости, вулканических брекчий, нарушений, осложненных последующим приоткрытием, трещин межпластового или межформационного характера и др.

Указанные главные признаки месторождений выражены достаточно четко для выделения их из числа других гидротермальных и в том числе вулканогенных месторождений.

Серицитолито-пропилитовые месторождения

Серицитолито-пропилитовые месторождения представляют собой группу гидротермальных месторождений, характеризующихся особенностями состава и геологического положения. Они отличаются сплошными и вкрапленными сульфидными рудами и постоянной приуроченностью их к вулканогенным формациям. К этим месторождениям примыкают колчеданно-полиметаллические и баритовые месторождения, находящиеся в такой же геологической позиции и часто с ними связанные.

Рассматриваемые месторождения уже давно выделялись в виде самостоятельной формации, но в последнее время В. И. Смирнов на основании изучения их особенностей и анализа имеющихся данных выделяет их в самостоятельную группу. Именно эта группа явилась прототипом месторождений, в которых тесная связь с вулканизмом выступает в виде наиболее характерной особенности.

По происхождению рассматриваемые месторождения являются гидротермальными. Вместе с тем их образование связано с глубинными подкоровыми магмами первично основного состава и периферическими очагами средних или кислых натровых магм, но оруденение локализуется в верхних горизонтах земной коры и, достигая поверхности морского дна, реализуется также и в виде вулканогенно-осадочных образований. Тем самым колчеданные месторождения несут черты конвергентности (В. И. Смирнов, 1961 г.).

Геологическое положение

Рассматриваемые месторождения приурочены только к геосинклинальным зонам и трогообразным ранним и поздним (по М. В. Муратову) прогибам, характеризующим в целом ранние доскладчатые стадии геосинклинального развития подвижных зон. В иной геологической обстановке типичные колчеданные месторождения не встречаются. Лишь в полициклических зонах можно наблюдать такие месторождения в областях консолидированной складчатости, возобновивших свое геосинклинальное развитие в подобной же геологической обстановке.

Такое геологическое положение обусловливает и другую важную особенность месторождений: они закономерно размещаются в пределах распространения характерных спилито-кератофировых, диабазо-альбитофировых и подобных магматических формаций, выполняющих указанные прогибы. Кроме того, поскольку последние связаны с глубинными ограничивающими их разломами, то магматические комплексы и приуроченные к ним месторождения также связаны с ними. Указанные черты и являются главными элементами геологического контроля, резко отличающими рассматриваемые месторождения от месторождений других групп.

Месторождения тесно связаны с типичными вулканогенными спилито-кератофировыми или диабазо-альбитофировыми формациями, имеющими подводный, т. е. субмаринный характер. При этом они приурочены к комплексам, где наиболее интенсивно и локально проявлена дифференциация пород до кислых натровых кератофиров и альбитофиров. Как и во многих других подобных случаях, рудоносные комплексы локализуются в отдельных участках магмопроводящих

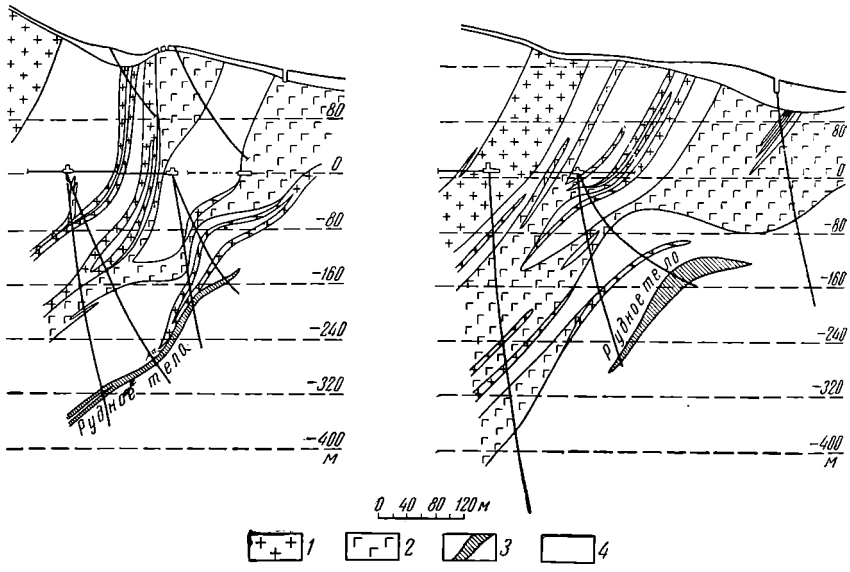


Рис. 105. Связь колчеданных месторождений с субвулканическими образованиями. Тува. По *Б. И. Берману*

1 — субвулканические альбитофиры; *2* — субвулканические интрузивы среднего состава; *3* — рудные тела; *4* — вулканиты

зон глубинных разломов, например, в их сопряжениях, пересечениях, изгибах и т. п. В таких участках нередко образуются древние вулканические аппараты или развиваются субвулканические интрузивы, с которыми и ассоциирует оруденение (рис. 105). Примерами приуроченности крупных месторождений к древним вулканическим аппаратам являются Гай на Южном Урале, Левиха на Северном Урале и др.

В формировании рудоносных комплексов всегда отмечается одна и та же последовательность — от основных пород спилитового или андезито-базальтового состава до кислых натровых. После образования последних обычно следует и рудная минерализация. Однако в случаях проявления нескольких вулканических циклов и стратовулканов минерализация проявляется в конце каждого такого цикла.

Дайки основных и кислых пород, которые также следуют за каждым циклом или сопровождают их, например в Кызыл-Таштыке (Тува), часто оказываются внутриминерализационными. Такие факты весьма часто наблюдаются также в колчеданных месторождениях Южного Урала, Кавказа и других областей.

Проявление указанных комплексов сопровождается и своеобразными структурами. В ряде случаев в составе комплексов принимают участие небольшие тела диоритовых порфиритов и плагиогранитов. Нередко комплексы имеют трехярусное строение: основные породы, кислые и снова основные. Такое строение отражает полицикличность проявления вулканизма, причем оруденение, как правило, наблюдается в связи с кислыми породами.

Вмещающие породы и их изменения

Вмещающими являются все породы, слагающие указанные магматические комплексы, а в ряде случаев также подчиненные вулканогенным толщам рифовые известняки (месторождение имени XIX партсъезда на Южном Урале) и туффиты (Сибай и др.). Более благоприятны кислые породы, менее благоприятны основные; последние нередко являются уже пострудными.

Гидротермальный метаморфизм выражен главным образом пропилитизацией, развивающейся преимущественно по породам среднего состава. С пропилитизацией обычно сочетаются более локально выраженные серицитизация и окварцевание. Последнее особенно сильно проявляется в кислых породах.

Д. С. Коржинский считает, что в палеозойских месторождениях пропилитизация выражена нижней актинолит-эпидотовой ступенью, в мезо-кайнозойских — более верхней хлорит-эпидотовой и хлорит-альбитовой. Зеленокаменное изменение имеет площадный, иногда региональный характер.

Метасоматическая колонка различных зон пропилитизации, серицитизации и окварцевания наиболее четко и интенсивно представлена в центрах проявления вулканизма, где обычно проявлены также субвулканические интрузии и жерловые фации оруденения.

В месторождениях Среднего и Северного Урала, в Рио-Тинто в Испании, на Северном Кавказе вмещающие и гидротермально измененные породы подверглись процессам динамометаморфизма, проявившегося наиболее интенсивно в направлении древних зон разлома. В связи с этим гидротермально измененные породы превратились в хлоритовые, серицитовые и кварцитовые сланцы. На месторождениях Южного Урала, например в Бляве, Учалах, Сибае и др., вулканогенные породы постепенно теряют наложенный динамометаморфизм и принимают свой первичный облик.

Структуры месторождений

Структура месторождений сохраняет те или иные черты трех последовательных этапов: раннего, когда происходило заложение древних зон разломов, обычно залеченных вулканическими породами

и поэтому часто слабо проявленного; среднего — синвулканического, когда формировались рудоносные комплексы и кроме тектонических структур большое развитие получили вулканические; позднего, когда уже на сформированные породы вулканогенного комплекса были наложены позднейшие тектонические нарушения, реализовавшиеся

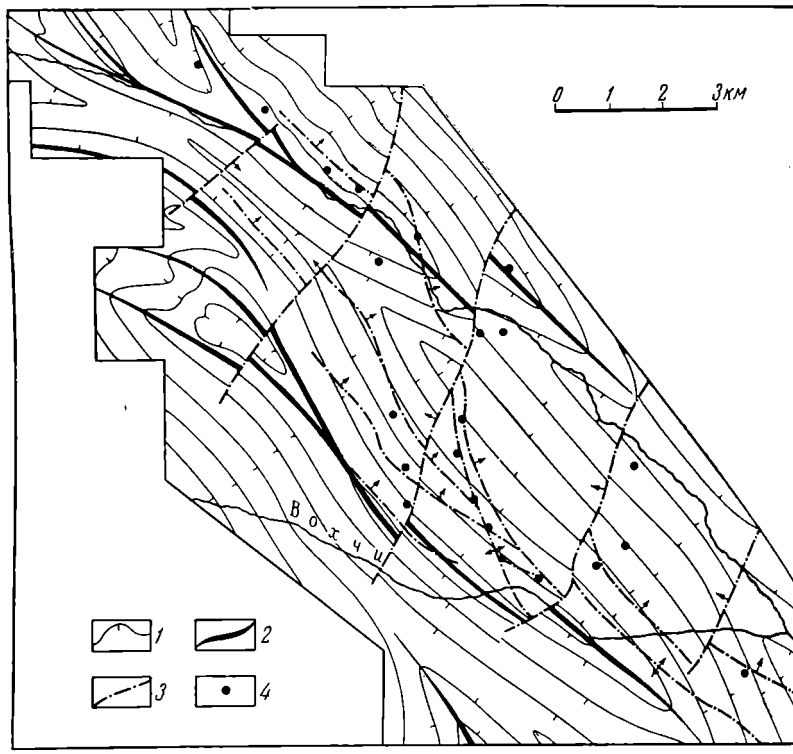


Рис. 106. Блоковая структура Кафанского колчеданного месторождения. По *В. Н. Котляру и Ю. А. Лейе*

1 — изостраты через 200 *м*; *2* — оси антиклинали; *3* — разломы; *4* — месторождения и рудопроявления

преимущественно по направлениям древнейших зон и сопряженных с ними нарушений.

Структуры первого этапа, выраженные, как правило, контролирующими линейными разломами огромного протяжения, проявлены слабо и обнаруживаются при картировании больших площадей за пределами рудных полей и месторождений. Однако их фиксация представляет собой задачу большой важности, так как без их изучения невозможно разобраться ни в закономерностях размещения рудоносных комплексов, а, значит, и рудных полей, ни в происхождении и особенностях наложенных структур позднего этапа.

Структуры второго (среднего) этапа являются рудовмещающими. Прежде всего выделяются так называемые вулканокупола, или локальные куполовидные поднятия типа брахиантиклиналей и блоковые структуры (рис. 106, 107), которые играют огромную роль

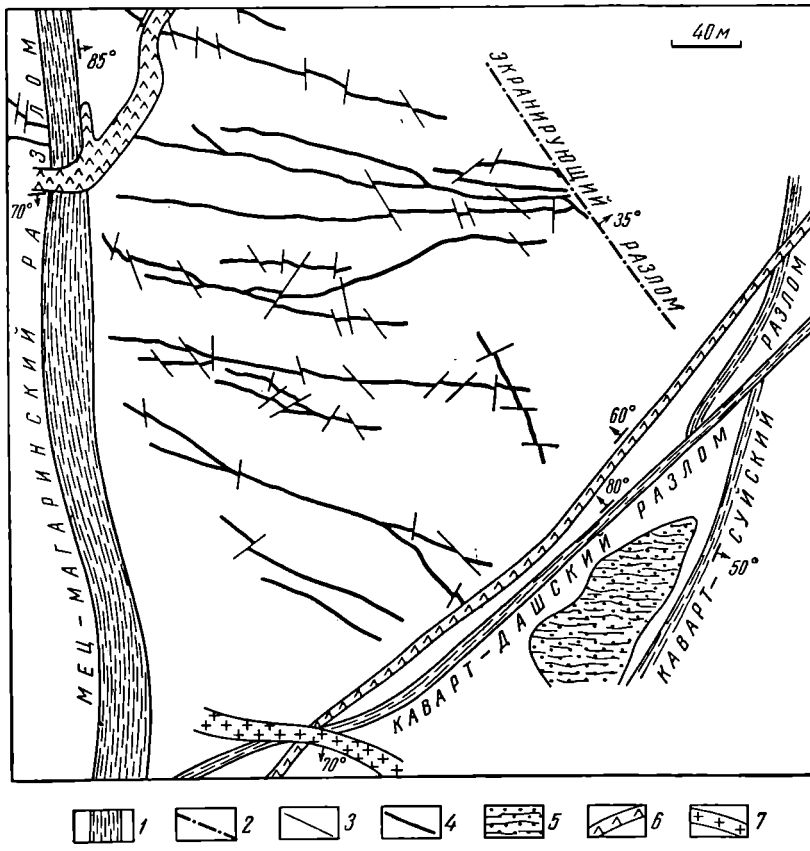


Рис. 107. Расположение рудных жил в Комсомольском блоке. Кафан. По *В. Н. Котляру и Ю. А. Лейе*

1 — разломы; *2* — крупные нарушения; *3* — мелкие нарушения; *4* — рудные жилы; *5* — зона прожилкового оруденения; *6* — дайки диабазов; *7* — дайки альбитофиров

в размещении месторождений. Именно к ним приурочены древние вулканические аппараты (Гай) или субвулканические тела (Кафан, Маднеули). Эти структуры сочетаются с разрывными нарушениями, многие из которых также имеют вулканическое происхождение. Однако в отличие от наземного вулканизма здесь более редко формируются структуры центрального типа — кольцевые и конические разломы. Со структурами второго этапа и связаны локальные проявления

наиболее интенсивного гидротермального метаморфизма и наиболее полно выражены метасоматические колонки.

Структуры третьего (позднего) этапа в основном проявлены по древним линейным зонам разломов и смятия. В некоторых районах, например, на Урале, они выражены как в виде отдельных крупных нарушений, так и в виде широких зон динамометаморфизма, приведших к изменениям вмещающих пород и рудных тел.

В пределах выделенных этапов, общих для многих месторождений, отмечаются более мелкие этапы, игравшие немаловажную роль в локализации и размещении рудных тел. Рудные тела неметаморфизованных месторождений имеют плоские, линзообразные, жилообразные, штокообразные и неправильные формы. Нередко наблюдаются вкрапленники и прожилковые зоны. Иногда пологие линзообразные тела сочетаются с крутыми, приуроченными на глубине к разрывным нарушениям, что было установлено, например, в Гае детальными работами М. Б. Бородаевской и др.

В метаморфизованных месторождениях рудные тела, залегающие в динамометаморфизованных сланцах, представлены характерными, часто мощными линзами, быстро выклинивающимися в краях. Иногда такие линзы располагаются кулисообразно эшелонами, облекаясь серицитовыми, хлоритовыми и другими сланцами. Нередко рудные тела приобретают весьма сложную форму с многими апофизами, отходящими по сланцеватости вмещающих пород (Белоусовское месторождение на Алтае). Некоторые тела расчленены параллельными пострудными дайками на отдельные фрагменты.

Размеры тел разнообразны. Известны согласные крутые тела, протягивающиеся по простиранию на 4 *км* при мощности до нескольких десятков метров (Дегтярское месторождение), но чаще длина линзообразных тел составляет несколько сот метров при мощности до 60—80 *м*. Рудные тела образованы сплошными сульфидными рудами — мелкозернистыми или колломорфными в неметаморфизованных месторождениях; сланцеватыми и полосчатыми с реликтовыми или бластокристаллическими структурами — в метаморфизованных. Характерной особенностью руд является развитие массивных текстур без жильных минералов или с весьма ограниченным их участием. Рудные тела окружены, как правило, ореолами сульфидной вкрапленности.

Состав руд и минеральные ассоциации

Общей особенностью руд рассматриваемых месторождений, за исключением баритовых, является преобладание сульфидов, нередко составляющих до 90—95% всей массы. Руды представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом и подчиненным количеством галенита, пирротина, сульфосолей и окислов. Жильные минералы — карбонат, кварц, барит — составляют не более нескольких процентов и развиваются в больших количествах лишь в отдельных участках. Другой особенностью руд является их сложный многокомпонентный состав:

кроме меди, цинка и серы часто присутствуют также свинец, золото, серебро, мышьяк, сурьма, кадмий, гафний, селен и теллур. Например, в рудах месторождения Гай присутствуют 11 компонентов, все



Рис. 108. Рудные (сульфидные) «обособления», представляющие собой включения колчеданных руд в вулканических брекчиях. Кызыл-Таштык. Тува. Фото Б. И. Бермана. Нат. вел.

в промышленных содержаниях. Такой состав руд указывает на развитие явлений телескопирования, столь характерных для вулканогенных месторождений.

Во многих месторождениях нередко выражена стадийность минерализации. Например, в Кафане в первую стадию выделялись пирит и кварц, во вторую — пирит, халькопирит и в третью — колломорфный халькопирит и борнит, затем халькозин, энаргит и кварц. Вторая стадия количественно преобладает, иногда подавляет остальные. В некоторых месторождениях, например в Кызыл-Таштыке (Тува), наблюдаются сульфидные включения в лавобрекчиях (рис. 108). В Озерном на Южном Урале кроме того среди них наблюдается малосернистый пирротин.

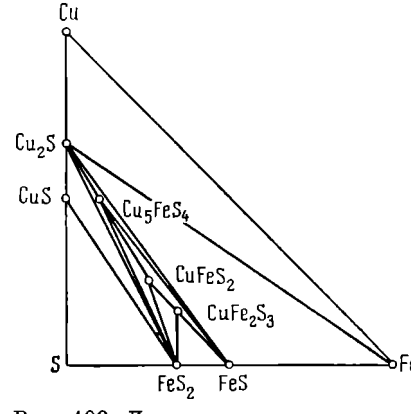


Рис. 109. Диаграмма состав — парагенезис в системе Cu—Fe—S. По *А. Г. Бетехтину*

Система Cu—Fe—S была хорошо изучена А. Г. Бетехтиным (рис. 109). По парагенетической диаграмме можно судить о возможных

Рудные формации	Характерные минеральные ассоциации	Геохимические ассоциации	Метасоматические фации	Геологическое положение	Магматизм
Медноколчеданная	Халькопирит, пирит, пирротин, сфалерит, борнит, сульфосоли, кварц, карбонат, барит	Cu, Fe, S, (Zn, Pb, Au, Ba, Se, Te)	Серицито-литовая фация, окварцевание, пропилитовая	Ранние и поздние геосинклинальные прогибы	Спилито-кератофировые и диабазо-альбитофировые формации, субвулканические интрузивы, туффиты
Серноколчеданная	Пирит, кварц	Fe, S	То же	То же	То же
Колчеданно-полиметаллическая	Сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, сульфосоли, кварц, карбонат, барит	Zn, Pb, Cu, S, Fe, Au, Ag, (Cd, Se, Te)	» »	» »	» »
Баритовая	Барит, кварц, карбонат, (сульфиды)	Ba, S	Аргиллитовая	Доорогенные прогибы	Вулканиты и субвулканические интрузивы основного и альбитофирового состава
Медно-цеолитовая	Самородная медь, цеолиты, домейкит, кварц, кальцит, хлорит	Cu, (As)	Пропилитовая	Древние складчатые области	Некки и субвулканические комплексы
Золото-серебряная	Кварц, халцедон, сульфиды железа, электрум, аргентит, сульфосоли, теллуриды	Au, Ag, Te, Se	Пропилитовая (также адуляризация, каолинизация, алунитизация)	Вулканические пояса	Субвулканические интрузивы, некки, дайки среднего и кислого состава

Таблица 19

лито-пропилитовых месторождений

Вмещающие породы	Структуры		Форма и строение рудных тел	Промышленное значение	Примеры месторождений
	рудоконтролирующие	рудовмещающие			
Вулканиты кислого и основного состава	Глубинные разломы и древние вулканические купола	Зоны дробления и трещиноватости вулканические и тектонические, межслоевые нарушения	Линзы, жилообразные тела, вкрапленники, прожилковые зоны	Очень важное	Южный Урал, Малый Кавказ (СССР), Рио-Тинто (Испания) и др.
То же	То же	То же и некки	То же	Существенное	Чирагидзор (АзССР), Тандзут (АрмССР) и др.
» »	» »	То же	» »	Очень важное	Рудный Алтай, Тува (СССР)
Вулканиты среднего состава	Разломы	Трещины	Жилы и прожилковые зоны	То же	Човдар(АзССР), Кутаисские месторождения (ГрузССР)
Основные и кислые вулканиты		Зоны трещиноватости		Важное	Верхнее Озеро (США)
Вулканиты среднего и кислого состава	Глубинные разломы и древние вулканы	Зоны дробления, оперяющие нарушения, некки	Жилы, прожилковые зоны, гнезда	Очень важное	Северо-Восток, Камчатка (СССР), Кripпль-Крик (США) и др.

парагенезисах. Из нее также следует, что совместное образование халькопирита и халькозина, пирротина и халькопирита, кубанита и ковеллина невозможно.

Существенной особенностью руд многих месторождений является развитие на поздних стадиях таких сульфатов, как барит, ангидрит, таумасит и гипс. В некоторых случаях эти минералы находятся в ассоциации со сфалеритом и галенитом или с марказитом, но чаще образуют скопления, свободные от сульфидов (табл. 19).

Физико-химические условия образования и генезис месторождений

Представления о связи колчеданных месторождений с гранитоидами удерживались в течение десятилетий. А. Н. Заварицкий противопоставил хорошо аргументированные доказательства связи их с очагами, из которых черпались вулканические продукты вмещающих пород. С тех пор эти представления подтверждались новыми данными и в настоящее время являются по существу почти общепринятыми.

Температура формирования руд, судя по данным декрипитации жидких включений, составляет 250—175° С (Б. И. Берман, Е. К. Лазаренко и др.). Давление, отвечающее приповерхностным условиям, низкое; В. И. Смирнов, Т. Я. Гончарова и Н. С. Скрипченко привели данные, указывающие на выпадение рудных веществ также на дне моря, т. е. в данном случае конвергентность представлена субвулканическим и вулканогенно-осадочным оруденением. В Сибае (Южный Урал) и на других месторождениях в рудах были найдены морские раковины и микрофауна, замещенные рудным веществом. На такое вулканогенно-осадочное происхождение указывает также фациальное замещение колчеданных руд кремнисто-железистыми осадками, наблюдавшееся Н. С. Скрипченко на месторождении Худес. Он приводит и другие доказательства в пользу самостоятельного образования вулканогенно-осадочных месторождений колчеданного типа. В. И. Смирнов отмечает, что в настоящее время третичные колчеданные месторождения «куромоно» в Японии также относятся к вулканогенно-осадочным.

Серицитолито-аргиллизитовые месторождения

Геологическое положение

Геологическое положение рассматриваемых субвулканических месторождений отличается их приуроченностью к геоантиклинальным и активизированным областям с проявленным в них вулканизмом преимущественно наземного характера. Они встречаются в переходных зонах от поднятий к внутренним геосинклиналям, в краевых и наложенных внутренних прогибах и вулканических поясах. Рассматриваемые месторождения также наблюдаются в платформенных об-

ластях, в срединных массивах и на активизированных щитах и платформах, особенно в их периферических частях. Месторождения мало характерны для областей центральных поднятий, где широко развиты интрузивные массивы и очень слабо распространены эффузивы. Месторождения этого типа широко распространены в областях проявления альпийской и мезозойской складчатости и в вулканических поясах (рис. 110). Субвулканические, как и другие вулканогенные

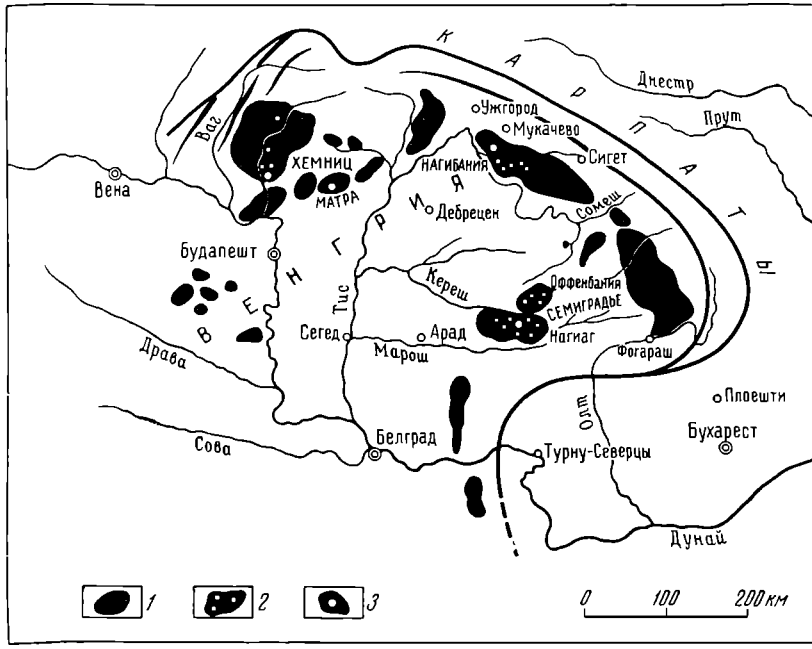


Рис. 110. Зона вулканогенных месторождений золото-серебряных руд Румынских Карпат. По *А. Хельке*

1 — андезиты, дациты, отчасти риолиты экструзивные жерловые и покровные (сармат); *2 — 3* — месторождения: *2* — золота и серебра, *3* — полиметаллов и алунита

месторождения контролируются крупными, обычно глубинными зонами разломов, являвшимися проводниками магматических масс, поднимавшихся к поверхности.

Образование месторождений происходило в верхнем структурном ярусе, но в ряде случаев захватывало и породы нижних ярусов.

Особенности магматизма

Рассматриваемые месторождения тесно связаны с характерными субвулканическими образованиями в виде некков (рис. 111), жерловин, этмолитов, бисмалитов, силлов, лакколитов и других интрузивов, а также даек, обычно являвшихся корнями эффузивов. Такие

образования, приуроченные обычно к крупным разломам, несут черты резко выраженных близповерхностных условий формирования, что выражается как в их малых формах, так и в петрографических особенностях — в развитии порфировых или порфировидных структур, флюидальности и других структурно-текстурных признаков. Нередко развиваются эруптивные брекчии. Многие месторождения располагаются непосредственно в жерлах древних вулканов или около них. Очень характерна тесная связь эффузивов и интрузивов указанного

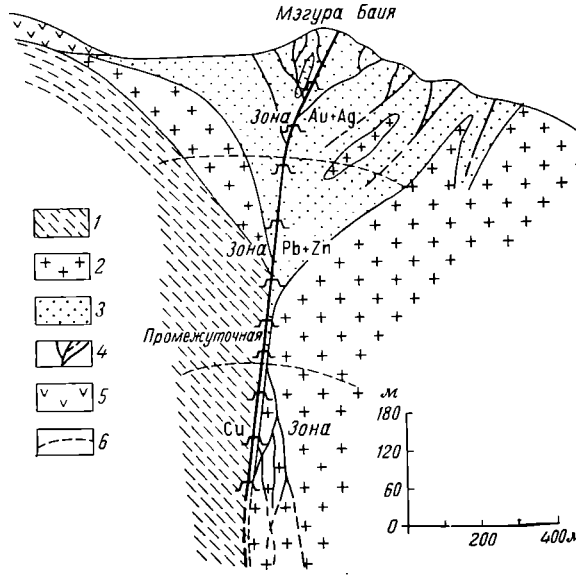


Рис. 111. Геологический разрез рудника Бая-Спре, Румыния. По *В. Маниличи, Д. Гуска и В. Стиополю*

1 — глинисто-мергелистый окремненный комплекс (палеоген?); *2* — андезиты хлоритизированные (сармат); *3* — лавы, брекчии и андезитовые агломераты окремненные, адуляризированные и каолинизированные; *4* — рудные жилы; *5* — пироксеновые андезиты (плиоцен); *6* — зоны вертикальной зональности

выше типа, принадлежащих к одному или близкому возрасту и образующих единые вулканогенно-интрузивные и субвулканические комплексы. В этих случаях приобретают металлогеническое значение не только интрузивы, но и комагматические с ними вулканиты.

Для рассматриваемых месторождений характерна связь с дайками, причем в рудоносных магматических комплексах наблюдаются так называемые внутриминерализационные и послерудные дайки. Рудоносные комплексы представлены различными породами — средними, кислыми и щелочными, но наиболее распространены кислые, характеризующиеся так называемой липаритовой или порфировой формацией. Встречаются и сложные комплексы, образованные породами среднего и кислого состава, причем, как и для других групп

месторождений, формирование таких комплексов протекало последовательно — от основных к кислым или щелочным. Рудная минерализация при этом завершала, как правило, формирование комплексов, следуя за наиболее поздними кислыми или щелочными магматическими образованиями.

Вмещающие породы и их изменения

Тесная связь месторождений с вулканогенно-интрузивными и субвулканическими комплексами обусловливает размещение рудных тел в породах вулканогенных толщ. Последние представлены средними

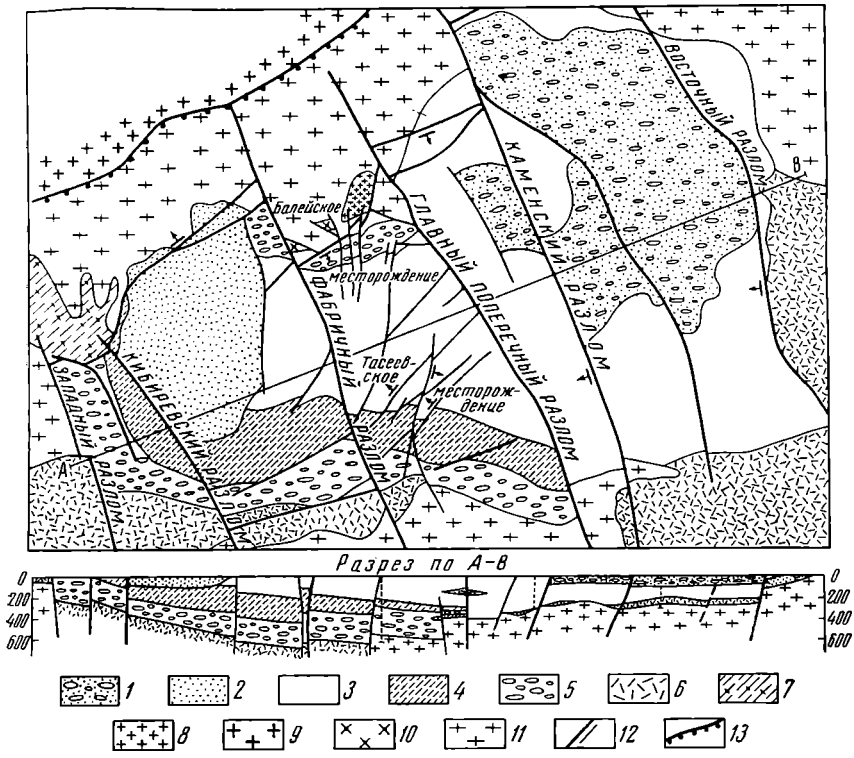


Рис. 112. Геологическая карта района Балейского золоторудного месторождения. По *П. С. Бернштейну и С. Г. Мирчинк*

1 — конгломераты палеогена; *2* — песчаники новотроицкой свиты (апт); *3* — песчаники и конгломераты балейской свиты (апт); *4* — полимиктовые песчаники той же свиты; *5* — конгломераты тергенской свиты (готерив—баррем); *6* — порфириты и их туфы; *7* — протерозойские метаморфические сланцы; *8* — диоритовые порфириты (I ?); *9* — борщовочные граниты (I ?); *10* — герцинские граниты; *11* — ундинские гранодиориты; *12* — тектонические разломы; *13* — Борщовочный разлом

и особенно кислыми эффузивами — кварцевыми порфиритами, дацитами, андезито-дацитами, кварцевыми порфирами, липаритами, фельзитами или их туфами, но нередко вмещающими породами являются

разнообразные трахиты и трахиандезиты, андезиты, их пирокластические образования, перемежающиеся с ними туффиты, а также осадочные и кристаллические породы фундамента. Особенно часто вмещающие породы представлены эруптивными брекчиями древних жерловин, породами некков, субвулканических интрузивов и даек. Иногда оруденение локализовано и в осадочных породах — туффитах или глинистых сланцах и песчаниках (сульфидно-касситеритовые месторождения Приморья). При глубоких эрозионных срезах выступают вмещающие породы нижнего структурного этажа, состав которых имеет важное значение в образовании месторождений. Некоторые месторождения располагаются в терригенных породах (рис. 112).

Преимущественно близповерхностный характер проявления гидротермальных процессов и состав вмещающих пород определяют и особенности их гидротермального изменения. Наиболее характерным типом изменения является аргиллизация, развивающаяся за счет эффузивов среднего и кислого состава и захватывающая также породы субвулканических интрузивов. Последние входят в состав магматических комплексов, представляя собой, как это отметил Д. С. Коржинский, завершение формирования многих вулканогенных толщ. Аргиллизация и окварцевание приурочены не только к вулканическим аппаратам и отдельным интрузивам, но и к целым рудным полям и зонам их сосредоточения, характеризуя собой широкое развитие гидротермальных и метасоматических процессов.

Аргиллизация часто представлена различными фациями и является широко развитым процессом изменения, из этих фаций наиболее обычны каолинизация, алунитизация, гидрослюдизация. С аргиллизацией связано также окварцевание с образованием низкотемпературных вторичных кварцитов. Д. С. Коржинский выделяет две фации: более глубинную кварц-серицитовую (фацию собственно вторичных кварцитов), смыкающуюся с описанными выше изменениями пород среднетемпературных березитовых месторождений, и близповерхностную фацию сольфатарной аргиллизации. Последняя представлена минералами глин — диккитом, каолинитом, минералами типа бейделлит-монтмориллонита, а также аллофаном, галлуазитом и алунитом.

Структуры месторождений

Так же как и в других типах вулканогенных месторождений, при формировании месторождений рассматриваемого типа выделяются ранний этап развития структуры, выражающийся в формировании рудоконтролирующих региональных структур, а также средний и поздний этапы, в течение которых формировались в основном рудовмещающие структуры. Последние отличаются своими особенностями и значительным разнообразием. Среди них широко распространены блоковые структуры и структуры центрального типа, особенно характерные для вулканогенно-интрузивных и субвулканических рудоносных комплексов. Эти структуры, комбинирующиеся с более

ранними и более поздними наложенными структурами третьего этапа, создают то большое разнообразие, которое характерно для месторождений целого ряда рудных формаций, относящихся к этой группе.

Эти своеобразные структуры, долгое время не привлекавшие к себе особого внимания, в последние годы изучались В. Н. Котляром, Н. П. Лаверовым, В. А. Невским, Л. В. Хорошиловым, П. Д. Яковлевым, а также В. Перри, Э. Уисером и др. Структуры центрального типа обычно развиваются на крупных разломах и для них характерны серии конических и кольцевых разломов, которые возникают вокруг центра магматической активности, выраженного некком, эруптивными брекчиями или целым комплексом последовательно формировавшихся магматических образований, включая позднейшие субвулканические интрузивы (рис. 113). Также часто встречаются многочисленные радиальные и линейные нарушения, выполняющиеся, как и кольцевые разломы, поздними порциями магматического материала, в том числе эксплозивными брекчиями и продуктами гидротермальной минерализации.

Широко развиты структуры кальдер с характерными впадинами компенсационного характера. Различают кальдеры и древние вулканические жерла первого и второго порядка. В некоторых случаях рудоносными являются жерла и околожерловые структуры только второго порядка, в то время как жерла первого порядка остаются безрудными. Выделяются внутрижерловые и внежерловые структуры, а также поздние линейные наложенные структуры третьего этапа, в которых оруденение нередко локализуется и в некотором удалении от центральных жерловин, но всегда в связи с ними. В некоторых случаях рудоносные жерла выражены не характерными овальными, а удлиненными дайкообразными формами. По особенностям формирования П. Д. Яковлев выделяет эксплозивные кальдеры без кольцевых и радиальных нарушений (Крипль-Крик) и кальдеры с опущенным центральным блоком.

Возникающие структуры характеризуются также раздроблением жестких блоков под влиянием эксплозий с образованием в верхних частях густой, часто незакономерной сети трещин, выполнение которых продуктами растворов приводит к образованию штокверков, столь характерных для рассматриваемых месторождений. Изучение трещиноватости этого типа привело к установлению горизонтальной и вертикальной структурной зональности.

Горизонтальная зональность вокруг вулканических центров или трубок взрыва выражается в постепенном переходе дробленых участков сначала в интенсивно трещиноватые породы, а затем в породы со средней и слабой трещиноватостью. Такая зональность была установлена в месторождениях Малого Хингана (Г. В. Иициксон, 1963 г.; Н. Н. Соловьев, 1963 г.), в месторождениях Коппер-Бейсин в США (В. Джонстон, 1961 г.) и многих других. Не менее важно установление и вертикальной зональности, выражающейся в постепенной смене интенсивной мелкой трещиноватости крупными трещинами и жилами, заметной уже на первых сотнях метров.

Переход такой мелкой трещиноватости в более крупные и редкие нарушения отмечается на целом ряде урановых месторождений (Н. П. Лаверов, Л. В. Хорошилов, 1963 г.). Нередко в верхних частях таких систем образуются брекчии обрушения, которым многие

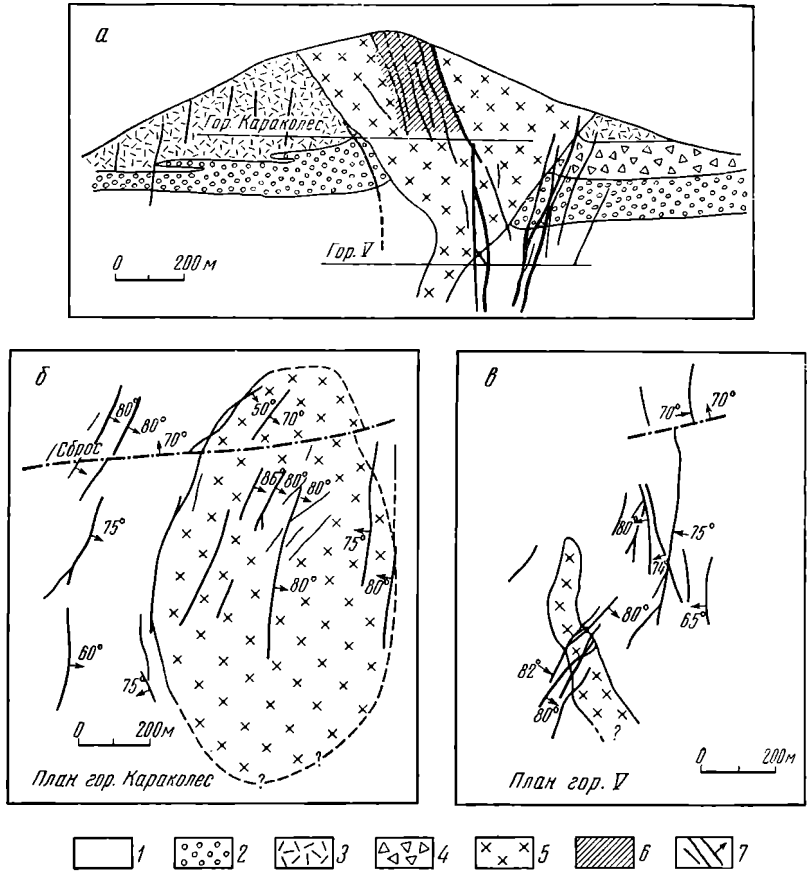


Рис. 113. Геологический разрез (*а*) и погоризонтные планы (*б*, *в*) месторождения олова Потоси (Боливия), связанного с древним вулканическим аппаратом

1 — палеозойские сланцы; *2* — конгломераты; *3* — туфы; *4* — брекчии; *5* — кварцевый порфир; *6* — зона рассланцевания; *7* — рудные жилы

американские исследователи придают главное значение (V. Perry, 1961 г.; E. Wisser, 1960 г. и др.). Вместе с тем важное значение в локализации руд во многих случаях приобретают эруптивные брекчии, минерализация которых в силу высокой проницаемости приводит к образованию крупных трубообразных рудных тел. Протяжение таких тел на глубину различно, но иногда составляет 700 *м* и более (Средняя Азия, Крипль-Крик в США и др.).

Важной особенностью развития структур в надочаговом ярусе является внедрение поздних интрузий в вулканические жерла и сопровождающие их нарушения. Образующиеся в результате этого субвулканические и гипабиссальные интрузивы, завершающие собой формирование вулканогенных комплексов, застывали неглубоко от поверхности в условиях резкого падения температуры. В связи с этим в апикальных частях происходило образование контракционных трещин и поздних зон трещиноватости. С глубиной трещиноватость становится менее интенсивной, а далее затухает совсем; отмечается смена условий развития трещин отрыва трещинами скола, с чем связана, как показал В. А. Невский (1964 г.), и проницаемость, влияющая на режим кислорода в растворах.

Различные сочетания указанных факторов приводят к большому разнообразию структур месторождений. Но как и в других вулканогенных месторождениях, в развитии структуры рудных районов и полей выделяются три следующих основных этапа:

1) довулканический этап формирования вулканоконтролирующих разломов;

2) этап формирования вулканогенных комплексов и связанных с ними вулканических структур;

3) этап формирования наложенных на магматические образования трещинных и разломных структур, обычно наследующих ранние контролирующие разломы.

Рудная минерализация обычно протекает после третьего этапа развития структур, иногда захватывая конечные стадии второго этапа, и, как правило, завершает формирование вулканогенных или вулканогенно-интрузивных комплексов. Процесс минерализации развивается на фоне продолжавшихся движений отдельных блоков и магм и протекает в несколько этапов и стадий, по-видимому, близких по времени.

Формы рудных тел

Формы рудных тел месторождений разнообразны. Особенно характерны прожилковые зоны и штокверки, наблюдающиеся во многих урановых, сульфидно-касситеритовых и золоторудных месторождениях. Очень часто наблюдаются также системы параллельных жил по трещинам односистемного и двухсистемного скола. Жилы эти имеют разные, часто сравнительно небольшие размеры. Нередко встречаются также трубообразные тела, линзы и гнезда. Среди рассматриваемых месторождений наблюдаются также зоны брекчирования, приуроченные к эруптивным брекчиям и экструзивам вулканических жерловин (золоторудное месторождение Крипль-Крик в Колорадо и др.).

Характерным морфологическим типом рудных тел являются также сопряженные системы оперяющих жил, образующие известные структуры типа конского хвоста (медное месторождение Бьютт в Монтане). Встречаются, наконец, и сложные неправильные формы рудных тел, иногда ветвящихся (Монте-Аммиата).

Строение рудных тел и текстуры руд

Для многих месторождений характерна резкая изменчивость строения рудных тел, выражающаяся в прихотливом чередовании богатых и бедных непромышленных участков. Такая изменчивость особенно часто встречается в жильных и жилообразных телах и наблюдается как по их простиранию, так и по падению. В этом отношении особенно характерны золото-серебряные месторождения с их «бонанцевыми» рудами, отличающимися резко выраженным кустовым распределением компонентов. Некоторые отработанные жилы на Северо-Востоке СССР показали в среднем содержание золота до 3%. Подобное строение наблюдается в ртутных, сурьмяных, молибденовых, сульфидно-касситеритовых и других месторождениях, что вызывает резко неравномерное распределение рудных компонентов с чередованием богатых и убогих руд в пределах одного и того же рудного тела. Богатые участки часто контролируются пересечением, сопряжением или искривлением жильных трещин, участками дробления и брекчирования, изменением состава или структуры вмещающих пород, поперечными дорудными нарушениями и др.

Наряду с массивными текстурами руд встречаются полосчатые, симметрично-полосчатые, крустификационные, гребенчатые, кокардовые, брекчиевые, прожилковые, вкрапленные и др. Встречаются также жеодовые и друзовые текстуры и особенно колломорфные. Широкое распространение последних указывает на то, что в близповерхностных условиях вследствие переохлаждения растворов обстановка для образования коллоидов была более благоприятна, чем в более глубинных плутонических условиях. Однако рудообразование из коллоидов обычно теснейшим образом сочетается с действием истинных растворов, в связи с чем в пределах одних и тех же стадий минерализации можно наблюдать руды с колломорфными и неколломорфными текстурами. Для многих месторождений рассматриваемой группы, как и для других гидротермальных месторождений, часто выделяется несколько стадий минерализации. Однако число таких стадий редко превышает 4, что отличает рассматриваемые месторождения от месторождений, связанных с более глубинными магматическими очагами, которые формируются, по-видимому, в более продолжительные интервалы времени.

Состав руд и рудные формации

Среди месторождений близповерхностного генезиса выделяется целый ряд рудных формаций: сульфидно-касситеритовая; сульфидно-вольфрамитовая; флюорит-бертрандитовая; серебряная полиметаллическая и некоторые другие (табл. 20).

Минеральные ассоциации многих субвулканических месторождений в большой мере зависят от окислительного потенциала. Пример такой зависимости для руд сульфидно-касситеритового месторождения приведен В. И. Чайниковым.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГЕЙЗЕРИТО-ОПАЛИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вулканические гейзерито-опалитовые месторождения — это месторождения, формирующиеся у поверхности из газовых (типичные эксгаляционные месторождения) и термальных растворов, состоящих преимущественно из вод атмосферного происхождения (более 95%). Температура — до 300° С, давление низкое — до 20 *атм*. Растворы кислые сульфатные или слабощелочные. Температура фумарол, сольфатар и паровых струй различная, меняющаяся. В начальные стадии после извержений она достигает 600° и даже 1000° С (Катман), затем через сравнительно короткие промежутки времени падает до 330° (Лардерелло, Италия) — 200—100° С (Паужетка на Камчатке). Например, после извержения вулкана Безымянного в 1956 г. температура вторичных фумарол агломератового потока, по О. Г. Борисову, упала за 3 года с 300—500° до 80—100° С, а через 7 лет действие фумарол прекратилось, а на Катман, где все фумаролы с интенсивным выделением газов приурочены к кратерам и трещинам, температура их за 5 лет упала примерно с 1000° до 100—200° С.

Состав и режим газов и гидротерм, достигающих поверхности, и интенсивность эксгаляций зависят от глубинного тепла и окклюдированных газов, захватываемых вулканическим материалом, а также от структурных и гидрогеологических условий. Л. А. Башарина отмечает, что на Камчатке в эксгаляциях базальтовых лав присутствуют хлор и фтор, а для фумарол эксплозивных кратеров и андезитовых куполов характерен сернистый газ; присутствует также бор. При понижении температуры отношение H_2S к SO_2 увеличивается.

Нередко отмечаются конденсаты фумарольных газов разного состава. Например, кислые конденсаты на вулкане Эбеко (pH = 1), по данным Л. Г. Ворониной и С. С. Сидорова, обусловлены присутствием HCl, а на вулканах Менделеева и Головина — сероводородсодержащих газов. Минерализация терм достигает нескольких граммов на литр и известна только в кайнозойских вулканических образованиях.

С процессами интенсивного окисления сероводорода связано образование месторождений самородной серы, являющихся наиболее важными промышленными месторождениями этой группы. Г. М. Власов (1958 г.) выделяет четыре генетических типа таких месторождений: 1) поверхностные отложения у фумарол и источников; 2) серные потоки; 3) метасоматические месторождения; 4) кратерно-озерные вулканогенно-осадочные отложения.

Эксгаляционные отложения серы связаны с окислением сероводорода и реакциями между ним и сернистым газом, а также с конденсацией серных паров. Часто сера осаждается на ранее отложенных сульфидах железа, но иногда отмечается чередование прослойков серы с сульфидами железа. Мощность покрывающих слоев серы иногда достигает 1 *м*. Серные потоки являются, по-видимому, уже вторичными образованиями в связи с расплавлением ранее отложенных ее масс. Такие потоки, содержавшие 99% серы, излившиеся из вулкана Сиретоко-Иоцан в Японии, привели в 1936 г. к образованию в течение

Рудные формации	Характерные минеральные ассоциации	Геохимические ассоциации	Метасоматические фации	Геологическое положение	Магматизм
Флюорит-бертрандитовая	Кварц, халцедон, флюорит, бертрандит, кальцит	F, Be	Серицитолитовая и аргиллитовая	Посторогенные складчатые зоны	Субвулканические интрузивы, некки, дайки среднего, кислого и щелочного состава
Сульфидно-касситеритовая	Касситерит, галенит, сфалерит, хлорит, сульфиды железа	Sn, Pb, Zn, Cu	Серицитолитовая, фация окварцевания и хлоритизации	То же	Дайки, субвулканические интрузивы среднего состава
Полиметаллическая, богатая серебром (мексиканский тип)	Галенит, сфалерит, халькопирит	Pb, Zn, Ag	Серицитолитовая, аргиллизитовая	» »	Субвулканические интрузивы
Теннантит-энаргитовая	Энаргит, теннантит, халькопирит, кварц	Cu, As, (Pb, Zn)	Аргиллизитовая	» »	Субвулканические интрузивы, дайки
Сурьмяно-вольфрамовая	Антимонит, ферберит, киноварь, халцедон, кварц, каолинит, карбонат, флюорит	W, Sb, Hg	Серицитолитовая и аргиллизитовая	» »	То же
Молибдено-урановая (молибденит-смоляковая)	Молибденит, (иордизит) урановая смолка, кварц, (арсенопирит, коффинит)	Mo, U, (As)	То же	» »	Некки, субвулканические интрузивы, дайки кислого, среднего и щелочного состава

нескольких месяцев месторождения с запасами серы около 200 тыс. *т* (Г. Шнейдерхен, 1958 г.).

Главное значение имеют метасоматические образования самородной серы, которые образуются на глубине порядка десятков и даже сотен метров среди серных кварцитов; нередко они слагают огромные площади. Такие образования формируются вдоль разломов и выражаются крупными телами пластообразной или (иногда) трубчатой

Таблица 20

лизитовых (субвулканических) месторождений

Вмещающие породы	Структуры		Характерные текстуры	Промышленное значение	Примеры месторождений
	контролирующие	рудовмещающие			
Вулканиты среднего и кислого состава	Глубинные разломы и древние вулканы	Зоны дробления, оперяющие нарушения, некки	Жилы, прожилковые зоны, гнезда	Очень важное	Восточная Сибирь (СССР), Мексика, Томас-Рендж (США) и др.
Песчаники, глинистые сланцы, вулканиты		Разломы и трещины скола	Жилы по трещинам скола и трещинные зоны	Важное	Лифудзин, Хрустальное, Депутатское (СССР, Приморье)
Вулканиты	Разломы	Различные	Жилы, прожилковые зоны	»	Пачука (Мексика)
Монцониты	»	Трещины	То же	Очень важное	Бъютт (США), Церро-де-Паско (Чили)
	»	Зоны дробления	Оруденелые зоны	Ограниченное	Зопхито (ГрузССР), Барун-Шевия (Забайкалье, РСФСР), Атолия (США)
Фельзиты, липариты, дациты и другие вулканиты	Глубинные зоны разломов и древние вулканы	Прожилковые зоны, некки	Штокверки, прожилковые зоны, гнезда	Очень важное	Мерисвейлл (США), КНР и др.

формы. Последние прослеживаются на глубину до 100—120 *м* и, очевидно, характеризуют пути подъема гидротерм.

Серные кварциты окаймляются алунитовыми или каолинизированными, а далее иногда серицитовыми и слабопропилитизированными породами. На глубину серные кварциты, по Г. М. Власову, сменяются марказитовыми образованиями с примесью пирита, количество которого с глубиной увеличивается. Смена серных кварцитов

Рудные формации	Характерные минеральные ассоциации	Гидротермальное околорудное изменение	Геологическое положение	Магматизм
Ртутная	Киноварь, реальгар, антимонит, опал, самородная сера	Опализация, гейзеритизация, каолинизация, окварцевание	Молодые (плиоцен-четвертичные) вулканические области и депрессии внутренних дуг (вулканических поясов)	Вулканические центры
Мышьяковая реальгаровая	Реальгар, аурипигмент, опал, каолинит, кальцит	Опализация, аргиллизация	То же	То же
Оловянная риолитовая	Деревянистое олово, гематит, халцедон, опал, кристобалит	Опализация, аргиллизация, цеолитизация	Области третичного вулканизма (миоцен — плиоцен) риолитовых поясов	Экструзивы
Боратовая	Сассолин (H_3BO_3), лардереллит	Опализация, гейзеритизация	Области современного вулканизма	Современные вулканы
Формация самородной серы	Самородная сера, сульфиды железа, опал, каолинит	Опализация, каолинизация	То же	Кратеры современных вулканов и их склоны

сульфидоносными отвечает границе окислительной и восстановительной обстановки среды. Главными условиями образования метасоматических месторождений серы указанный автор считает диссоциацию сероводорода вследствие охлаждения кислых растворов и высокую степень окисления серы в приповерхностной обстановке. Вулканическая природа серы подтверждается данными ее изотопного состава (А. П. Виноградов, 1954 г.).

В поверхностной обстановке окисление сероводорода приводило, как мы видели, к образованию сернокислотных растворов, под воздействием которых происходило формирование серных кварцитов сольфатарного типа. В участках наибольшей проницаемости растворов, т. е. в кратерной части и по разломам имело место интенсивное кислотное выщелачивание и образование опалитов или гейзеритов. Поэтому рассматриваемые месторождения могут быть названы гейзерито-опалитовыми.

Ртутная опалитовая формация издавна считается классической по приуроченности к вулканогенным породам и по непосредственной

Таблица 21

гейзерито-опалитовых месторождений

Вмещающие породы	Структуры месторождений		Формы рудных тел и их строение	Промышленное значение	Примеры месторождений
	рудоконтролирующие	рудовмещающие			
Вулканиты среднего и кислого состава	Сопряжение контролирующих разломов, их пересечения и экструзивы	Вулканическая трещиноватость, брекчии	Рассеянная вкрапленность и прожилки, примазки	Важное	Монте-Амиата (Италия), Сульфур-Бенк (США)
Вулканиты, глинистые сланцы, туффиты	Зоны трещиноватости	То же	То же	Несущественное	Джульфа (Нахич. АССР), Кагызман (Турция)
Риолиты, дациты, латиты	Зоны разломов и экструзивы	Вулканическая трещиноватость	Прожилки	То же	Джалинда (Дальний Восток), Гуанахуто (Мексика)
	Неясны	То же	В растворах	Существенное	Тоскана (Италия)
Андезиты, туфы	Зоны разломов		Потоки на поверхности и сложные залежи	Важное	Мацуо и Хоробецу (Япония), Копиано (Чили), Гюмюр (АрмССР)

связи с ними. Месторождения этой формации, широко развитые в Калифорнии и Неваде, описывались К. Россом, Д. Уайтом и др. Они встречаются в Италии, где к их числу принадлежит крупное месторождение Монте-Амиата, а также в Японии, Чили, на Камчатке и в других районах.

Особенностью этих месторождений является их локализация в вулканитах или в иных породах районов проявления третичного или четвертичного вулканизма и современных термальных источников (Сульфур-Бенк в Калифорнии и Стимбот-Спрингс в Неваде), а также ассоциация с опалом, кристобалитом, самородной серой, иногда с галлуазитом, алунитом, каолинитом, карбонатом или цеолитом. Руды часто содержат реальгар, антимонит, марказит, метациннабарит, пирит, ярозит, гипс и другие сульфаты, реже сульфиды цинка, меди и углеводороды. В наиболее крупных месторождениях Тосканы и Калифорнии оруденение представлено прожилковыми зонами, вкрапленниками, гнездами, являющимися результатом выполнения пустот, примазками, налетами и т. п. Изменение вмещающих пород —

опализация, монтмориллонитизация, галлуазитизация и цеолитизация. Оруденение приурочено к брекчированным участкам глинисто-известковых озерных отложений или вулканитов андезитового, риолитового, иногда трахитового состава. Среди описываемых обломочных пород, по-видимому, присутствуют и эксплозивные брекчии. По данным Д. Уайта и С. Робертсона, месторождение Сульфур-Бенк формировалось на глубине до 90 *м* от поверхности из растворов при температуре 80° С и pH 6,6—7,5. Подобный характер имеют и реальгаровые месторождения Джульфы, Кагызмана и др. (табл. 21).

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г. и др. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. 2-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Горжевский Д. И. и Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., изд-во «Недра», 1965.

Кадик А. А. и Хитаров Н. И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды. «Геохимия», 1965, № 5.

Коптев-Дворников В. С. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в изучении магматогенных месторождений». М., изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Коржинский Д. С. Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах. Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1, Прага, 1964.

Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.

Кембел Д. А. Почему происходят химические реакции? М., изд-во «Мир», 1967.

Королев А. В. Эндогенное рудообразование в развитии земли. Тр. Среднеазиат. политехн. ин-та, вып. 6, нов. серия, Ташкент, 1959.

Котляр В. Н. Вулканогенные месторождения. В сб. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Ловеринг Т. С. Температура внутри и вблизи интрузий. В сб. «Проблемы рудных месторождений». М., изд-во иностр. лит., 1958.

Минеральные микровключения. М., изд-во «Наука», 1965.

Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. ВСЕГЕИ, М., изд-во «Недра», 1966.

Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. В сб. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1963.

Овчинников Л. Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования. «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.
Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. Бюлл. МОИП, 1957, № 2.
«Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1, М., изд-во иностр. лит., 1960; вып. 2. М., изд-во «Мир», 1960; вып. 3, М., изд-во «Мир», 1966.
Смирнов С. С. Избранные труды М., изд-во АН СССР, 1965.
Смирнов В. И. Рудные месторождения СССР за 50 лет Советской власти. «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.
Соколов Г. А. Некоторые проблемы эндогенного рудообразования и пути дальнейших исследований. «Геология рудных месторождений», 1961, № 5.
Татл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1, М., изд-во АН СССР, 1961.
Хелгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., изд-во «Мир», 1967.
Barnes H. L., Kullerud G. Equilibria in sulfur — containing aqueous solution in system Fe—S—O and thier correlation during ore deposition. Econ. Geol., 1961, vol. 56, No.
Kennedy G. C. A portion of the sustem silica — water. Econ. Geol., 1950, vol. 45, No.
Smith F. G. Physical geochemistry. Add. — Wesley co, 1962.

Скарновые месторождения

Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1947.
Дербиков И. В. К проблеме генезиса железоскарновых месторождений Западной Сибири. В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Тр. СНИИГГИМС, М., изд-во «Недра», 1964.
Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14. М., изд-во АН СССР, 1959.
Жариков В. А. К развитию теории процесса скарнообразования. «Геология рудных месторождений», 1965, № 4.
Карпова Е. Д. и Ивашенцев А. Г. Скарны. В сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». М., Госгеолтехиздат, 1954.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1953.
Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений. Тр. ИГН, вып. 68. М., изд-во АН СССР, 1948.
Овчинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского фил. АН СССР, вып. 39. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Пилипенко П. П. Скарны и оруденение. Тр. МГРИ, т. 13. М., Госгеолтехиздат, 1939.
Шабынин Л. И. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах. «Геология рудных месторождений», 1961, № 1.
Buseck P. R. Contact metasomatism and ore deposition. Concecion Del Oro. Mexico. Econ. Geol., 1966, vol. 61, No 1.

Альбититовые и грейзеновые месторождения

Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А., Шейнманн Ю. М. Рудная минерализация щелочных комплексов. «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13, М., Госгеолтехиздат, 1961.

Беус А. А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., изд-во АН СССР, 1962.

Беус А. А. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 4.

Гинзбург А. И. Некоторые проблемы образования эндогенных редкометальных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.

Гинзбург А. И. Типы редкометальных месторождений, генетически связанных с различными интрузивными комплексами. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Заболотная Н. П. и др. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. «Геология месторождений редких элементов», вып. 18, М., Госгеолтехиздат, 1962.

Коптев-Дворников В. С. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Некрасов И. Я. О новом типе бериллиевого оруденения. «Геология рудных месторождений», 1960, № 2.

Лугов С. Ф. Геологические особенности оловяно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., изд-во «Недра», 1965.

Павлов Д. И. О происхождении Анзасских альбититов. «Геология рудных месторождений», 1961, № 4.

Тугаринов А. И. Уран в метасоматических процессах. В сб. «Основные черты геохимии урана». М., изд-во АН СССР, 1963.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., изд-во АН СССР, 1961.

Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. М., изд-во АН СССР, 1960.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960.

Щерба Г. Н. и др. Грейзены и их фации. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1966.

Jacobson R. R. E., Cawley A., Mac Leod W. N. The occurence of columbite in Nigeria. Occas. Pap. Geol. Surv. Nigeria, № 9, 1951.

Березитовые месторождения

Бородаевские Н. И. и М. Б. Березовское рудное поле. М., Металлургиздат, 1947.

Бородаевский Н. И. Структуры золоторудных месторождений. Изд. ЦНИГРИ, 1965.

Кушнарев И. П. и др. Общие закономерности локализации уранового оруденения и основные типы структур гидротермальных урановых месторождений. Тр. II Междунар. конфер. по использованию атомной энергии, Женева, 1958.

Ловеринг Т. С. Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов при рудоотложении. В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. М., изд-во АН СССР, 1961.

Радкевич Е. А. и Моисеенко В. Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке. М., изд-во «Наука», 1966.

Смирнов С. С. Избранные труды. М., изд-во АН СССР, 1955.

Флеров Б. Л. и др. Особенности геологического положения свинцово-цинкового оруденения в Южном Верхоянье». Геология рудных месторождений», 1962, № 2.

Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения, ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. «Геология рудных месторождений», 1963, № 2—3.

Кварцито-доломитизитовые (телетермальные) месторождения

Князев И. И. Гидротермально измененные карбонатные породы. В сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». М., Госгеолтехиздат, 1954.

Крейтер В. М. К вопросу о принадлежности свинцово-цинкового оруденения хребта Кара-Тау к типу Миссисипи — Миссури. В сб. «Проблемы советской геологии», М., изд-во АН СССР, 1933.

Сатпаев К. И. Главные закономерности размещения зон эндогенного оруденения в Центральном Казахстане. «Советская геология», 1957, сб. 58.

Смирнов В. И. О некоторых рудных месторождениях США. «Геология рудных месторождений», 1961, № 4.

Федорчук В. П. Некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяных месторождений. В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1, симпозиум. Прага, 1963.

Fowler G. M. The ore deposits of the State district. Discussion Econ. Geol., vol. 30, 1935.

Ridge Y. D. The genesis of Tri — State zinc and lead ore Econ. Geol., vol. 31, 1935.

Карбонатитовые месторождения

Бородин Л. С. Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных щелочных пород. В сб. «Генетические проблемы руд». Докл. сов. геологов. Междунар. геол. конгресс. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Гинзбург А. И., Печаева Е. А., Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. Редкометальные карбонатиты. «Геология месторождений редких элементов», вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Кухаренко А. А. и Доницова Е. И. К проблеме генезиса карбонатитов. «Геология рудных месторождений», 1962, № 2.

Лавренев Ю. Б. и Пожарицкая Л. К. Карбонатиты Восточного Саяна. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Фролов А. А. Трещинная тектоника в породах щелочно-ультраосновного комплекса и карбонатитах. «Геология рудных месторождений», 1962, № 2.

Шейнманн Ю. М. и др. Геологическое строение и минералого-геохимические особенности редкометальных карбонатитов. «Геология месторождений редких элементов», вып. 17. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Pecora W. T. Carbonatites: areview. Bull. of the Geol. Soc. Amer. vol. 67, 1956.

Прочие вулканогенные месторождения

Берман Б. И. и Аргентов В. Б. О геохимических связях колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийским вулканизмом. «Геохимия», 1965, № 3.

Василькова Н. Н., Теремецкая А. Г., Шацкая В. Т. Оловорудные месторождения, связанные с субвулканическими телами. «Советская геология», 1959, № 10.

Власов Г. М. и Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., изд-во «Недра», 1964.

Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958.

Газизова К. С. Медное месторождение Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. «Геология рудных месторождений», 1962, № 5.

Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.

Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы, оруденение. Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка, 1960, № 10.

Котляр В. Н. Оруденение и вулканизм. В сб. «Проблемы генезиса руд». М., изд-во «Недра», 1964.

Невский В. А. Трубчатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля. «Геология рудных месторождений», 1960, № 2.

Сборник «Рудоносность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.

Фаворская М. А. Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методика их изучения. В сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.

Чухров Ф. В. О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1964, № 1.

Lovering T. S., a. Goddard E. N. Geology and deposits of the Front Range, Col. Geol. Surv. Prof. papers, N 223, vol. 45.

Schmitt H. Origin of the epithermal deposits. Econ. Geol., vol. 45, 1950.

Staatz M. N. a. Griffits W. R. Berijllium — bearing tuff in the Tomas Range. Suab County. Econ. Geol., vol., 56, 1961.

Willijams V. Vulkanismus and ore deposition Bergakademic, 1965, vol. 17, No. 10.

Часть третья

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глава X

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

Экзогенные процессы, происходящие на поверхности земли и обусловленные проявлением солнечной энергии, также имеют большое значение в образовании месторождений полезных ископаемых. В результате воздействия атмосферных агентов — воды, кислорода, воздуха, углекислоты, а также флоры и фауны развиваются процессы выветривания, приводящие к физическому и химическому разложению пород и образованию рудных концентраций. При этом продукты выветривания или остаются на месте, или же переносятся водами в растворенном или механически во взвешенном состоянии и отлагаются по пути их движения в речных долинах и конечных водоемах. В связи с этим среди экзогенных месторождений различают две большие группы: месторождения зоны гипергенеза (выветривания) и осадочные.

Изучение экзогенных месторождений в последние годы показало, что к ним относятся не только многие месторождения неметаллических полезных ископаемых и такие рудные месторождения, как бокситы, месторождения марганца, фосфоритов, некоторые месторождения железа, никеля, различные россыпи, но и многие промышленные месторождения урана, ванадия, меди и ряда редких металлов. Углубленное и широкое изучение процессов экзогенного рудообразования имеет важное значение также и потому, что в ряде случаев отмечается наличие связей в размещении и локализации месторождений эндогенных и экзогенных. Некоторые месторождения полезных ископаемых, в том числе марганца, ванадия, бокситов образуются вообще преимущественно при экзогенных процессах.

Основные типы выветривания

Под выветриванием понимают совокупность процессов физического и химического разрушения горных пород и минералов на месте их первичного залегания под воздействием воды, кислорода воздуха,

углекислоты и других газов, находящихся в атмосфере и растворенных в воде, под влиянием деятельности растительных и животных организмов, а также в связи с колебаниями температуры и деятельностью ветра. При выветривании равновесное состояние первичных минеральных комплексов горных пород в связи с изменяющимися физико-химическими условиями на поверхности земли нарушается, в результате чего возникают другие минеральные комплексы, устойчивые в новых физико-химических условиях. При этом одни компоненты горных пород и минералов остаются на месте, принимая новую минеральную форму, другие мигрируют лишь в зоне гипергенеза, в пределах первичного залегания данной породы, третьи тем или иным способом выносятся за пределы выветривающейся породы и служат материалом для образования осадков.

Различают физическое и химическое выветривание. Физическое выветривание происходит вследствие резких колебаний температуры с замерзанием и оттаиванием воды в трещинах и пустотах породы. Увеличение объема трещин при этом достигает 9%. Физическое выветривание развивается и в связи с разрастанием корней растений, а также при росте в трещинах новых минералов.

Породы механически разрушаются также во время дождей, при деятельности ветра, что иногда сопровождается выдуванием, при просадке пород вследствие подземного выщелачивания и под воздействием ряда других факторов, рассматриваемых в общей геологии и осадочной петрографии. Глубина физического выветривания обычно невелика, но может достигать нескольких десятков метров. Например, выдувание легких частиц пород в Западной Австралии достигает глубины до 60 *м* и приводит к образованию золоторудных месторождений в связи с увеличением содержания золота при выдувании легких разрушающихся частиц.

Резкие колебания температуры ведут к дезинтеграции слагающих породы минералов, обладающих различными коэффициентами расширения.

Поэтому физическое выветривание особенно интенсивно развивается в областях с резко континентальным климатом, где суточные колебания температуры наиболее значительны. Физическое выветривание интенсивно проявляется в арктических и пустынных или аридных областях. Н. М. Страхов показал, что физическое выветривание превалирует над химическим также в тектонически более подвижных областях, с чем связано образование более резкого рельефа. Однако в целом механическая и химическая денудация развивается по одному общему закону: с усилением механической денудации усиливается и химическая, и наоборот (Н. М. Страхов). Роль физического выветривания в образовании месторождений полезных ископаемых особенно значительна при формировании россыпей различных металлических и неметаллических полезных ископаемых, обусловливающихся присутствием устойчивых к разрушению минералов. В зоне умеренного климата физическое разрушение пород сочетается с их химическим выветриванием.

Химическое выветривание обусловлено главным образом воздействием поверхностных вод и растворенных в них, а также находящихся в атмосфере газов. Главными факторами выветривания являются кислород, углекислота и вода. Химическое выветривание более интенсивно развивается в условиях влажного и жаркого климата, когда воды, растворяя в себе различные вещества пород, приобретают большую активность. Диссоциация воды и тем самым ее химическая роль увеличивается с возрастанием температуры. В тропических условиях при средней температуре 30° С химическое выветривание примерно в 20 раз интенсивнее, чем в полярных условиях со средней температурой 10°. По Л. Б. Рухину, повышение температуры на каждые 10° С ускоряет течение химических реакций почти в 2 раза.

В водах в значительных количествах содержатся ионы Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3, CO_3^{2-}, Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, SiO_2, а также газы O_2, CO_2, H_2S, N_2, CH_4. Кроме того, в водах обычно присутствуют ионы H^+ и OH^-, которые несмотря на невысокое содержание (обычно не более 10^{-5} *г/л*) оказывают большое влияние на процессы гипергенеза.

Важное значение в формировании химического состава речных и почвенных вод имеют также микроорганизмы. Многие из них являются анаэробными, т. е. они могут существовать без свободного кислорода. Микробиологические процессы приводят к обогащению вод Ca, Mg, Na, SO_4, а также CO_2 и H_2S.

Все эти процессы более интенсивно развиваются в условиях гумидного, особенно тропического климата. В связи с образованием органических, в частности гумусовых кислот, выветривание в этих условиях имеет кислотный характер. Наоборот, в условиях сухого аридного климата выветривание имеет щелочной характер.

В развитии процессов выветривания важное значение имеет вертикальная гидрохимическая зональность. Выделяют следующие гидрохимические зоны:

1) зону аэрации, где происходит просачивание осадков; воды этой зоны наименее минерализованы и наиболее обогащены активным кислородом и углекислотой и обладают максимальной окисляющей способностью;

2) зону колебания уровня грунтовых вод, где в связи с сезонными изменениями этого уровня происходит промывание пород водами, содержащими активный кислород в меньших количествах, но более минерализованными; процессы окисления здесь также интенсивны, но протекают более медленно;

3) зону насыщения подземными водами и замедленного водообмена, который протекает лишь в масштабах геологического времени. Воды этой зоны наиболее минерализованы вплоть до образования рассолов. Окислительные процессы в этих условиях почти не происходят.

Физико-химические свойства природных вод и происходящие в них реакции в экзогенных условиях также в большой мере определяются их окислительно-восстановительным потенциалом Eh, выражающимся в *мэв*, и концентрацией водородных ионов, т. е.

величиной pH. Окислительно-восстановительный потенциал колеблется в широких пределах, при общей тенденции его уменьшения в подземных водах с глубиной.

Химическое воздействие воды усиливается при растворении в ней кислот. При этом большое значение имеет углекислота, которая обычно присутствует в относительно больших количествах. Растворимость карбонатов в водах, насыщенных углекислотой, в десятки раз выше, чем в водах, бедных ею. На развитие процессов химического выветривания значительное влияние оказывают также животные и растительные вещества. В связи с жизнедеятельностью бактерий появляется серная кислота, усиливающая окисляющую роль воды. Большую роль играют также органические гумусовые кислоты, образующиеся при гниении растительных остатков. Эти кислоты, во-первых, способствуют разложению силикатов, приводя к образованию гуматов, во-вторых, при своей высокой подвижности они препятствуют выпадению из растворов таких элементов, как трехвалентное железо и алюминий, которые в этих условиях выносятся из коры выветривания.

Особенностью процессов выветривания является нисходящее движение вод, промывающих верхние горизонты пород. В связи с химическим выветриванием происходит процесс фазового разделения вещества на твердые фазы, сохраняющиеся на месте в виде остаточных продуктов, и жидкие фазы, выносимые из сферы выветривания в виде растворов.

Воды поверхностного происхождения разделяются на воды почвенные и воды грунтовые. Почвенные воды питаются атмосферными осадками. Просачиваясь и опускаясь до уровня грунтовых вод, они в результате взаимодействия с породами постепенно теряют свой кислород и другие растворенные вещества. Зона просачивания почвенных вод характеризуется наиболее интенсивно протекающими процессами окисления, в связи с чем эта зона носит название зоны окисления.

Грунтовые воды располагаются на горизонте водонепроницаемых пород ниже зоны просачивания почвенных вод и имеют свой верхний уровень, определяющийся высотой выхода водоносного горизонта на дневную поверхность. Ввиду низкого содержания кислорода в грунтовых водах в последних явлений окисления почти не происходит. Сюда поступает часть продуктов выветривания, выносимых просачивающимися почвенными водами.

При движении вод (сток, движение грунтовых вод) химическое выветривание приводит не только к химическим превращениям различных веществ в зоне выветривания, но и к их миграции как в пределах зоны, так и за пределы выветривающейся породы.

В связи с изменяющимися условиями среды в пределах зоны выветривания (температура, влажность, кислотность-щелочность и др.) для нее очень характерно образование коллоидно-дисперсных минеральных групп. Особенно охотно образуются золи кремнезема, глинозема, железа и марганца. И. Седлецкий в качестве начальных

форм таких систем выделяет аморфные гели, которые затем превращаются в промежуточные соединения, а последние — в устойчивые минералы коры выветривания.

При химическом выветривании силикатных пород происходит разрушение силикатов преимущественно в результате реакций окисления и гидролиза.

Химическое выветривание, развивающееся в гумидных зонах в условиях влажного тропического климата и малой тектонической подвижности региона, протекает стадийно. В начальной стадии выносятся все легко растворимые соли — сульфаты и хлориды K, Na,

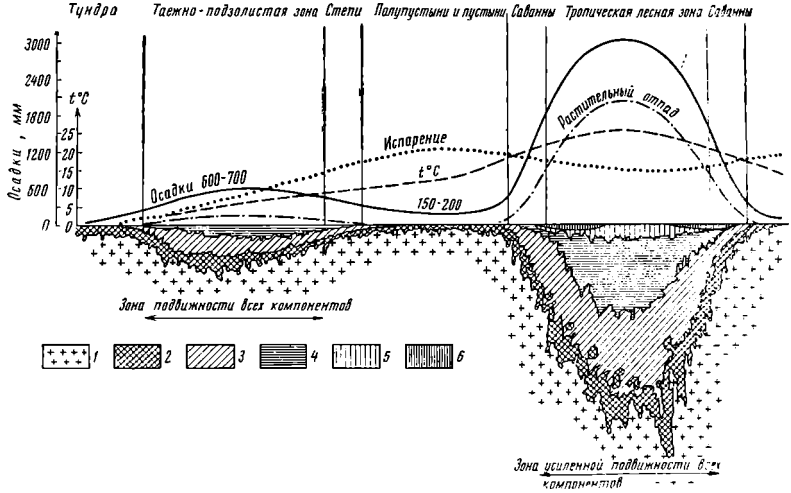


Рис. 114. Схема образования коры выветривания на тектонически неактивных площадях. По *Н. М. Страхову*

1 — свежая порода; *2* — зона дресвы, химически мало измененной; *3* — гидрослюдисто-монтмориллонит-бейделлитовая зона; *4* — каолинитовая зона; *5* — охры, Al_2O_3; *6* — панцирь, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$

Ca и Mg, карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов, значительная часть кремнезема, кора выветривания обогащается железом, алюминием и титаном (рис. 114).

В более позднюю стадию продолжается разрушение алюмосиликатов, вынос оснований, кремнезема, а также труднорастворимых гидроокислов Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO_2 и отчасти окислов титана.

Геохимия процессов выветривания и типы кор выветривания

Процессы выветривания и происходящего при этом рудообразования зависят не только от внешних агентов, но и от внутреннего строения минералов породы, от энергии решетки, что определяется числом ионов, входящих в состав минерала, валентностью ионов, размером ионных радиусов и их поляризационными свойствами.

Разрушение пород при выветривании в гумидных зонах связано с процессами окисления. Находящиеся в породообразующих минералах в форме закисных соединений железо, магний, никель, кобальт и другие элементы под воздействием кислорода воды и воздуха переходят в окисные. Ионы закисных соединений при окислении отдают некоторое количество электронов, в связи с чем растворы окисных соединений имеют более высокий электрический потенциал. По величине окислительно-восстановительного потенциала Eh судят о степени окисленности или восстановленности данного соединения.

Кроме кислорода важную роль играет углекислота, под влиянием которой также происходит разложение силикатов с образованием и выносом карбонатных соединений. Кислые воды с pH < 7, образующиеся в зонах болот и лесов в связи с растворением гуминовых кислот, а также кислые воды некоторых термальных источников оказывают большое влияние на процессы окисления.

В зависимости от конкретных биоклиматических и геолого-геоморфологических условий миграционная способность элементов может существенно изменяться. Например, во влажных тропиках резко возрастает миграция SiO_2, силикатов, а также алюминия, титана и многих редких металлов. В условиях тундры, северной тайги и болот умеренной и субтропической полосы высокую подвижность приобретают железо, марганец, возможно также кобальт, никель и другие металлы. Резко меняются ряды миграции в условиях кислой среды зоны окисления сульфидных месторождений (Н. М. Страхов, 1960 г.) А. И. Перельман ввел понятие интенсивности миграции элементов (P), под которой понимается количество атомов данного элемента, которое переходит в подвижное состояние в единицу времени. Математическое выражение этого понятия он дает в виде следующего уравнения:

$$P_x = \frac{1}{B_x} \cdot \frac{\Delta B_x}{\Delta t}$$

или в дифференциальной форме

$$P_x = \frac{1}{B_x} \cdot \frac{dB_x}{dt},$$

где B_x — общее количество атомов элемента x;

Δt — промежуток времени, в течение которого перейдет в подвижное состояние ΔB_x атомов этого элемента.

Член этого уравнения $\frac{\Delta B_x}{B_x}$ имеет важное значение в характеристике водной и биогенной миграции (Перельман, 1966 г.) Этот же автор ввел и понятие коэффициента водной миграции

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{a \cdot n_x},$$

где m_x — содержание элемента x в водах в *г/л*;

n_x — его содержание в породах в процентах;

a — сумма минеральных веществ, растворенных в воде в *г/л*.

По интенсивности миграции он выделяет весьма подвижные элементы с величиной K_x в процентах $n \cdot 10 - n \cdot 100$, легкоподвижные с $K_x = n - n \cdot 10$ ($n < 2$), подвижные с $K_x = 0$, $n - n$ ($n < 5$) и слабоподвижные и инертные с $K_x = 0{,}0n$ и менее.

В процессах выветривания силикатных пород огромное значение имеют реакции гидролиза, выражающиеся во взаимодействии между ионами H^+ и OH^- воды и слагающими породы минералами. У. Д. Келлер (1963 г.) различает следующие процессы, способствующие выветриванию: 1) выщелачивание осадками; 2) привнос ионов H^+, которые могут или связываться с ионами OH^- и удаляться в виде воды, или будут вытеснять путем замещения другие катионы; 3) осаждение ионов в виде нерастворимых соединений; 4) удаление ионов путем комплексообразования; 5) сорбция продуктов органическими веществами и коллоидами.

К. Б. Краускопф показал, что кремнезем более растворим, чем это обычно представляется, причем лучше растворяется аморфный кремнезем, который представляет собой не коллоидный, а истинный раствор в виде H_4SiO_4. Кремневая кислота диссоциирует на ионы только при pH > 9, когда растворимость ее резко возрастает. Реакция растворения протекает медленно, но скорость ее при увеличении температуры возрастает.

Особенно важно поведение в коре выветривания в различных климатической и геологической обстановках слабоподвижных компонентов SiO_2, Al, Fe, Mn и Ti, что обусловливает образование концентраций этих металлов. Кремнезем является слабо мигрирующим компонентом, но в условиях щелочной среды, при pH > 7 и при низком содержании в растворе CO_2, что имеет место в условиях влажного жаркого климата, энергично выносится. Алюминий является наименее подвижным элементом, в связи с чем он накапливается как остаточный продукт в виде гидроокислов в обстановке когда другие компоненты (в первую очередь SiO_2, а также Fe, Mn и Ti) будут выноситься. Такими условиями являются щелочная среда, возникающая в условиях тропического климата.

Железо легко переходит в окисную форму и в таком виде нерастворимо в условиях коры выветривания. Однако в условиях восстановительной среды, при pH 5—7, которые, по Н. М. Страхову, могли возникать в связи с заболачиванием, железо выносится. Что касается разделения между собой железа и марганца, то различие их геохимических свойств является причиной их обособления в коре выветривания и на путях их миграции.

Профиль коры выветривания и длительность ее формирования

В зависимости от геохимических условий развития коры выветривания, обусловливающихся климатической, тектонической и литологической обстановками, а также в связи со стадийностью протекания процессов гипергенеза, возникают коры выветривания различного

состава и характера. Такие коры характеризуются различным профилем. По данным Б. Полынова, И. И. Гинзбурга, А. И. Перельмана и других исследователей выделяются следующие профили коры выветривания:

1) сиалитный, или гидрослюдистый, выражающийся в развитии за счет силикатов в результате их гидролиза гидрослюд, гидрохлоритов, монтмориллонита, бейделлита и др. Выветривание пород при этом протекает без выноса кремнезема. Существенными месторождениями полезных ископаемых этот профиль выветривания не сопровождается;

2) глинистый профиль отличается частичным выносом кремнезема и образованием таких минералов, как каолинит, галлуазит, нонтронит. С этим профилем связано образование каолинов и глин;

3) латеритный профиль характеризуется образованием гидроокислов алюминия, окислов и гидроокислов железа. С данным профилем выветривания связаны наиболее важные месторождения коры выветривания — бокситовые, месторождения железа, марганца, никеля и др.

Коры выветривания, как правило, формируются длительно, часто в течение целых геологических эпох. Однако в условиях тропического климата процессы выветривания и выщелачивания протекают в 20—40 раз быстрее, чем в условиях умеренно-влажного климата. В давние геологические эпохи благодаря повышенному содержанию CO_2 в атмосфере процессы выветривания развивались еще с бóльшей скоростью. В. П. Петров для одного из районов рассчитал, что кора выветривания мощностью в 100 *м* образовалась в течение 1 млн. лет.

Остаточная концентрация рудных компонентов и условия формирования остаточных месторождений

С процессами выветривания связан вынос целого ряда компонентов горных пород. Этот вынос особенно интенсивно происходит при химическом выветривании. Обогащение пород присутствующими в них рудными компонентами в результате выноса легкорастворимых нерудных компонентов путем химического выветривания с образованием промышленных концентраций называется остаточной концентрацией. Остаточная концентрация наблюдается при следующих условиях: 1) присутствии в породах, подвергающихся выветриванию, полезных компонентов, способных концентрироваться при выветривании; 2) наличии влажного, теплого или жаркого климата, обусловливающего интенсивность химического выветривания; 3) нерезкий рельеф, при котором остаточные продукты выветривания сохраняются от эрозионных процессов.

К другим факторам, влияющим на образование остаточных месторождений коры выветривания и их сохранение в последующие геологические эпохи, относятся следующие:

1) выравнивание или пенепленизация поверхности, так как резкий рельеф исключает возможность накопления остаточных продук-

тов выветривания в связи с интенсивностью сноса и денудации. Наиболее благоприятным является несколько возвышенный, так называемый «столовый» рельеф со слабо наклонной поверхностью, способствующей частичному сносу подвижных элементов и концентрации полезных компонентов. Такой рельеф широко развит в Африке;

2) колебание уровня и состава грунтовых вод и условия водообмена, способствующие медленному просачиванию воды и бóльшему насыщению коры выветривания солями;

3) неоднородность пород, подвергающихся выветриванию, например смена перидотитов и пироксенитов габбро, диоритами и другими породами, отличающимися по составу и физическим свойствам;

4) наличие в зоне выветривания карбонатных пород, подвергающихся выщелачиванию с образованием карстов и их заполнением продуктами выветривания;

5) наличие тектонических разрывов и трещиноватости, способствующих проникновению поверхностных вод и выветриванию (И. З. Корин, 1960 г.);

6) перекрытие древней коры выветривания более поздними отложениями, предохраняющими ее от размыва.

Чем полнее проявлены указанные здесь и выше факторы, тем интенсивнее проникает выветривание, тем глубже образуется и лучше сохраняется кора выветривания и тем более благоприятна обстановка для формирования месторождений рассматриваемого типа.

Главными типами пород, в которых установлена остаточная концентрация, являются:

1) гипербазиты (перидотиты, дуниты, серпентиниты), в коре выветривания которых нередко образуются железные и никелевые руды (Уфалей в СССР, о. Куба, Клинтон в США);

2) щелочные породы (щелочные, нефелиновые и другие сиениты, и их пегматиты), в коре выветривания которых образуются бокситы (месторождение Арканзас в США), а также цирконовые и другие редкометальные месторождения (Посос де Кальдас в Бразилии и др.), оловянные месторождения (провинция Юнань в КНР);

3) железистые кварциты и джеспилиты, в коре выветривания которых в результате выноса кремнезема образуются богатые мартитовые руды (Кривой Рог, КМА, Верхнее Озеро и др.);

4) карбонатные железо- и марганецсодержащие породы (известняки с анкеритом и сидеритом), за счет выветривания которых образуются месторождения железа и марганца (Бильбао в Испании и др.);

5) кристаллические полевошпатовые изверженные и метаморфические породы, бедные темноцветными минералами, за счет которых возникают каолины и глины (украинские и др. месторождения).

Глубина и морфологические типы выветривания

Глубина коры выветривания может колебаться в широких пределах — от нескольких единиц и десятков метров до многих сотен метров. В большинстве случаев глубина выветривания достигает

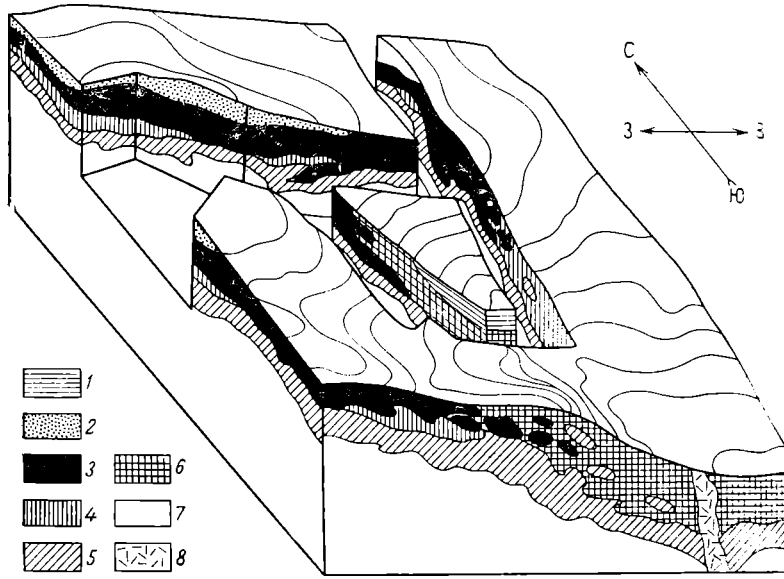


Рис. 115. Развитие коры выветривания площадного типа на серпентинитах. Схематическая блок-диаграмма. По *И. З. Корину*

1 — охры по змеевику; *2* — охры песчанистые по окремненному змеевику; *3* — окремненный змеевик; *4* — карбонатизированный змеевик; *5* — выщелоченный змеевик; *6* — нонтронитизированный змеевик; *7* — малоизмененный змеевик; *8* — диабаз

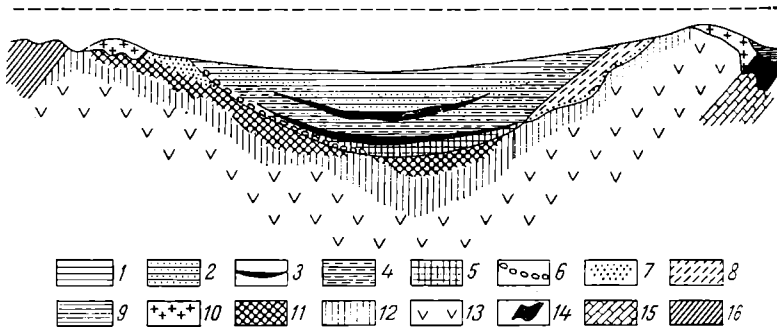


Рис. 116. Схематический разрез многотипной коры выветривания. По *В. К. Корину и И. З. Корину*

Переотложенная кора: *1* — серо-зеленые глины; *2* — красные глины; *3* — верхний марганценосный горизонт; *4* — зеленые глины; *5* — переотложенный нонтронит; *6* — галечники. Преобразованная кора: *7* — обохренный нонтронит; *8* — бейделлитизированный серпентинит; *9* — горизонт с гидроокислами марганца. Остаточная кора: *10* — охристо-кремнистый серпентинит; *11* — нонтронит; *12* — выщелоченный серпентинит; *13* — неизмененный серпентинит; *14* — карстовая глина; *15* — известняк; *16* — вмещающие породы кровли

50—60 *м* (Южный Урал, Западный Казахстан, Новая Каледония и др.), увеличиваясь при наличии трещиноватости и проницаемых пород до многих сотен метров. Следует однако отметить, что глубина коры выветривания может резко варьировать в зависимости от различных указанных выше факторов. Особенно большое влияние на глубину зоны выветривания и окисления оказывают разрывные нарушения и контакты, вдоль которых выветривание нередко проникает на многие сотни метров. В зависимости от распространения коры выветривания на глубину и по площади и контролирующих их геологических факторов выделяют следующие морфологические типы коры выветривания:

1. Коры выветривания открытого площадного типа (рис. 115), когда выветривающиеся породы, например серпентиниты, выходят на поверхность, часто слагая большие площади на крупных гипербазитовых массивах (Южный Урал, Куба и др.).

2. Коры выветривания закрытого типа, образующиеся под прикрывающими породами, менее подверженными выветриванию, например под габбро (Южный Урал).

3. Коры выветривания контактово-карстового типа, развивающиеся в контактах гипербазитовых пород с карбонатными толщами.

4. Коры выветривания линейного типа, развивающиеся по разломам и зонам трещиноватости в выветривающихся породах (КМА, Кривой Рог и др.)

5. Многотипные коры выветривания (рис. 116).

Из сказанного следует, что и для образования остаточных месторождений большое значение имеют как геологические структуры, так и литологический состав выветривающихся пород.

Особенности образования силикатно-никелевых остаточных месторождений

Главной особенностью силикатно-никелевых месторождений является их состав, представленный силикатами никеля—гарниеритом, ревдинскитом, непуитом, джефферизитом и другими минералами, развивающимися в коре выветривания ультраосновных пород или образующихся за счет их серпентинитов. Для Южного Урала и Юго-Западного Казахстана, где силикатно-никелевые месторождения подверглись особенно детальному изучению (А. А. Глазковский, И. И. Гинзбург, И. З. Корин, Б. П. Кротов, Н. П. Херасков и др.), выделяются следующие стадии формирования месторождений.

1. Выщелачивание в условиях сухого и жаркого климата серпентинитов; вынос щелочей и магния с накоплением последнего в нижних зонах.

2. Выщелачивание серпентинитов и гонтронизация в условиях переменно-влажного климата; вынос магния, накопление железа, образование гонтронита, а также опала и халцедона.

3. Выщелачивание, гонтронитизация в условиях влажного и жаркого климата, сопровождающиеся выносом кремнезема, накоплением гидрогетита и охр вверху и силикатов никеля внизу.

4. Преобразование коры выветривания с выносом гидроокислов железа, дополнительным окремнением, образованием охр, омарганцеванием и т. п.

Образующаяся таким образом нонтронитовая кора выветривания, имеющая общую мощность в десятки метров, не является однородной. В общем случае для коры выветривания открытого типа выделяются следующие зоны (сверху вниз):

1. Зона охр, сложенная гидроокислами железа — гётитом, гидрогётитом, гидрогематитом и др., а также галлуазитом, ферригаллуазитом и другими минералами глин. Обычно присутствуют также реликтовые минералы (в небольшом количестве) — нонтронит, псиломелан. Охры содержат 50% и более железа, очень мало никеля и представляют собой рыхлые или порошковатые бесструктурные образования с очень малым объемным весом. Нередко в охрах наблюдается мелкая вкрапленность темных сохранившихся при разложении первичной породы хромшпинелидов и магнетита. Мощность зоны от 0,5— 2,5 *м* до 10 *м*.

2. Зона нонтронитизации, представляющая собой нонтронитизированные серпентиниты, состоящие из серпентина, нонтронита, джефферизита (никельсодержащий хлорит), ревдинскита, гарниерита, а также халцедона, хризопраза, опала и гидроокислов железа и марганца. Опал характерен для нижней части этой зоны. С этой зоной связана основная часть никеля. Никель присутствует в адсорбированном виде в нонтроните, иногда в джефферизите и содержится от десятых долей до 8—9%, а в среднем 1,0—2,0%. Содержание Fe_2O_3 = = 25—30%, MgO 2—4%. Объемный вес 1,4—1,6. Мощность зоны 1—6 *м* и более. Переход в верхнюю зону охр и нижнюю зону выщелачивания постепенный, обычно неровный.

3. Зона выщелачивания, представляющая собой выщелоченные и дезинтегрированные серпентиниты в виде щебенчатой или кусковатой породы ячеистой или губчатой текстуры. Порода состоит из серпентина с примесью нонтронита, хлорита, талька, серпофита, опала и карбонатов — кальцита, доломита и магнезита. Обычно присутствуют также кварц и магнетит. Последний иногда образует гнездообразные и жилообразные скопления. Никель содержится преимущественно в верхней части зоны в адсорбированном виде; ниже его содержание уменьшается. Содержание Fe_2O_3 20—25%, MgO 4—6%, объемный вес около 1,8. Мощность зоны от 1 до 3—4 *м*.

4. Зона магнезитизации представляет собой менее измененные магнезитоносные серпентиниты. Магнезит часто образует в серпентинитах гнезда и жилы или проникает в разрушенные их участки. С глубиной магнезитизация уменьшается и порода сменяется неизмененными серпентинитами (рис. 117).

Профиль коры выветривания ультраосновных пород иногда имеет другой характер. Вместо зоны нонтронитизации развивается окремнение. В значительном количестве наблюдаются прожилки и корки опала или халцедона, образования гидроокислов железа, карбонаты, иногда гарниерит и другие минералы. Такие охристо-кремнистые

образования нередко приурочены к верхним частям древних холмов, где характер выветривания иной, чем в низинах: здесь развивается понтронитовая кора выветривания. Такой профиль коры выветривания называется силицифицированным.

В образующейся в подобных условиях понтронитовой коре выветривания и происходит концентрация никеля с образованием тех или иных минералов вплоть до образования промышленных месторождений, нередко весьма крупных по масштабу и обширных по площади. Например, третичная кора выветривания с приуроченными

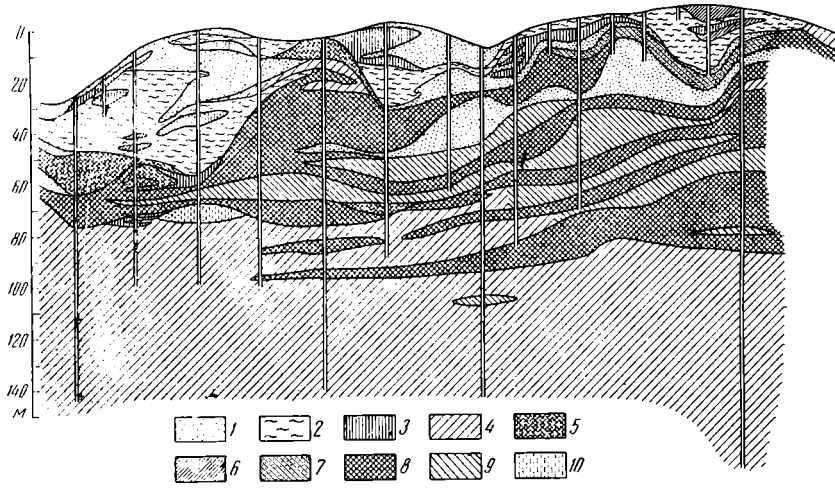


Рис. 117. Разрез Аккермановского месторождения силикатно-никелевых руд

1 — разложенный серпентинит; *2* — охристо-кремнистые породы; *3* — разложенный серпентинит с реликтовой структурой; *4* — слабо разложенный серпентинит; *5* — серпентинит с кремнистыми прожилками; *6* — кералитизированный серпентинит; *7* — сетчатый обохренный серпентинит; *8* — то же с доломитовыми прожилками; *9* — малоизмененный серпентинит; *10* — магнезитизированный серпентинит

к ней силикатно-никелевыми месторождениями в Новой Каледонии имеет огромную площадь — 6—7 тыс. $км^2$ при мощности от 50 до 150 *м*. Широко развита также кора выветривания на о. Куба, где силикатно-никелевые месторождения разрабатываются в больших масштабах. Промышленные месторождения данного типа выявлены и изучены в Украинской ССР геологами Ю. Бассом, М. Вадимовым и др.

Слагая большие площади водораздельных плато, понтронитовая кора выветривания и приуроченные к ней силикатно-никелевые месторождения обычно залегают в виде плаща неглубоко от поверхности. Неглубокое залегание руд при больших масштабах месторождений дает возможность применять при их разработке дешевые методы открытых работ и массовую добычу, что является положительным фактором. При размыве кора выветривания иногда сохраняется только в виде отдельных участков.

Кроме силикатно-никелевых месторождений площадной коры выветривания открытого типа образуются также месторождения закрытого типа, формирующиеся в условиях, когда в сложных интрузивах ультраосновные породы сменяются располагающимися выше габбро-амфиболитами, составляющими их кровлю. Такие месторождения возникают в краевых частях серпентинитовых массивов, причем нередко богатые руды образуются в контактовой полосе развития такситовых пород, представленных чередованием серпентинитов, габбро-амфиболитов и др. При этом габбро-амфиболиты превращаются преимущественно в охры и каолины, а серпентиниты в основном в нонтроиты, отличающиеся повышенным содержанием никеля. Рудные залежи, оконтуриваемые по содержанию никеля, отличаются от месторождений открытого типа более сложными контурами и наличием глубоких «карманов». Мощность рудоносной зоны здесь больше, содержание никеля выше, чем в корах открытого типа.

Силикатно-никелевые месторождения трещинного типа образуются в зонах тектонических разрывов, захватывающих массивы выветривающихся серпентинитов или же проходящих в краевых их частях, или в контактах с другими породами, например габбро-норитами, эффузивами, осадочными породами и т. п. В зонах нарушений развиваются тектонические брекчии, состоящие из обломков серпентинитов, сцементированных кварцем и карбонатами.

Оруденение приурочено к перетертым, измененным, рыхлым, кусковатым и глинистым породам, проникающим глубоко по трещинам. Нонтронитовая зона обычно отсутствует. Зональность представлена охрами, сменяющимися на глубину охристо-кремнистыми породами, и затем оруденелыми охристо-глинистыми породами и обохренными, разложенными серпентинитами. В охристо-глинистых породах и разложенных серпентинитах оруденение часто представлено жилками и скоплениями гарниерита и других никельсодержащих силикатов. Среднее содержание в рудах месторождений данного типа обычно значительно выше, чем в месторождениях площадного типа.

Следующим типом силикатно-никелевых месторождений, связанных с корой выветривания, являются контактово-карстовые. Они имеют сравнительно небольшое распространение и образуются в зонах контактов серпентинитовых массивов с карбонатными и другими породами, подвергающимися при выветривании карстовому выщелачиванию. Обычно карстообразование проявляется более интенсивно при наличии проходящих в контактах тектонических нарушений. Древние карстовые воронки имеют различную форму и размеры и выполняются делювием, состоящим из обломков разложенных серпентинитов, карстовых глин, окремнелых серпентинитов, тальковых брекчий, охр и т. п. Среди этого материала присутствуют серпентин, тальк, хлориты, хромшпинелиды, галлуазит, ферригаллуазит, халцедон, гидроокислы железа и марганца, а также гарниерит, непуит, керолит и др. Иногда такие образования перекрыты сверху озерными отложениями, представленными лигнитами, глинами и песками. Ору-

денение связано с никелевыми силикатами зеленого цвета, присутствующими обычно в большом количестве, а также с коричневыми их разновидностями («шоколадные руды») и с никельсодержащими лигнитами, носящими название керзинитов. Содержание никеля в рудах колеблется от десятых долей до нескольких процентов. Наиболее богатые гарниеритовые руды приурочены к известнякам и выполняют полости и трещины карста (Уфалей, Липовка и др.).

Особенности образования месторождений легированных бурых железняков

В коре выветривания ультраосновных пород и образующихся за счет их серпентинитов нередко формируются месторождения бурых железняков, обычно отличающиеся от месторождений бурых железняков иных типов геологическими условиями нахождения и присутствием в рудах так называемых легирующих элементов — никеля, кобальта, марганца и хрома. Эти элементы встречаются вместе или раздельно, в виде индивидуализированных минералов или в сорбированной форме. На поверхности ультраосновных пород, богатых железом и бедных алюминием, при латеритном выветривании происходит накопление гидратов железа. Длительное и интенсивное выветривание в условиях тропического климата и сглаженного рельефа, сопровождающееся накоплением гидроокислов железа, приводит к образованию у поверхности крупных по площади распространения и по мощности пластообразных залежей природнолегированных железняков. Такие месторождения могут быть связаны как с древней корой выветривания (Елизаветинское и Орско-Целиноградское месторождения на Урале, месторождения на о. Куба и др.), так и с молодым третичным и четвертичным выветриванием. К этому типу относятся месторождения Гвинеи, расположенные у берегов Атлантического океана и демонстрировавшиеся членам Международного геологического конгресса в 1952 г., месторождения Юго-Восточного Калимантана (рис. 118) и др.

В зоне выветривания железорудных месторождений о. Кубы выделяют подзону красных латеритных железных руд, подзону желтых руд, далее подзону выщелоченных дезинтегрированных серпентинитов, переходящую в серпентиниты.

Руды рассматриваемых месторождений представлены гётитом, гидрогётитом, гидрогематитом, нередко присутствуют нонтронит, охристо-кремнистые образования, тальк, опал. В располагающейся ниже зоне выщелоченных и окремнелых серпентинитов развиваются скопления магнетита и карбонаты. Скопления магнетита, который здесь имеет гипергенное происхождение, иногда достигают значительных размеров (Малкинское месторождение на Северном Кавказе).

В трещинной коре выветривания особенно охотно появляются охристо-кремнистые образования и брекчии бурых железняков. Легирующие примеси в рудах рассматриваемых месторождений,

содержание железа в которых составляет 40—50%, представлены никелем (до 2,5%), хромом (до 1,5%), кобальтом (сотые доли процента). Например, в месторождении Окуял на о. Кубе железа содержится

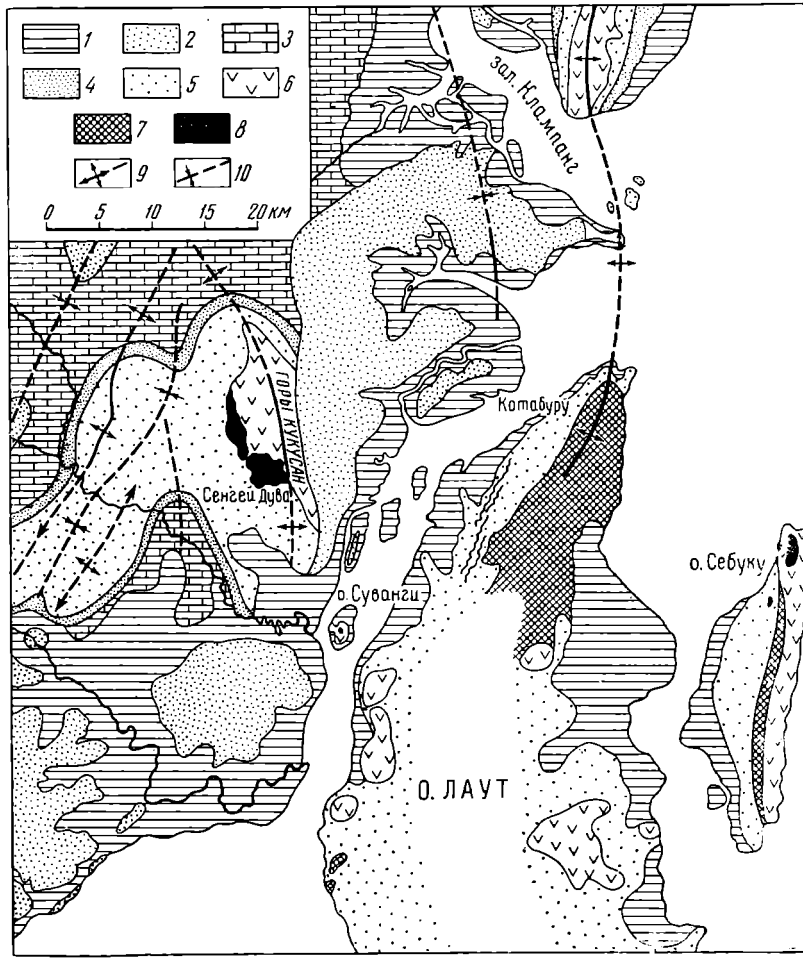


Рис. 118. Схематическая геологическая карта латеритовых железных руд юго-восточной части о. Калимантан. По *Р. В. Ван Беммелену*

1 — аллювий; *2* — неоген; *3* — верхнетретичные коралловые породы; *4* — олигоцен; *5* — эоцен; *6* — дотретичные отложения; *7* — дотретичные перидотиты и серпентиниты; *8* — железорудные месторождения; *9* — оси антиклиналей; *10* — оси синклиналей

50%, никеля 1,5%, хрома 1,5%, при содержании кремнезема, являющегося вредной примесью, 6% и при мощности рудной залежи 3,7—4,6 *м*.

Особенности образования бокситов коры выветривания

Процесс накопления в коре выветривания глинозема, являющегося главной составной частью бокситов, был уже рассмотрен выше. Al_2O_3, обладающий наименьшей подвижностью по сравнению с железом и кремнеземом, может накапливаться, когда, во-первых, содержание его в выветривающихся породах достаточно велико, и, во-вторых, когда создаются условия, способствующие выносу кремнезема и гидроокислов железа.

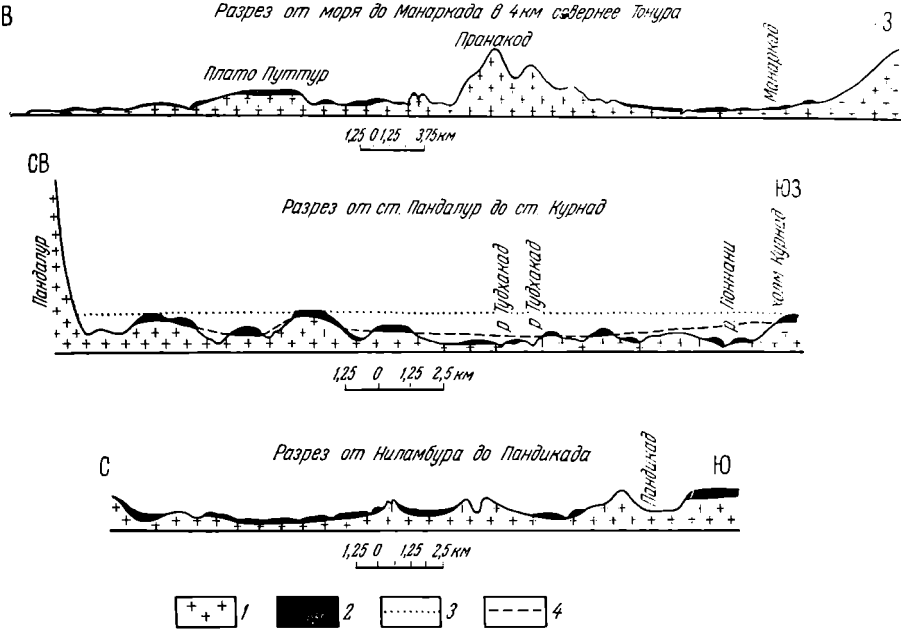


Рис. 119. Залегание бокситоносных латеритов на Малабарском побережье, Индия. По *Г. Лейку*

1 — гнейсы; *2* — латериты; *3* — поверхность пенеплена; *4* — древние долины

Бокситы коры выветривания образуются за счет щелочных, кислых и основных интрузивных пород, а также гнейсов, кристаллических сланцев и эффузивов.

По И. И. Гинзбургу, между Al_2O_3 и SiO_2 в латеритной коре выветривания существует весьма подвижное равновесие: Al_2O_3 то соединяется с SiO_2 в молекулярные и коллоидные соединения, то распадается. Образование свободных гидратов глинозема происходит в вечновлажных и муссонных тропических лесах и меньше в саваннах. По Фагелеру, в этих условиях при выветривании происходит разрушение силикатов с образованием свободных гидратов кремнезема, оснований и алюминатов, быстро подвергающихся гидролизу.

При этом основания и кремнезем выносятся, а гидроокислы железа и алюминия остаются на месте или, при благоприятных условиях, частично мигрируют в дождливые периоды вниз, а в сухие вверх, давая скопления бокситов, прикрывающихся железной коркой. При длительном выветривании, которое в южных странах захватывало и верхи третичного периода, происходило опускание и разрастание этих зон и общее увеличение профиля выветривания.

В некоторых случаях образование бокситов происходит уже в результате преобразования более ранней коры выветривания, например, галлуазитовой или монтмориллонитовой. Происходит и дегидратация латеритного профиля в результате изменения условий, а также изменение состава бокситов.

Е. В. Рожкова экспериментально показала, что из щелочного раствора при нормальной температуре образуется гидраргиллит, который с повышением температуры выше 100° С теряет воду и переходит в бемит. Последний получается и из сернокислых растворов, когда гидроокись алюминия после осаждения изолируется из раствора, в противном случае она превращается в бейерит.

Бокситы указанного генезиса, связанные с древней корой выветривания, известны в Северо-Западном Казахстане, Средней Азии и Енисейском кряже. Бокситы третичной и современной коры выветривания в тропическом поясе имеют важное промышленное значение (Гвинея, Гана и др.). Бокситы Малабарского побережья в Индии слагают столовый рельеф (рис. 119).

Одним из условий образования бокситов рассматриваемого типа является плосковозвышенный или столовый рельеф с характерным незначительным наклоном.

Особенности образования месторождений каолинов и глин

Кроме охарактеризованных выше главнейших типов металлических полезных ископаемых, с корой выветривания связано также и образование ряда неметаллических, в частности, каолинов и глин.

Каолины, состоящие из каолинита ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$) с примесью тонкораспределенного кварца и отчасти серицита, полевых шпатов и др., также образуются в тропическом климате. В отличие от латеритов при более расчленном рельефе, т. е. при более низком уровне дренирования вод и более интенсивном промывании пород, происходит вынос щелочей, щелочных земель, а также железа.

В связи с этим одновременно накапливаются кремнезем и глинозем. Образование каолинов происходит в кислой среде в результате действия грунтовых вод в присутствии углекислоты и органических кислот. Возникшие таким путем каолины и каолиновые глины являются типичными остаточными месторождениями. Промышленные месторождения каолинов образуются преимущественно за счет кислых маложелезистых полевошпатовых пород, в частности, за счет пегматитов, аплитоидных гранитов и аляскитов, так как даже не-

большое присутствие окиси железа (0,7—1,0%) делает каолины непригодными для использования в керамической промышленности. Остаточные скопления каолинов с тонко рассеянным в них опалом широко распространены в Украинской ССР и носят название пелликанитов. Крупные месторождения каолина — Глуховецкое, Турбовское и другие в Украинской ССР, Елененское, Кыштымское на Урале и др.

Зона окисления рудных месторождений

Выше были рассмотрены процессы выветривания горных пород, приводящие к образованию остаточных месторождений. В настоящем разделе рассматриваются процессы выветривания и окисления различных месторождений, приводящие к резкому изменению вещественного состава руд, их строения и залегания. Во многих случаях происходит полное выщелачивание руд из поверхностных выходов, в связи с чем последние представлены своеобразными, совершенно не похожими на первичные руды образованиями. Зоны окисления носят названия «шляп», как бы покрывающих скрытые на глубине первичные рудные тела. При выветривании и окислении сульфидных, например медноколчеданных, месторождений образуются железные шляпы, при выветривании марганцевых месторождений — марганцевые шляпы, месторождений солей — гипсовые шляпы и т. п. Подвергаются изменению также месторождения серы, углей и др.

Перераспределение рудных веществ, происходящее при процессах выветривания и окисления, в некоторых случаях приводит к тому, что в непромышленных или убогих по качеству руд месторождениях, например, представленных редкой вкрапленностью сульфидов, образуются участки и зоны кондиционных и даже богатых руд и месторождения приобретают важное промышленное значение. В других случаях происходит вынос рудных компонентов и превращение окисленной зоны в непромышленную часть, наконец, в третьих — изменение только состава руд.

Зона окисления месторождений имеет важное значение еще и потому, что при поисковых работах геолог обычно встречается с поверхностными окисленными выходами, по которым он должен уметь распознавать рудные образования, скрытые на глубине, и давать им оценку. По степени развития процессов изменения и окисления среди месторождений можно выделить хорошо проработанные зоны окисления, например в месторождениях меди, свинца, цинка, никеля, кобальта, молибдена, урана и др., и зоны окисления, отличающиеся большой устойчивостью руд и поэтому слабой их проработкой, например в месторождениях ртути, олова, вольфрама, хромита, гематит-магнетитовых руд и т. п.

Основные факторы развития зоны окисления

Для развития зоны окисления сульфидных и других месторождений имеют значение те же факторы, что и при формировании остаточных месторождений — климат, геоморфологические условия, состав

руд и свойства вмещающих пород. Окисление рудных, особенно сульфидных образований протекает наиболее интенсивно в условиях влажного тропического климата, менее интенсивно — в умеренном климате и очень слабо в сухих пустынных и высокогорных полярных областях. Геоморфологический фактор, обусловленный тектонической подвижностью зоны, также имеет очень важное значение. В условиях сглаженного пенепленизированного рельефа окисление происходит интенсивнее; наоборот, при резком рельефе снос продуктов разрушения и окисления происходит быстрее, чем окисление, и даже при благоприятных климатических условиях зона окисления здесь почти не образуется или проникает неглубоко. Наконец, изменение месторождений зависит от состава руд и вмещающих пород, обогащающих воды растворимыми продуктами, усиливающими процессы окисления первичных руд.

Основными агентами окисления рудных месторождений являются вода, кислород и углекислота. При этом главное действие на руды оказывает не столько сама вода, сколько растворенный в ней свободный кислород. Следует иметь в виду, что в древние эпохи докембрия атмосфера была иной, кислорода было мало, поэтому процессы окисления развивались гораздо слабее. Это имеет значение, например, при выяснении вопроса о возможности образования уранинитовых россыпей в докембрии. Из других агентов выветривания важное значение имеет углекислота, присутствующая в поверхностных водах и образующаяся при разложении карбонатов, а при развитии процессов окисления также серная кислота и сульфаты, возникающие при окислении сульфидов и других сернистых соединений.

Значение циркуляции вод и водообмена при процессах окисления

Окисление руд сульфидных и других месторождений развивается сверху вниз. Наиболее интенсивно и полно окисление протекает в зоне аэрации, или просачивания поверхностных вод, где они наиболее богаты активным кислородом и углекислотой. Глубина этой зоны колеблется от нескольких до сотен метров. В пределах этой зоны, отличающейся в общем случае большой проницаемостью, циркуляция вод в областях с влажным климатом является наиболее значительной. В процессе просачивания поверхностные воды постепенно теряют свободный кислород и становятся минерализованными. Ниже располагается зона колебания уровня грунтовых вод и интенсивного водообмена, нижняя граница которой определяется выходами грунтовых вод на поверхность. В этой зоне циркуляция вод происходит преимущественно в горизонтальном направлении и гораздо медленнее, а количество растворенного активного кислорода несравненно меньше. Ниже уровня грунтовых вод в окисляющемся месторождении растворенный кислород полностью расходуется на окисление минеральной массы и окислительная обстановка сменяется восстановительной. При стабильном уровне грунтовых вод окисление

ниже уровня грунтовых вод не происходит и первичные руды сохраняются неизменными (рис. 120).

Циркуляция и просачивание вод поверхностного происхождения и разнообразие активного водообмена вызываются прежде всего регионально проявляющимися климатическими и геоморфологическими условиями. Существенным является, по-видимому, проникновение кислорода иногда и ниже зоны грунтовых вод, что обусловливает более глубокое развитие процессов окисления. При наличии во многих случаях древней коры выветривания уровень грунтовых вод

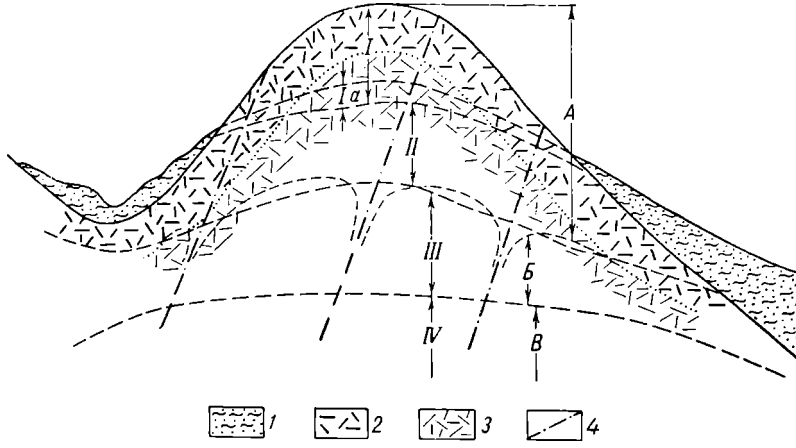


Рис. 120. Схема совмещения гидродинамической и геохимической зональности в массиве трещиноватых пород. По *Л. С. Евсеевой и А. И. Перельману*

I — зона аэрации (*Ia* — подзона колебаний уровня грунтовых вод); *II* — зона интенсивной циркуляции вод; *III* — зона замедленной циркуляции вод; *IV* — зона весьма замедленной циркуляции вод; *А* — зона окисления; *Б* — зона вторичного обогащения; *В* — зона первичных руд.
1 — делювий; *2* — интенсивная локальная трещиноватость пород; *3* — слабая трещиноватость пород; *4* — региональные трещины и разломы

в разное время мог быть существенно иным по сравнению с современным, что необходимо учитывать. По данным С. Н. Иванова и Т. С. Нарбутовских, явные следы окисления руд на Дегтярском медноколчеданном месторождении отмечены на глубине 500 *м*, т. е. значительно ниже современного уровня грунтовых вод. Такой же глубины достигает зона окисления на меднопорфировом месторождении Коунрад. Еще более глубоко процессы окисления руд проникали по разломам в Кривом Роге и КМА, где окисленные мартитовые руды встречаются на глубинах 1000 *м* и более. Подобная глубина зоны окисления указывается и в медном месторождении Лонели в Южной Родезии, где она достигает 900 *м*. Чаще же глубина зоны окисления сульфидных и других месторождений колеблется в пределах 20—100, реже достигает 200 *м*.

Локальные факторы, влияющие на развитие зоны окисления

На развитие зоны окисления месторождений влияют следующие локальные факторы: 1) проницаемость руд, подвергающихся окислению; 2) состав руд; 3) проницаемость и состав боковых пород; 4) структура и условия залегания рудных тел.

Проницаемость руд, подвергающихся окислению, зависит от их первичной пористости, структурно-текстурных особенностей и трещиноватости, а последняя, в свою очередь, — от тектонических условий и особенно от послерудных нарушений, захватывающих рудные тела. Большое значение приобретает также трещиноватость выветривания, происходящая, по Н. И. Кригеру, от периодической разгрузки и нагрузки пород в процессе эрозии, от смещений в связи с тектоническими движениями, от действий трещинных вод и т. п. Более высокая проницаемость обусловливает при наличии благоприятных условий и более интенсивное окисление.

Состав руд также играет очень важную роль в развитии окисления. При этом большое значение имеет количество в рудах пирита, который, разлагаясь, приводит к образованию солей серной кислоты, форсирующих окисление других минералов. Высокая степень пиритоносности руд, например, в колчеданных месторождениях, является одной из главнейших причин необычайно интенсивного и быстро протекающего развития зоны окисления. Содержание в рудах пирита и других сульфидов В. Г. Мелков, Г. С. Гриценко и другие геологи рассматривают как главный фактор и при формировании зоны окисления урановых месторождений. Развитию зоны окисления при обилии сульфидов благоприятствует присутствие в рудах в качестве жильного минерала легкорастворимого карбоната и, наоборот, присутствие труднорастворимого кварца тормозит и затрудняет окисление содержащихся в его массе сульфидов.

Характер боковых пород и их проницаемость также влияют на развитие зоны окисления. Например, влияние карбонатных пород приводит к нейтрализации и ощелачиванию кислых растворов, в результате чего изменяются соотношения между потенциалами растворенных в них ионов. В частности, в щелочной среде может происходить восстановление растворимых соединений шестивалентного урана в трудно растворимые четырехвалентные.

Влияние условий залегания рудных тел зависит от угла падения рудных тел, их положения по отношению к слоистости боковых пород, контактам с интрузивами, дайками и т. п. В частности, расположение рудных тел в контактах пород облегчает развитие процессов окисления. Наоборот, залегание рудного тела под водонепроницаемыми породами, препятствующими доступу вод к рудному телу, может затруднить развитие зоны окисления.

Геохимические условия формирования зоны окисления

Воды, циркулирующие в зоне окисления, растворяя целый ряд разнообразных веществ, приобретают высокую химическую активность. Поэтому в зоне окисления почти непрерывно происходит нарушение химических равновесий между минеральными массами и проникающими в них растворами. Однако эти растворы являются в общем холодными. Температура их повышается лишь незначительно за счет экзотермических реакций и в жаркие периоды времени, что сопровождается усилением их химического воздействия.

Окисление вещества в общем виде выражается в том, что атом окисляющегося компонента теряет электрон (e^-), который, присоединяясь к свободному кислороду, образует ион. Раствор становится активным с окислительным потенциалом, зависящим от парциального давления кислорода и кислотности раствора. При pH = 7 вода имеет окислительный потенциал Eh 0,81*b*, который обусловливает окисление Fe^{2+} до Fe^{3+}. В жарком сухом климате при окислении сульфидов образующаяся серная кислота оказывает сильное растворяющее действие. Развивается сульфатный тип окисления, характеризующийся следующей общей реакцией:

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \longrightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4.$$

Эта реакция обусловливает сильнокислую среду. Во влажном климате происходит разбавление сернокислотных растворов, растворяющее действие серной кислоты и сульфатов становится слабее, а соединения железа, окисляющегося до трехвалентного, гидролизуются. При этом в более кислой среде образуются ярозиты, а в менее кислой — гидраты окиси железа.

В аридном климате почвенных кислот не возникает, развивается щелочный тип выветривания в связи с выносом из пород щелочей, CaO, MgO и др. Щелочи частично нейтрализуются углекислотой воздуха с образованием растворимых карбонатов Na и K или частично связываются с кремнекислотой с образованием растворимых щелочных силикатов.

Миграция металлов в зоне окисления происходит не только в виде ионно-молекулярных соединений, но также в виде взвесей и коллоидов. Для одного из рудников Алтая на 0,08 *кг* меди, выносимой раствором, приходится 8,6 *кг* этого металла во взвешенном состоянии, на 0,17 *кг* свинца соответственно 23,3 *кг* и на 80,8 *кг* цинка — 36,2 *кг* (И. И. Гинзбург, 1957 г.). По данным Ф. В. Чухрова, коллоидные минералы в общей массе руд зоны окисления играют незначительную роль; гораздо большее значение имеют метаколлоиды. И. И. Гинзбург указывает, что в коре выветривания принимают участие более 40 «гидрогенетических» металлов, растворимость которых зависит как от их свойств, так и от присутствия в растворах газов, а также таких ионов, как CO_3^{2-}, SiO_3^{2-}, Cl^-, PO_4^{3-}, VO_4^{3-}, от дисперсности вещества и др.

Кроме общих факторов, охарактеризованных выше, миграция металлов также зависит: 1) от растворимости продуктов окисления рудных минералов; 2) от pH и Eh вод; 3) от степени окисления металлов, имеющих различные валентности; 4) от условий водообмена.

Растворимость продуктов окисления имеет особо важное значение и влияет на свойства растворов. Высокая растворимость многих сульфатов приводит к увеличению интенсивности окисляющего действия растворов, а различная растворимость сульфатов свинца и цинка, обычно присутствующих в первичных рудах вместе, — к их разобщению в зоне окисления (Ачисай в Средней Азии, Тинтик в США и др.).

Значение pH и Eh также весьма велико, причем оно неодинаково при окислении различных рудных минералов. Это значение проявляется в трехвалентных соединениях железа, которые по сравнению с двухвалентными легко гидролизуются и теряют свою растворимость. Столь же отчетливо это выражается и в растворимых соединениях шестивалентного урана по сравнению с мало растворимыми соединениями четырехвалентного урана.

Осаждение продуктов окисления из растворов связано с развивающимися химическими реакциями. Большое значение в отложении образующихся в зоне окисления сульфатов и других продуктов имеет уменьшение кислотности растворов. Это происходит как в связи с общим уменьшением интенсивности окислительных процессов в ходе развития зоны окисления, так и при нейтрализации кислых растворов карбонатными породами, а также карбонатами, содержащимися в первичных рудах. Кислотность понижается также в присутствии ортосиликатов, пирротина и в меньшей мере при взаимодействии растворов с полевыми шпатами, пироксенами, амфиболами. По И. И. Гинзбургу, гидроокись железа начинает выпадать при pH от 2—3 до 5,6. Р. Гаррелс вычислил значения полей устойчивости гидроокисей и гидрозакисей железа и марганца при 25° С и 1 *атм* общего давления. Выпадение соединений железа, марганца и других элементов связано не только с изменениями реакции среды и окислительно-восстановительных условий, но также происходит в результате реакций обмена с гидроксильными ионами и реакций замещения. Осаждение соединений металлов в зоне окисления происходит кроме того путем коагуляции разнозаряженных золей и при адсорбции гелями.

Из образований, отлагающихся в зоне окисления, кроме гидроокислов железа и марганца, различных форм кремнезема, силикатов и карбонатов, очень большое значение, особенно на первых стадиях окисления, имеют сульфаты. В зоне окисления выпадают также фосфаты, молибдаты, арсенаты, селениды и самородные элементы.

Влияние бактериального разложения на процессы окисления

В. И. Вернадский показал, что появление CO_2, H_2S, а также исчезновение O_2, приводящие к возникновению восстановительной обстановки, в большой мере связано с микроорганизмами почв, илов, наземных и подземных вод.

Характерно присутствие бактерий в водах осадочных пород — серобактерий, десульфирующих, железобактерий и др., причем многие из них являются анаэробными, живущими без свободного кислорода. Влияние бактерий выражается в следующем:

а) в редуцировании SO_4^{2-} (восстановление десульфирующими бактериями), что может приводить к появлению HS^- и S^{2-} и сульфидов:

$$H_2S \rightleftarrows H^+ + HS^-; \quad HS^- \rightleftarrows H^+ + S^{2-}.$$

Все эти формы находятся в подвижном равновесии, зависящем от активности водородных ионов. При $pH < 7$ преобладает H_2S, при $pH > 7$ — HS^-;

б) при разложении микроорганизмов возникают гумусовые кислоты, азотная кислота, аммиак, CO_2;

в) усиливается окисление сульфидов (А. И. Перельман и др.);

г) происходит извлечение некоторых катионов (Cu и др.).

Ф. В. Чухров указывает, что в поздние стадии образуются фосфаты, ванадаты и молибдаты. Развитие зоны окисления, по его мнению, происходит в связи с опусканием уровня грунтовых вод.

Строение зоны окисления и ее соотношение с зоной первичных руд

Вследствие изменения состава просачивающихся вод, колебаний уровня грунтовых вод, а также постепенного развития процессов окисления и выщелачивания на глубину строение зоны окисления неоднородно для всей глубины ее распространения. С. С. Смирнов разделял зону окисления сульфидных месторождений на следующие подзоны:

1) поверхностный слой мощностью в несколько десятков сантиметров, характеризующийся наиболее интенсивным изменением и выщелачиванием металлов;

2) подзона окисленных руд;

3) подзона выщелачивания;

4) подзона богатых окисленных руд.

Зона поверхностного выщелачивания образуется в связи с выщелачивающим действием поверхностных вод, наиболее насыщенных кислородом, а также при непосредственном соприкосновении с атмосферой, оказывающей непрерывное воздействие на рудные массы. Переход к располагающейся ниже подзоне окисленных руд постепенный, причем эта подзона представлена типичными продуктами окисления. В сульфидных месторождениях в этой подзоне большое участие принимают сульфаты. Развивающиеся в ней ярозиты характерны для условий более сухого климата (Южный Урал и Казахстан) и почти не наблюдаются в областях с влажным климатом вследствие гидролиза сульфатов окислов железа и разбавления кислотных растворов.

Образование следующей подзоны выщелачивания С. С. Смирнов связывал с приобретением водами SO_4^{2-}, в результате чего воды

становятся кислыми и способными к выщелачиванию. Располагающаяся в самой нижней части зоны окисления подзона богатых окисленных руд представляет собой окисленную верхушку выделяющейся ниже зоны вторичного обогащения (см. рис. 120). Последняя подзона представлена не всегда.

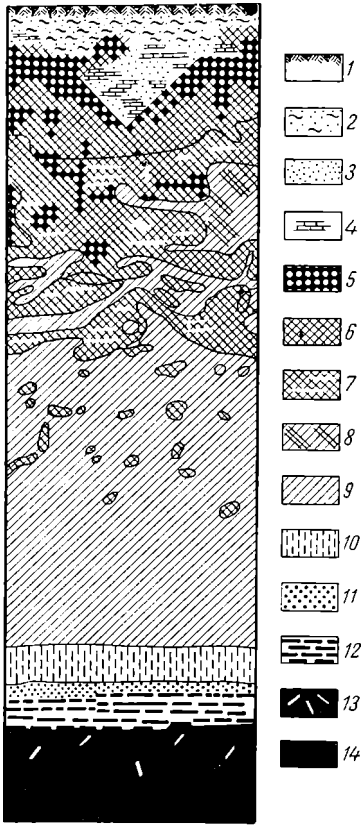


Рис. 121. Вторичная зональность Блявинского месторождения, Урал. По *Т. Н. Шадлун*

1 — почвенный слой; *2* — суглинок; *3* — глауконитовый песок; *4* — глауконитовый песчаник; *5* — бурый железняк; *6* — красный железняк; *7* — красный железняк темный; *8* — ярозит с окислами железа; *9* — ярозит; *10* — кремнисто-гипсовая сыпучка; *11* — колчеданная сыпучка; *12* — выщелоченная колчеданная руда; *13* — плотная колчеданная руда с прожилками сульфатов; *14* — массивный относительно крепкий колчедан

Т. Н. Шадлун, детально изучившая окисленную зону Блявинского колчеданного месторождения на Урале, выделяет в ней следующие подзоны: 1) окислов и гидроокислов железа; 2) ярозита; 3) кремнисто-гипсовой и колчеданной сыпучки с баритом, отвечающую подзоне выщелачивания (рис. 121). Подобное строение имеет зона окисления и других колчеданных месторождений Урала. Таким образом, здесь не установлена только четвертая подзона С. С. Смирнова — подзона богатых окисленных руд.

Ф. В. Чухров, изучавший сульфидные месторождения степной части Казахстана, указывает примеры более сложного строения зоны окисления. В частности, в Коунраде в подзоне выщелачивания наблюдается сложное чередование окисленных руд и участков пустых пород, что объясняется неправильным распределением в месторождении первичного оруденения.

А. И. Германов появление подзоны выщелачивания объясняет сезонными колебаниями уровня грунтовых вод. По его мнению, в периоды повышения уровня в определенных условиях происходит восстановление некоторых элементов, в том числе и самородного золота, обогащение которым характерно для этой подзоны. Подзона выщелачивания, представленная в медноколчеданных месторождениях кремнисто-гипсовой, баритовой или колчеданной сыпучкой, выражена и в других месторождениях, например урановых и оловорудных, хотя и несколько иначе. Указанная подзона глубже сменяется зоной вторичного обогащения или цементации.

Границы зоны окисления и выделяемых подзон часто не являются ровными, что объясняется рядом причин, в частности, трещиноватостью и нарушениями, пересекающими рудное тело, по которым нижняя граница зоны располагается глубже. Эта граница нередко не совпадает с уровнем грунтовых вод, который в течение времени может существенно изменяться в связи с тектоническими движениями и изменениями климата.

Указанное строение приповерхностных частей месторождений, подвергающихся вторичным процессам окисления, называется вторичной зональностью.

Зона вторичного обогащения, или цементации

Зона вторичного обогащения, или цементации, располагается между находящейся выше зоной окисления и нижележащей зоной первичных неизмененных руд. Формирование ее также связано с поверхностными процессами выветривания и действием поверхностных вод. Границы зоны определяются нижним уровнем зоны истечения и верхним уровнем застойных грунтовых вод. Без зоны окисления зона вторичного обогащения не образуется.

Формирование зоны вторичного обогащения связано с недостатком кислорода, в связи с чем создаются восстановительные условия и из сульфатных растворов при отсутствии свободного кислорода выпадают такие минералы, как халькозин, ковеллин, регенерированные урановые черни и др. По данным Ч. Андерсона (1958 г.) скорость осаждения халькозина возрастает благодаря восстановительному действию замещаемых пирита и халькопирита. Восстановительные условия создаются не только в результате израсходования кислорода, но и в связи с присутствием сульфидов, а также органического вещества нефтяного происхождения и растительных органических остатков.

Иногда при израсходовании кислорода из просачивающихся вод могут выделяться вторичные сульфиды еще до достижения уровня грунтовых вод. Однако более вероятно, что древний уровень впоследствии изменялся, вследствие чего зона вторичного обогащения иногда располагается выше или ниже современного уровня грунтовых вод, особенно если климат был аридным или полуаридным. Таким образом, зона вторичного обогащения образуется в результате отложения в восстановительных условиях из проникающих сверху растворов новых порций рудного вещества. Образующиеся здесь вторичные сульфиды и другие рудные минералы обогащают данную зону и как бы «цементируют» первичные образования, поэтому эта зона и называется зоной цементации. Однако отложение новообразований происходит преимущественно путем замещения, причем образуются не только вкрапленники, но и сплошные скопления вторичных сульфидов. Такие скопления, например, встречались в меднопорфировом месторождении Алмалык в Средней Азии и в ряде других месторождений этого типа, причем содержание меди в зоне вторичного обогащения повышалось в 3—4 раза и более.

С зоной вторичного обогащения связаны и баснословно богатые содержания меди (до 20—30% от всей добывающейся массы) в знаменитых медистых песчаниках Конго (Киншаса) и Замбии. Таким образом, присутствие зоны вторичного обогащения увеличивает промышленную ценность месторождений, а в некоторых случаях целиком обусловливает их промышленное значение.

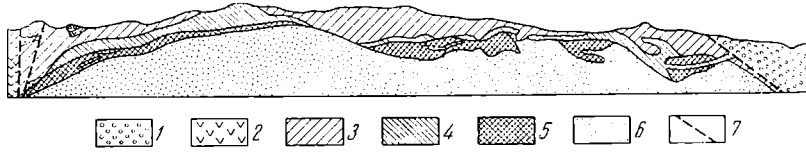


Рис. 122. Общий характер зоны окисления медновкрапленного месторождения Майами, США. По *Г. Шнейдерхену*

1 — конгломераты Дикила; *2* — дациты; *3* — подзона выщелачивания; *4* — подзона карбонатов и силикатов меди; *5* — зона цементации (халькозиновая); *6* — зона первичных сульфидных руд; *7* — сбросы

Мощность зоны вторичного обогащения и глубина ее расположения бывает различной. В частности, в Карабашских медноколчеданных месторождениях мощность ее составляет около 10 *м*, в Алмалыке — несколько десятков метров; в месторождении Бингхем

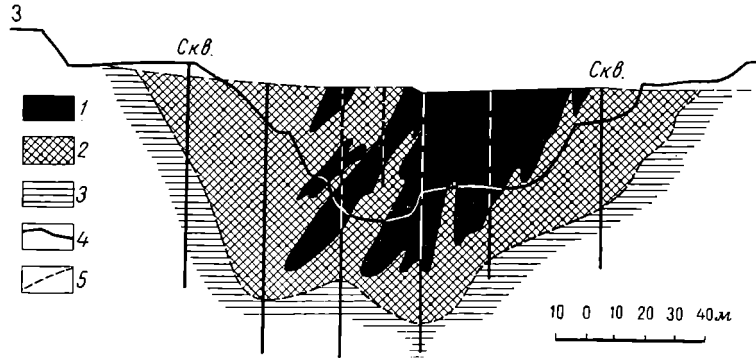


Рис. 123. Древняя зона окисления, развившаяся в джеспилитах. Рудник им. Ильича, Кривой Рог

1 — мартитовые (окисленные) руды; *2* — джеспилиты; *3* — хлоритовые сланцы; *4* — контуры карьера; *5* — стратиграфический контакт

в шт. Юта, по В. Эммонсу, мощность зоны составляла 128 *м*. Расположение зоны вторичного обогащения зависит от мощности зоны окисления и иногда достигает значительной глубины порядка 400—500 *м* и более. Общий характер зоны окисления в месторождениях медных прожилково-вкрапленных железных и джеспилитовых руд показан на рис. 122 и 123.

Поведение железа в зоне окисления

При рассмотрении поведения железа в зоне окисления необходимо различать особенности формирования зоны окисления сульфидных, окисных и карбонатных руд, хотя в ряде случаев сульфиды присутствуют вместе с окислами и карбонатами.

В сульфидных месторождениях окисление пирита и марказита протекает по следующей схеме:

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \longrightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4;$$
$$12FeSO_4 + 6H_2O + 3O_2 \longrightarrow 4Fe_2(SO_4)_3 + 4Fe(OH)_3.$$

В дальнейшем сульфат трехвалентного железа в слабокислых или нейтральных растворах гидролизуется, переходит в гидроокись железа в виде гелей и дает начало образованию гидроокислов железа:

$$Fe_2(SO_4)_3 + 6H_2O \rightleftarrows 2Fe(OH)_3 + 3H_2SO_4 \text{ и}$$
$$4Fe(OH)_3 = 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O + 3H_2O.$$

В. В. Щербина (1955 г.) намечает такую последовательность минеральных превращений: пирит $FeS_2 \rightarrow$ мелантерит $FeSO_4 \cdot 7H_2O \rightarrow$ фиброферрит $Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O \rightarrow$ лимонит $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$.

Образующийся при окислении пирита сульфат трехвалентного железа в свою очередь оказывает воздействие на пирит, что приводит к выделению серы

$$FeS_2 + Fe_2(SO_4)_3 = 3FeSO_4 + 2S.$$

За счет окисления серы образуется серная кислота или SO_2.

Окисление пирротина приводит или к образованию сульфата железа, но с меньшим количеством свободной серной кислоты, или же (при некоторых условиях) окисление его проходит стадию дисульфидизации:

$$FeS + 2O_2 = FeSO_4; \quad FeSO_4 + H_2S + S = H_2SO_4 + FeS_2;$$

при этом пирротин замещается марказитом, а затем уже переходит в сульфаты.

Окисление других железосодержащих сульфидов, например халькопирита и борнита, протекает аналогично пириту. При окислении арсенопирита образуется скородит:

$$2FeAsS + 6H_2O + 7O_2 = 2[FeAsO_4 \cdot 2H_2O] + 2H_2SO_4.$$

В дальнейшем скородит может изменяться с образованием гидроокислов железа. Сидеритовые руды у поверхности также легко переходят в лимонитовые.

Особенностью окисления сульфидов и карбонатов железа является большая скорость процесса. Как указывает С. С. Смирнов, пирротин, пролежавший на поверхности 1—2 дня, уже обнаруживает признаки значительных изменений.

Совсем иначе протекает изменение в зоне окисления магнетита и гематита, которые оказываются гораздо более устойчивыми. Это доказывается, в частности, большим количеством магнетита и гематита в шлихах и обычно слабым развитием зоны окисления магнетитовых

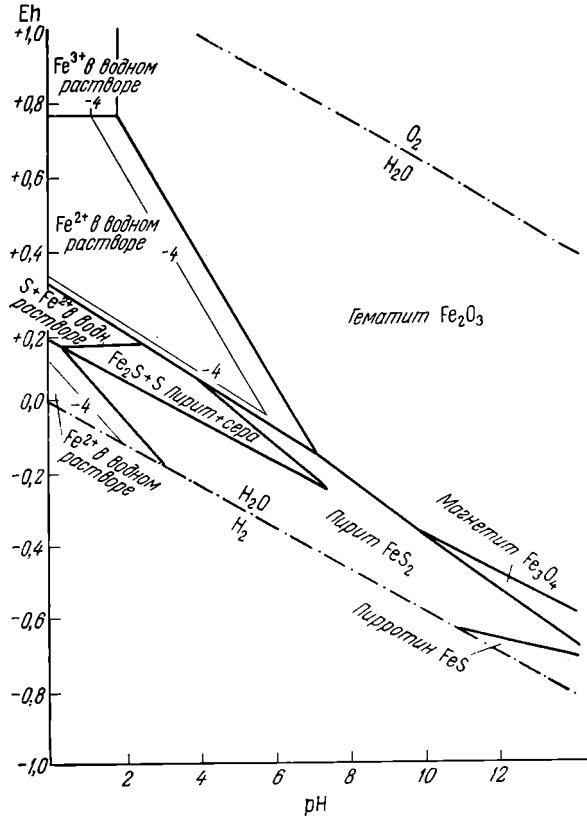


Рис. 124. Поля устойчивости окислов и сульфидов железа, выраженные в функции Eh и pH при температуре 25° С, 1 *атм* общего давления и активности растворенной серы, равной 10^{-1}; —4 — логарифм ионов железа. По *Р. М. Гаррелсу*

месторождений при отсутствии сульфидов. Часто выходы неизмененных магнетитовых и гематитовых руд наблюдаются непосредственно на поверхности. Поля устойчивости окислов и сульфидов железа, выраженные в виде функции Eh и pH при 25° С и 1 *атм* общего давления, по Р. М. Гаррелсу, показаны на рис. 124. Мартитизация магнетитовых таконитов, развивающаяся весьма широко и интенсивно в очень многих районах мира с образованием богатых мартитовых

руд в связи с выносом кремнезема, является результатом развития зоны окисления. Такие руды, которые ошибочно рассматривались как гидротермальные, широко распространены в Кривом Роге, КМА, в районе Верхнего Озера в США и др. Образование гидроокислов железа в магнетитовых рудах происходит лишь в незначительном масштабе. Но при наличии в рудах сульфидов в связи с воздействием на магнетит образующихся H_2SO_4 и $Fe_2(SO_4)_3$ разложение его происходит быстрее с образованием сульфатов железа (в частности, нередко развивающегося копиапита $2Fe_2O_3 \cdot 5SO_3 \cdot 17H_2O$), которые затем уже переходят в гидроокислы железа. При наличии сульфидов разлагаются также гематит и железосодержащие силикаты с образованием лимонита.

Таким образом, накопление бурых железняков в большинстве случаев происходит преимущественно или за счет сульфидов, содержащих железо, или же за счет окислов железа в присутствии сульфидов, или, наконец, в результате разложения карбонатов железа (сидерита и анкерита).

Зона окисления медных месторождений

Вследствие неустойчивости при процессах выветривания первичных минералов меди и обычно сопровождающих их сульфидов железа, зона окисления медных, особенно колчеданных, медных прожилково-вкрапленных, инфильтрационных и осадочных месторождений часто представлена весьма отчетливо.

В общем виде окисление наиболее распространенного первичного минерала меди — халькопирита — происходит по следующей схеме

$$CuFeS_2 + 4O_2 = CuSO_4 + FeSO_4.$$

После образования сульфата окиси железа по указанной выше схеме процесс окисления халькопирита ускоряется, причем нередко образуется и самородная сера:

$$CuFeS_2 + 2Fe_2(SO_4)_3 = CuSO_4 + 5FeSO_4 + 2S.$$

Иногда окисление протекает с образованием серной кислоты и сернистого ангидрида:

$$CuFeS_2 + 2Fe_2(SO_4)_3 + 2H_2O + 3O_2 = CuSO_4 + 5FeSO_4 + 2H_2SO_4;$$

$$CuFeS_2 + 2Fe_2(SO_4)_3 + 2O_2 = CuSO_4 + 5FeSO_4 + 2SO_2.$$

В условиях недостаточного снабжения кислородом, что происходит на более значительной глубине в зоне вторичного сульфидного обогащения, процесс окисления халькопирита протекает с образованием вторичных сульфидов халькозина и ковеллина:

$$5CuFeS_2 + 11CuSO_4 + 8H_2O = 8Cu_2S + 5FeSO_4 + 8H_2SO_4;$$

$$CuFeS_2 + CuSO_4 = 2CuS + FeSO_4.$$

Образование богатого медью халькозина, а также ковеллина приводит к обогащению данной зоны, что обусловливает большую ценность месторождений. В дальнейшем при развитии зоны окисления халькозин также окисляется с переходом в куприт, тенорит, а иногда и в самородную медь

$$4Cu_2S + O_2 = 4CuS + 2Cu_2O;$$

$$Cu_2S + 2O_2 = CuSO_4 + Cu,$$

или замещается гидроокислами железа. Диаграмма Eh—pH сульфидов и окислов меди и железа приведена по Н. С. Скрипченко на рис. 125.

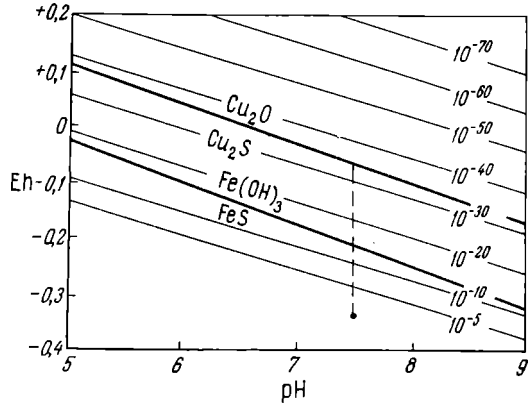


Рис. 125. Поля устойчивости сульфидов и окислов меди и железа при тех же условиях, что и на рис. 124. По *Н. С. Скрипченко*

При наличии карбонатной обстановки, например при окислении контактово-метасоматических месторождений, появляются обильные малахит и азурит путем реакции сульфата меди, образующегося при окислении медьсодержащих сульфидов, с карбонатами по схеме

$$2CuSO_4 + 2CaCO_3 + H_2O \rightleftarrows CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2 + 2CaSO_4 + CO_2,$$

или с бикарбонатными растворами

$$2CuSO_4 + 2Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2 + 2CaSO_4 + 4CO_2 + 2H_2O.$$

Другие первичные сульфиды меди (например, борнит) также окисляются в присутствии воды и кислорода или появляющегося сульфата окиси железа с образованием растворимого сульфата меди и нерастворимого в воде куприта. Окисление энаргита протекает с образованием арсенатов меди, которые в неактивной среде в присутствии серной кислоты неустойчивы и растворяются.

Следовательно, развитие зоны окисления медных месторождений выражается в выносе меди в связи с ее высокой миграционной способ-

ностью в кислых сульфатных растворах. Образование окисленных соединений меди происходит или в присутствии карбонатов, которые приводят к появлению карбонатов меди и облегчают возникновение разнообразных фосфатов, арсенатов и др., или путем адсорбции дисперсными веществами, например, кремнеземом (хризоколла), каолином, лимонитом, псиломеланом и др. Высокая миграционная способность меди является одной из причин формирования зоны цементации. В карбонатной обстановке эта зона почти не развивается.

В результате выщелачивания меди в верхней части зоны окисления медных месторождений образуются характерные ящичные текстуры лимонитов, являющихся вместе с кремнеземом остаточными продуктами изменения руд. Эти текстуры — хороший поисковый признак и могут указывать на присутствие в сульфидной зоне тех или иных рудных минералов.

Зоны окисления свинцово-цинковых месторождений

В свинцово-цинковых месторождениях при соответствующих климатических и геоморфологических условиях также развивается зона окисления, характеризующаяся своими особенностями.

Весьма интересна зона окисления свинцово-цинковых месторождений, залегающих в карбонатных породах, так как в этих случаях нередко наблюдаются большие изменения не только состава руд, но и их залегания. Существенное значение имеют также процессы, происходящие в зоне окисления полиметаллических месторождений, залегающих среди вулканогенных пород.

Окисление галенита происходит с образованием сульфата свинца — англезита по схеме $PbS+2O_2 = PbSO_4$. Подобным образом действует и окисный сульфат железа. Англезит обладает весьма малой растворимостью, но в условиях карбонатной среды оказывается неустойчивым и замещается церусситом.

$$PbSO_4 + CO_2 + H_2O = PbCO_3 + H_2SO_4 \quad \text{или}$$

$$2PbSO_4 + Ca(HCO_3)_2 = 2PbCO_3 + CaSO_4 + H_2SO_4.$$

При этом серная кислота под влиянием карбонатной среды быстро нейтрализуется и не мешает образованию церуссита. Последний весьма устойчив и иногда дает большие скопления, имеющие самостоятельное промышленное значение, например, в Ачисае (Южный Казахстан), Верхней Арше (Южный Урал) и др.

Вопрос о миграции свинца имеет большое значение не только для понимания процессов, происходящих в зоне окисления, но и для суждения о его выносе и возможности образования осадочных месторождений свинца. Отмечая весьма слабую миграционную способность свинца, С. С. Смирнов допускал некоторую миграцию этого металла при длительной проработке зоны окисления поверхностными водами и постоянном уровне грунтовых вод. При этом вынос свинца, по его

мнению, происходит на поздних стадиях развития зоны окисления под действием уже нейтральных и слабощелочных вод, т. е. когда роль аниона SO_4^{2-} сходит на нет. В кислых растворах, характерных для начальных и средних стадий, свинец может мигрировать при наличии руд, богатых пиритом, в условиях относительно сухого климата. При этом могут выпадать соединения типа плюмбоярозита.

Растворимость сернокислого свинца, по И. И. Гинзбургу, 42 *мг/л*, а углекислого свинца 1,1 *мг/л*, т. е. растворимость свинца вообще характеризуется низкими величинами. Несмотря на это наблюдается миграция свинца в зоне окисления, что приводит к образованию скоплений церусситовых руд.

Однако из-за малой миграционной способности свинца зоны вторичного сульфидного обогащения в свинцовых месторождениях не возникает. Окисление свинца приводит к последовательному образованию уже в начальные стадии развития зоны англезита, а также церуссита, лимонита и отчасти плюмбоярозита, затем церуссит получает преобладающее значение и сохраняется, если сульфаты полностью исчезают.

Окисление сфалерита происходит по схеме

$$ZnS + 2O_2 = ZnSO_4 \quad \text{или}$$

$$ZnS + Fe_2(SO_4)_3 = ZnSO_4 + 2FeSO_4 + S,$$

однако сульфат цинка обладает большой растворимостью и, в отличие от англезита, легко выносится. Растворимость $ZnSO_4$ составляет 366 000 *мг/л*.

С. С. Смирнов указывает на большую скорость окисления сфалерита в присутствии пирита и других сульфидов. В общем сфалерит разлагается быстрее, чем галенит и пирит.

Высокая миграционная способность цинка обусловливает его вынос из зоны окисления и рассеивание, что резко отличает его от свинца, с которым он теснейшим образом связан в зоне первичных сульфидных руд. Особенно интенсивно выносится цинк в условиях силикатной или любой некарбонатной среды.

В условиях карбонатной среды сульфат цинка взаимодействует с карбонатами, в результате чего образуется смитсонит:

$$MCO_3 + ZnSO_4 = ZnCO_3 + MSO_4.$$

Скопления смитсонита часто образуются уже вне контуров первичного рудного тела, нередко в лежащем боку его (Тетюхе в Приморье, Ачисай и др.). Известны образования смитсонитовых руд более чем в 100 *м* от первичного рудного тела. Недостаточный учет этого обстоятельства иногда приводил к тому, что при разведке свинцово-цинковых руд смитсонитовые залежи долгое время оставались невыявленными (Ледвиль, Ачисай). Поля устойчивости соединений свинца, цинка и меди показаны на рис. 126.

При развитии процессов окисления может происходить воздействие на смитсонитовые руды сульфата окиси железа и серной

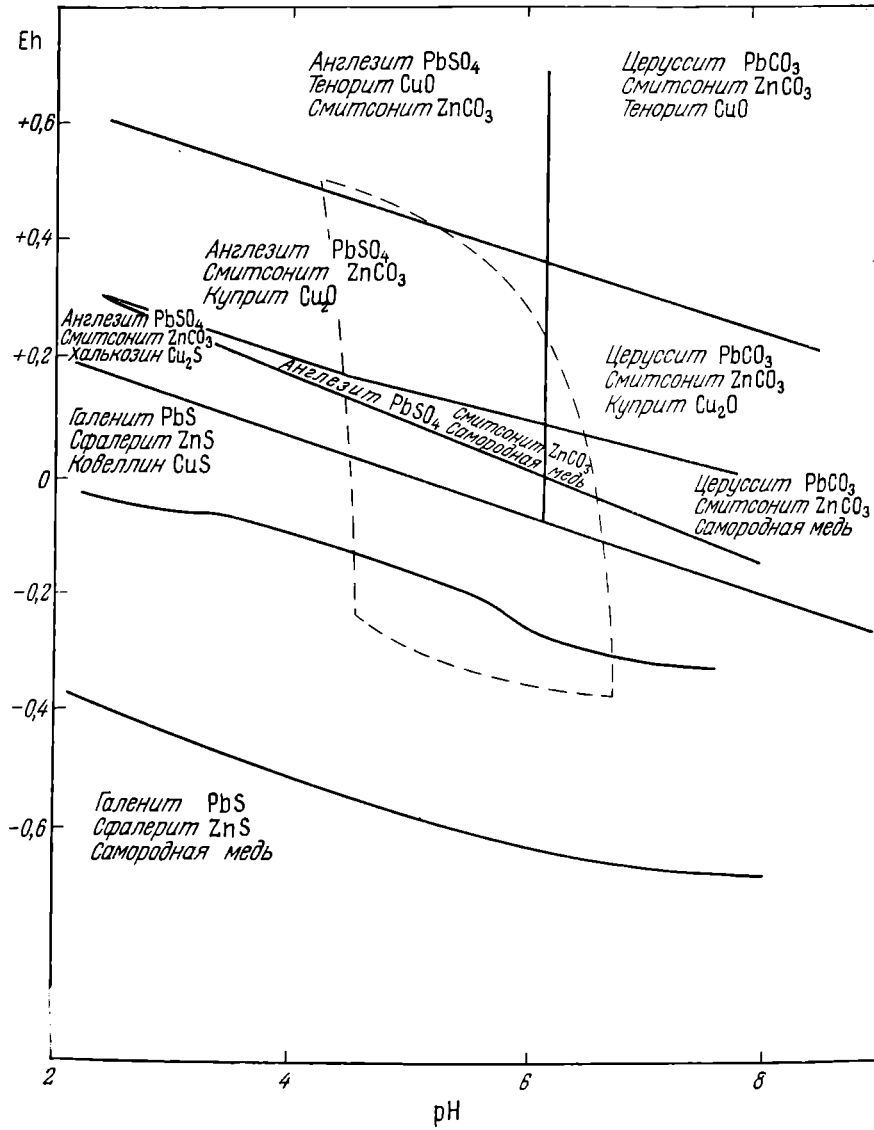


Рис. 126. Сводная диаграмма устойчивости сульфидов свинца, цинка, меди и продуктов их окисления при температуре 25° С и общем давлении 1 *атм*, при сумме растворенного карбоната, равной $10^{-1,5}$, и сумме растворенной серы, равной 10^{-1}. По *Р. М. Гаррелсу*

кислоты, в результате чего смитсонитовые руды становятся пористыми и в конечном счете могут быть нацело замещены гидроокислами железа.

Таким образом, цинк снова начинает мигрировать и может снова отлагаться в виде смитсонита более поздних генераций, характеризующихся более чистыми маложелезистыми разностями. При этом отложение поздних генераций смитсонита происходит не только метасоматически, но и путем заполнения образующихся пустот.

В ранние стадии окисления свинцово-цинковых месторождений происходит окисление сфалерита, галенита и других сульфидов и образование плюмбоярозита, церуссита и железистого смитсонита. В средние стадии церуссит получает исключительное развитие, сульфаты исчезают, смитсонит переотлагается в виде железистых и нежелезистых разностей, причем цинк частично выносится. В поздние

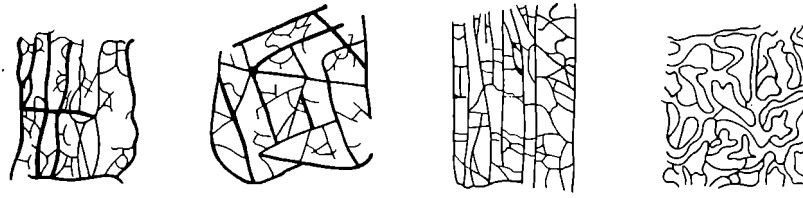


Рис. 127. Ящичные текстуры лимонитов, образованных за счет халькопирита (*а*), борнита (*б*), галенита (*в*) и блеклой руды (*г*). По *С. С. Смирнову*

стадии образуются чистые смитсониты и происходит отложение лимонита, состоящего, как это показал В. С. Колли, из смеси гетита и лепидокрокита.

При замещении полиметаллических руд гидроокислами железа образуются ящичные текстуры, по которым можно судить о первичных минералах (рис. 127).

Зона окисления молибденовых месторождений

Зона окисления в молибденовых месторождениях нередко развивается интенсивно и глубоко, что во многих случаях сильно влияет на их оценку. Некоторые такие месторождения представлены настолько значительной зоной окисления, что окисленные руды выделялись в качестве промышленного типа (Сорское месторождение в Западной Сибири). Зона окисления молибденовых месторождений детально изучалась Ф. В. Чухровым и Н. А. Акопян.

Наиболее широко распространенный в окисленной зоне рассматриваемых месторождений сложный водный окисел молибдена — молибдит — образуется при разложении молибденита в кислой среде в ре-

зультате взаимодействия появляющихся при этом сульфатов железа и молибдена:

$$2MoS_2 + 9O_2 + 2H_2O = 2(MoO_2 \cdot SO_4) + 2H_2SO_4;$$

$$4Fe(OH)_3 + 6MoO_2 \cdot SO_4 + 15H_2O \rightleftarrows 2(Fe_2O_3 \cdot 3MoO_3 \cdot 7\,\tfrac{1}{2}H_2O) + 6H_2SO_4.$$

В условиях карбонатной среды вместо молибдита образуется повеллит.

$$Ca(HCO_3)_2 + MoO_2 \cdot SO_4 \rightleftarrows CaMoO_4 + H_2SO_4 + 2CO_2.$$

В окисленной зоне молибденовых месторождений, содержащих свинец (например, в Шахтоме), иногда образуется вульфенит.

$$2MoO_2 \cdot SO_4 + O_2 + 2PbO + 2H_2O = 2PbMoO_4 + 2H_2SO_4.$$

В окисленной зоне молибденовых месторождений, наблюдается не только замещение молибденита молибдитом или повеллитом, но и его выщелачивание, однако при понижении кислотности растворов молибден быстро осаждается в виде молибдатов.

Ф. В. Чухров указывает на следующие условия миграции молибдена: 1) отсутствие осадителей, в частности, карбонатных пород или вод; 2) кислая среда; 3) малое количество осадков и бикарбонатный состав вод; 4) длительное развитие процессов окисления (например, для месторождений степной части Казахстана с мезозоя по настоящее время).

При повышенном количестве в рудах пирита иногда наблюдаются псевдоморфозы лимонита по молибдениту. Для лимонитов молибденовых месторождений характерны листоватые ящичные текстуры и отчасти зернистые текстуры с реликтами листоватых.

Зона окисления сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений

В сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождениях также нередко встречается отчетливо выраженная зона окисления. Обычно антимонит — наиболее распространенный первичный минерал сурьмяных месторождений, в поверхностных условиях окисляется с образованием сульфата сурьмы:

$$Sb_2S_3 + 6O_2 = Sb_2(SO_4)_3.$$

Сульфат сурьмы весьма неустойчив и даже в слабокислых растворах гидролизуется с образованием окислов сурьмы — сервантита (Sb_2O_4), стибиоконита ($Sb_2O_4 \cdot nH_2O$), и в меньшей мере валентинита (Sb_2O_3), кермезита (Sb_2S_2O) и др., дающих нередко тонкие смеси.

Миграция сурьмы в зоне окисления происходит в незначительных размерах и заметна только в поверхностных частях зоны окисления в связи с вымыванием растворами ранее образующихся рыхлых окислов сурьмы.

Киноварь (HgS) отличается большой устойчивостью в зоне окисления и поэтому часто присутствует в шлихах. Однако в условиях сухого климата и повышенного содержания в воде хлоридов киноварь разлагается с переходом в раствор сульфата ртути, который весьма неустойчив и легко восстанавливается с образованием самородной ртути. Последняя нередко встречается в зоне окисления месторождений и даже мелких проявлений по разломам (например, в г. Владивостоке, на западном склоне Урала и др.).

В зоне окисления ртутных месторождений нередко встречаются также кубическая модификация HgS — метациннабарит и каломель (HgCl). Монтроузит (HgO) встречается исключительно редко.

Зона окисления золоторудных и серебросодержащих месторождений и поведение золота и серебра при окислении других рудных месторождений, содержащих эти металлы

Вопрос о формировании зоны окисления золоторудных месторождений и о поведении золота в этих условиях имеет большое научное и практическое значение. Достаточно указать, что некоторые месторождения приобретают самостоятельное промышленное значение по золоту только в зоне окисления (например, железные шляпы колчеданных месторождений), в других месторождениях в зоне окисления не только изменяется форма нахождения, но и концентрация золота по сравнению с зоной первичных руд. Эти факты указывают на существенную миграцию золота в условиях развития зоны окисления и очень сильно влияют на оценку месторождений (рис. 128).

В зоне первичных руд золото встречается в самородном виде, часто в тонкодисперсном состоянии среди сульфидов, а также в виде теллуридов. Золото при выветривании освобождается от вмещающей массы в виде микрочастиц размером до 100 *мк* и в связи с большим удельным весом механически перемещается вниз и образует концентрации при выносе других неустойчивых компонентов. Микрочастицы размером 100—0,1 *мк* могут перемещаться нисходящими водами в виде суспензий по закону Стокса

$$v = \frac{2}{9} g \cdot \frac{D - D_1}{\eta} r^2 ,$$

где v — скорость оседания частиц, *см/сек*;
g — ускорение силы тяжести, равно 981 *см/сек*;
$D - D_1$ — разность плотностей частиц золота и воды;
r — радиус частиц;
η — вязкость воды.

Субмикроскопическое золото перемещается коллоидными и истинными растворами в виде хлоридов, что было показано В. Эммонсом, а также в виде сульфатов.

Установлено, что теллуриды золота легко разлагаются, причем золото выпадает в виде тонкодисперсного коричневого порошка (месторождение Крипль-Крик США). Признаками миграции золота в растворах, по М. Н. Альбову, являются:

1) более высокая пробность золота в зоне окисления;

2) установление содержания золота в рудничных водах;

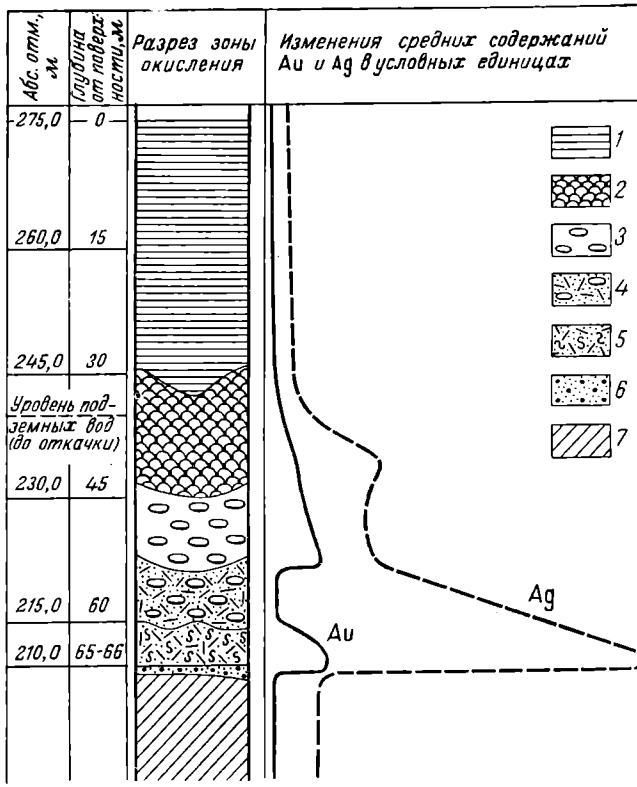


Рис. 128. Содержание золота и серебра в зоне окисления месторождения Майкаин, Казахстан. По *В. М. Крейтеру* и др.

1 — глины; *2* — бурые железняки; *3* — ярозиты; *4* — кварц-баритовая сыпучка с ярозитом; *5* — кварц-баритовая сыпучка с серой; *6* — колчеданная сыпучка; *7* — первичные колчеданные руды

3) ксеноморфизм золота по отношению к гипергенным минералам;

4) многократное увеличение содержания золота в зоне окисления.

М. Н. Альбов отмечает, что перенос тонкодисперсных частиц золота отмечается для некоторых месторождений Урала, но сульфатную форму переноса он, как и В. М. Крейтер, считает наиболее вероятной.

Что касается серебра, то в условиях зоны окисления самородное серебро и аргентит изменяются медленно, пираргирит и фрайбергит —

сравнительно быстро. Разложение указанных минералов ускоряется в присутствии сульфата трехвалентного железа и серной кислоты, что наблюдается при наличии сульфидов железа. В этом случае получается сульфат серебра, который неустойчив и легко восстанавливается до самородного серебра. Вообще, несмотря на относительную растворимость сульфата серебра, его миграция затруднена, так как в окисленной зоне существуют широкие условия для осаждения. Так, например, серебро в виде нерастворимых галлоидных соединений может легко осаждаться в присутствии хлоридов, в частности NaCl, которые часто присутствуют в водах. Гидрозоль AgCl легко образуется в реакциях обменного разложения растворимых солей серебра с щелочным хлоридом. Осаждение серебра происходит также в результате восстановления сульфата серебра различными соединениями, например, сульфатом двухвалентного железа, арсенидами, сульфидами меди, самородной медью, купритом, органическими соединениями и др. Влияние $FeSO_4$ как восстановителя серебра экспериментально доказано Куком:

$$Ag_2SO_4 + 2FeSO_4 \rightleftarrows 2Ag + Fe_2(SO_4)_3.$$

Таким образом, в строении зоны окисления и вторичного обогащения серебросодержащих месторождений отмечается следующая закономерность: в верхних частях зоны окисления в условиях кислотных вод и обильного снабжения кислородом и сульфатами трехвалентного железа развиваются галоидные соединения серебра — кераргирит AgCl, эмболит Ag(Cl, B) и др.; ниже, при понижении кислотности и концентрации кислорода, в водах возникает самородное серебро, а затем и аргентит, образующийся уже на границе с зоной вторичного обогащения; наконец, в самой нижней части, уже в условиях щелочных вод, вместе с самородным серебром и аргентитом развиваются сульфоантимониты и сульфоарсениды серебра.

Образование зоны вторичного обогащения для серебра сходно с условиями, отмеченными выше для золота, но при бо́льшей подвижности серебра в серебросодержащих месторождениях эта зона встречается чаще. Однако в отличие от золота серебро, показывающее в зоне окисления в общем случае также повышенные содержания по сравнению с первичной зоной, все же иногда подвергается выщелачиванию и в этих случаях содержание серебра становится даже ниже, чем в первичных рудах.

Зона окисления урановых месторождений

Зона окисления в урановых месторождениях также бывает представлена весьма интенсивно, а иногда имеет самостоятельное значение. Легкая разрушаемость ряда первичных минералов урана и особенно коффинита, урановой смолки и уранинита, большая растворимость многих соединений шестивалентного урана и широкие условия миграции урана являются предпосылкой для образования достаточно глубокой и интенсивно проработанной зоны окисления на многих

урановых месторождениях. При разрушении урановой смолки и уранинита уран в присутствии серной кислоты переходит в раствор в виде сульфатов четырех- и шестивалентного урана, причем в присутствии

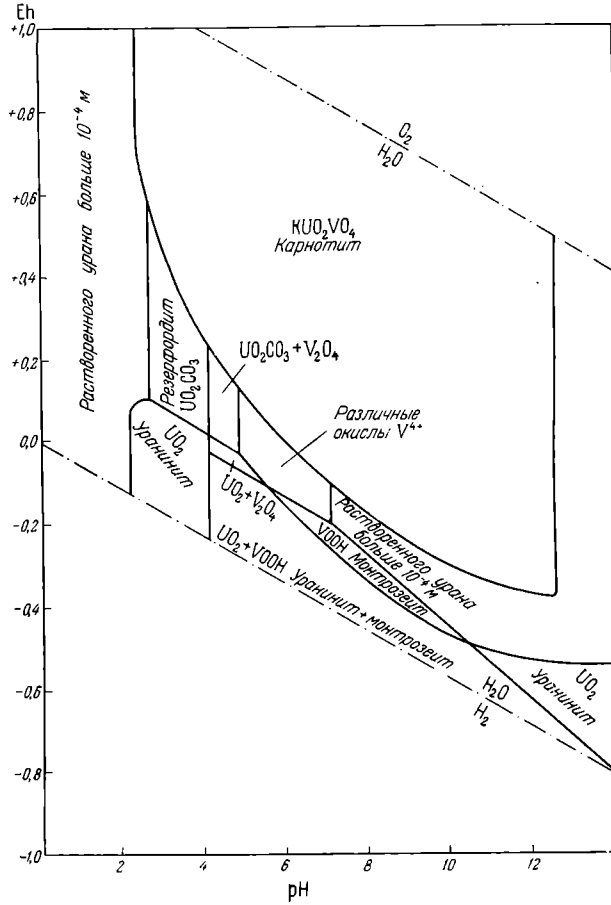


Рис. 129. Поля устойчивости соединений ванадия и урана при температуре 25° С и давлении 1 *атм*. Сумма растворенных карбонатных компонентов равна 10^{-1}, калиевых 10^{-3}, ванадиевых 10^{-3}. По *Р. М. Гаррелсу*

сульфата окисного железа в кислой среде четырехвалентный уран немедленно окисляется до шестивалентного.

$$U^{4+}(SO_4)_2 + Fe_2(SO_4)_3 + 3H_2O \longrightarrow (UO_2)^{2+}SO_4 + 2FeSO_4 + 2H_2SO_4.$$

Однако сульфат уранила может существовать только в кислых растворах и слабо вступает в реакции. При нейтрализации растворов

и их разбавлении образующиеся золи гидроокиси урана $[(UO_2) \times \times (OH)_2]n$ коагулируют, соосаждаются и сорбируются. В слабощелочной или нейтральной среде иногда образуются уранилкарбонатные комплексы типа $M(UO_2)(CO_3)_3$, которые распадаются при изменении pH.

В зависимости от содержания в рудах сульфидов и карбонатов процессы окисления развиваются по-разному. При малом содержании сульфидов урановая смолка в результате окисления и гидратации превращается в гидронастуран, который переходит в скупит, затем под влиянием щелочных силикатных растворов образуется соддиит, который, присоединяя кремнекислоту и кальций, переходит в уранофан. Общий ход окисления урановых месторождений в щелочной среде уранаты—уранил—карбонаты—уранил—силикаты. В кислой среде при наличии сульфидов образуются урановые слюдки и урансодержащие лимониты.

В результате интенсивной проработки зоны окисления урановых месторождений, по В. Г. Мелкову, возникает вторичная вертикальная зональность (сверху вниз):

1. Зона окисления

а) подзона силикатов урана, представленная уранофаном, а также другими минералами с примесью урана — гиалитом, кальцитом, лимонитом; эта подзона располагается у поверхности;

б) подзона урановых слюдок, преимущественно фосфорно-кальциевых. В случае присутствия в первичных рудах меди и мышьяка несколько ниже в этой же подзоне развиваются также медные и мышьяковые урановые слюдки (торберпит, ураноспинит, цейнерит);

в) подзона выщелачивания, где отсутствуют урановые минералы и лишь в нижней ее части наблюдаются остаточные урановые черни.

2. Зона вторичного обогащения (цементации), где накапливаются регенерированные урановые черни.

В экзогенных месторождениях урана зона окисления также развивается весьма отчетливо. Уран здесь бывает связан с лимонитом и реже с урановыми слюдками. В присутствии в осадках ванадия развиваются уранованадаты (тюямунит, карнотит). Поля устойчивости соединений урана и ванадия по Р. М. Гаррелсу показаны на рис. 129. Нередко, особенно в ураноносных углях, встречаются сульфат-карбонаты (шрекингерит).

Инфильтрационные месторождения

Общие данные

Инфильтрационными называются такие экзогенные месторождения, которые образуются путем переноса рудных веществ атмосферными водами и отложения их в зоне гипергенеза вне области их выщелачивания. Таким образом, эти месторождения весьма близки к осадочным эпигенетическим, особенно катагенетическим месторождениям, но отличаются от них тем, что источники руд находятся за пределами рудовмещающих пород, в иной геологической обста-

новке. Поэтому инфильтрационные месторождения следует отличать от последних.

Образование инфильтрационных месторождений обусловлено процессами гипергенеза и связано с наземными и особенно с подземными водами. Процесс образования инфильтрационных месторождений выражен тремя стадиями: 1) выщелачиванием водами рудных веществ из пород или руд и переводом их в растворы; 2) переносом их в растворах на то или иное расстояние; 3) отложением в новых физико-химических условиях в связи с переходом растворимых соединений в нерастворимые.

К числу инфильтрационных рудных образований относятся зоны цементации многих месторождений, которые были уже рассмотрены в главе о зоне окисления. В виде обособленных концентраций встречаются инфильтрационные месторождения урана, меди, ванадия, железа и некоторых других металлов.

Выщелачивание рудных компонентов в зоне гипергенеза

Выщелачивание рудных компонентов при образовании инфильтрационных месторождений может происходить из различных пород и минеральных концентраций, составляющих рудные проявления или месторождения. Выщелачивание водами и перевод рудных веществ в раствор зависит не только от состава пород и содержания в них соответствующих компонентов, но и от формы нахождения их в минеральном веществе пород. Различают подвижные и малоподвижные формы. Например, для урана подвижными формами нахождения являются легко растворимые минералы (урановая чернь, урановая смолка, уранинит и др.), а также присутствие его в межзерновых пленках, в жидких включениях и т. п.; малоподвижной формой оказываются его изоморфные примеси в трудно растворимых акцессориях, таких, как тантало-ниобаты, монациты и т. п. То же можно сказать и относительно других компонентов.

Наиболее благоприятны для выщелачивания и перевода в раствор металла являются обогащенные этим металлом породы; для урана — кристаллические породы древнего фундамента; для урана, меди и ванадия — вулканогенные породы, черные сланцы; для железа — ультраосновные, основные, карбонатные и другие породы содержащие железо; для меди — спилиты и порфириты.

А. И. Перельман показал, что содовые растворы, содержащие до 5% углекислого аммония, что соответствует распространенному типу природных вод, выщелачивают 40% и более всего урана, заключенного в породе. А. И. Германов привел данные о содержании урана в подземных водах Средней Азии в количестве $2{,}9 \cdot 10^{-3}$, т. е. в 10 раз выше кларка породы. Расчеты показывают, что столь же интенсивно выносятся фтор, стронций, кальций, магний, целый ряд таких элементов, как V^{4+}, Fe^{2+}, As^{3+}, а также Bi, Se и др.

Разрушающиеся в коре выветривания рудные проявления также могут быть источником переносимых водами рудных компонентов. Например, при окислении первичных руд многие рудные вещества не только фиксируются в зонах окисления и цементации, но в больших количествах выносятся далеко за их пределы.

Процессы выщелачивания зависят также от состава вод. Атмосферные воды богаты свободным кислородом, но бедны растворенными солями, количество которых составляет лишь несколько сотых долей процента. Однако в дальнейшем при просачивании они обогащаются ими, что особенно характерно для подземных вод. Благодаря этому, а также в связи с повышением их температуры растворяющая роль их увеличивается. Большое значение имеют их окислительно-восстановительные свойства (Eh) и кислотность — щелочность (pH), на которые большое влияние оказывают фотосинтезирующие бактерии.

Перенос и отложение рудных компонентов

Перенос рудных компонентов происходит в виде соединений, растворимых и устойчивых в условиях зоны гипергенеза. Р. М. Гаррелс рассчитал пределы устойчивости целого ряда минеральных соединений при различных Eh и pH в условиях атмосферного давления. Перенос рудных веществ осуществляется преимущественно в виде карбонатных, гумидных, реже сульфатных и других комплексов. В условиях зоны гипергенеза большое значение приобретают органические вещества, которые, по мнению В. Д. Келлера (1963 г.), могут быть сильными комплексообразователями. Закомплексованный катион не только заперт во внутренней части кольцевой структуры химического соединения, но и удерживается несколькими валентными координационными связями. Комплексные металлорганические соединения имеют важное значение для целого ряда металлов.

Отложение рудного вещества происходит в результате распада комплексных соединений, катионного обмена и сорбции. Особое значение имеют процессы внутрипластового окисления, развивающиеся в особой геологической и гидрохимической обстановке. Эти процессы особенно детально были разработаны и экспериментально проверены на примере урановых месторождений в песчаниках и аргиллитах континентального происхождения (А. И. Перельман, Л. С. Евсеева, Г. В. Грушевой, И. В. Гренер и др.).

Окислительно-восстановительные реакции имеют важное значение в переносе и отложении тех элементов, которые, обладая переменной валентностью, характеризуются резко различными по растворимости соединениями. К числу таких элементов относятся уран, шестивалентные соединения которого растворимы, а четырехвалентные нерастворимы, медь, ванадий и др. Примером рассматриваемых месторождений могут служить урановые, уран-ванадиевые и уран-медно-рудные месторождения плато Колорадо в США, месторождения урана в третичных конгломератах Нинге-Того в Японии и некоторые

другие. В перемежающихся пластах водопроницаемых песчаников среди сланцев и аргиллитов развивающееся внутрипластовое окисление нередко приводит к образованию рудных тел типа роллов (рис. 130).

Среди инфильтрационных эпигенетических месторождений Е. А. Головин и другие исследователи выделяют следующие типы:

1) месторождения, сформированные водами зоны аэрации и грунтовыми водами при асцедентном и десцедентном (изменение уровня грунтовых вод) их движении;

2) месторождения, образующиеся в результате движения напорных пластовых вод артезианских бассейнов.

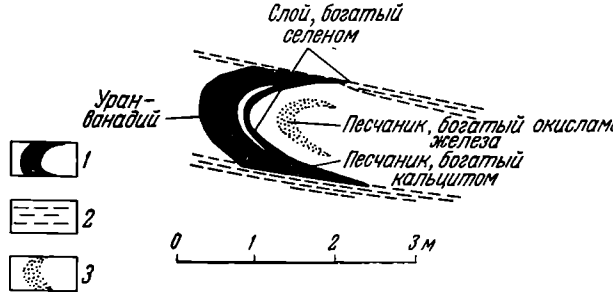


Рис. 130. Схема строения роллового тела с указанием комплекса рудных компонентов. По *В. И. Данчеву* и др.

1 — руда; *2* — аргиллит; *3* — песчаник

Эти месторождения существенно отличаются между собой как по условиям формирования, так и по характеру, составу рудных тел и их залеганию.

Образование инфильтрационных месторождений водами аэрации и грунтовыми

В отложении руд ряда металлов большое значение имеют восстановительные условия. Однако такие условия создаются не только в результате межпластового окисления и смены окислительной обстановки восстановительной, но также в результате восстановительного воздействия на инфильтрирующие растворы растительных остатков угольных пластов и прослоев, а также битумов нефтяного происхождения.

Примером месторождений, образованных в связи со скоплениями растительных остатков в древних руслах мезозойского времени, являются урановые месторождения свиты Чинл — Шайнарамп; эти русла выполнены конгломератами, песчаниками и аргиллитами (рис. 131). В результате восстановительных реакций из растворов выпадали

урановая смолка, урановая чернь и другие минералы, окислявшиеся впоследствии с образованием ванадатов, фосфатов и арсенатов урана (тюямунит, торбернит, отенит и др.). Выпадали также монтрозеит, окислявшийся в роскоелит, сульфиды и другие минералы. Важной закономерностью является развитие оруденения в пограничной зоне серых и красно-бурых песчаников.

В связи с органическими остатками развиваются также анаэробные бактерии, которые способны восстанавливать сульфаты с образованием сероводорода. Г. Адлер (1958 г.) в результате изучения изотопных соотношений S^{32}/S^{34} показал, что целый ряд урановых месторождений в США (Гранс-Лагуна, Гас-Хиллс и др.) формировались в условиях, благоприятных для жизнедеятельности анаэробных бактерий.

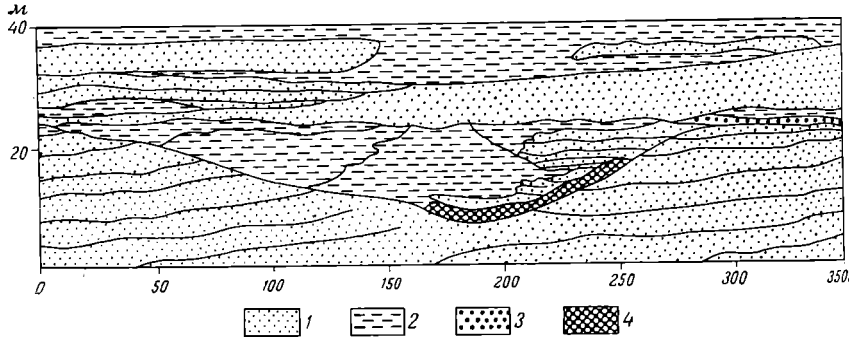


Рис. 131. Разрез через инфильтрационное месторождение урана в песчаниках древнего русла. Месторождение Уайт-Каньон. По *Трайсу*

1 — песчаники; *2* — сланцы; *3* — аргиллиты; *4* — урановые руды

Другим типом инфильтрационных месторождений являются месторождения урана, германия и других редких металлов в углях. В этих месторождениях рудоносны низкокачественные угли и лигниты. Наоборот, метаморфизованные угли-антрациты, как правило непродуктивны, вследствие легкого выноса в стадию метаморфизма указанных элементов, обладающих высокой подвижностью.

Формы связи металлов с органическими остатками отличаются большим разнообразием и сложностью. Наряду с образованием ураноорганических соединений в этих условиях развиваются реакции ионного обмена и сорбционные процессы. По данным Н. В. Шабарова, Г. В. Мура, А. Салаи и др., в образовании месторождений в углях, углистых сланцах и лигнитах первостепенное значение имеют гуминовые кислоты, приводящие к образованию гуматных комплексов. Это предположение, подкрепляемое экспериментальными исследованиями, дает объяснение образованию руд из растворов с низкими концентрациями металла. Г. В. Мур (1954 г.) показал, что лигниты и торф могут извлекать из сульфатных растворов урания до 98% содержащегося в них урана. Е. В. Рожкова экспериментально

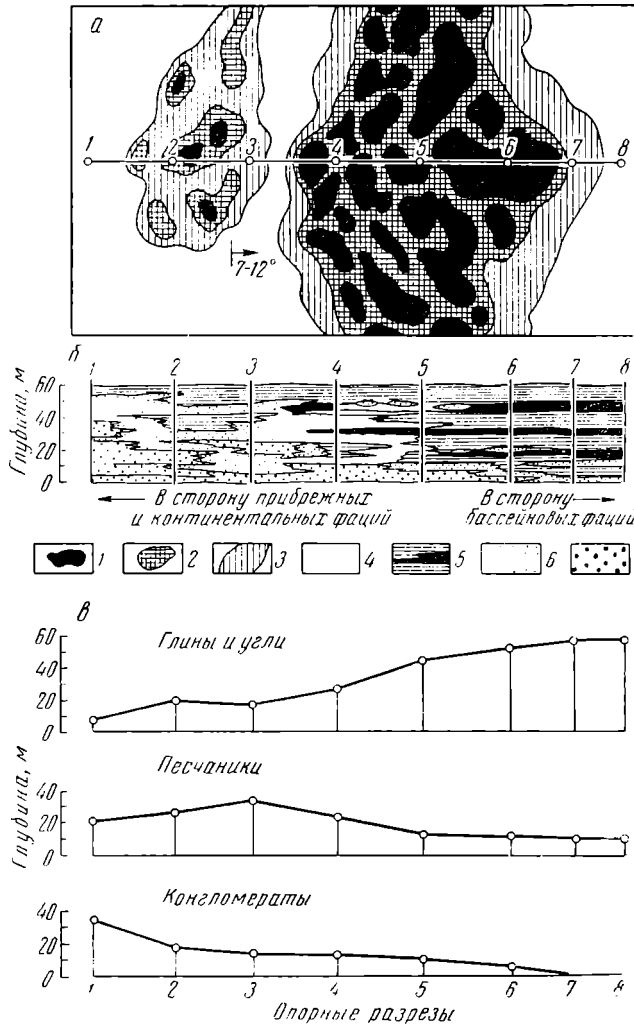


Рис. 132. Размещение урановых залежей в фациальном профиле угленосных отложений. По *В. И. Данчеву* и др.

а — морфология рудных залежей в плане (*1*, *2*, *3*, *4* — рудные концентрации в порядке убывания содержания урана); *б* — литолого-фациальный профиль вкрест простирания рудной залежи (*5* — угольный пласт в глинистой пачке, *6* — песчаники, *7* — гравелиты и конгломераты); *в* — размещение типов пород в профиле бассейна

установила, что количество сорбируемого урана находится в прямой зависимости от размеров сорбционной поверхности породы.

Уран фиксируется в форме сложных ураноорганических соединений, но, кроме того, образует скопления урановой смолки и черни; часто развивается шрекингерит. Месторождения этого типа встречаются в Северной и Южной Дакоте в США и в других странах и выражены узкими извилистыми залежами, нередко повторяющими форму рельефа фундамента (рис. 132). В. Вудманси (1958 г.) установил зависимость размещения месторождений от рельефа фундамента.

Осаждение и сорбция урана лигнитами происходит из грунтовых вод во впадинах вблизи поверхности, причем в связи с изменением базиса эрозии и понижением уровня грунтовых вод может происходить разрушение месторождения. Месторождения этого типа характеризуются следующими особенностями: 1) приуроченностью их к депрессиям; 2) пластообразной формой рудных тел, часто вытянутых в направлении подземных грунтовых потоков вдоль оси депрессии; 3) связью с рельефом фундамента и составом слагающих его пород, являющихся источником рудных веществ; 4) наличием вторичной зональности, выражающейся в развитии зоны окисления.

Третий тип рассматриваемых месторождений урана связан с битумами нефтяного происхождения. В результате возникновения геохимического барьера на стыке нефти и вод возникают восстановительные условия, в связи с чем происходит выпадение из растворов нерастворимых соединений четырехвалентного урана в виде коффинита и урановой смолки; выпадают также и сульфиды, что было установлено А. И. Зубовым (1962 г.). При большом распространении рудопроявлений этого типа среди них встречаются очень крупные месторождения с рудами, содержащими 0,20—0,25% урана.

Образование месторождений напорными водами артезианских бассейнов

Эта группа месторождений отличается тем, что они образуются в результате действия пластовых вод, превращающихся в напорные. Последние уже слабо реагируют на изменения, происходящие на поверхности в области их питания. Особенностью рассматриваемых месторождений является развитие внутрипластового окисления в связи с воздействием кислородсодержащих вод, проникающих вниз по водопроницаемым породам на различные глубины вплоть до весьма значительных. Эти месторождения также изучались в основном на примере урановых проявлений, причем среди них в различных странах известны очень крупные объекты с промышленными богатыми рудами.

Месторождения особенно часто связаны с континентальными красноцветными толщами песчаников и глинистых сланцев, окраска которых характеризует собой верхнюю зону поверхностного окисления (рис. 133). В этой зоне широко и интенсивно развиваются окислы и гидроокислы с высшей степенью окисления металлов — гидроокислы

железа (гидрогетит, гидрогематит и др.), марганца (псиломелан, пиролюзит), ярозиты и т. п., чем и объясняется их окраска. Ниже выделяется зона внутрипластового окисления, возникающая в водопроницаемых песчаниках, переслаивающихся с глинистыми сланцами или аргиллитами. Эти породы также окрашены в бурый цвет в связи с развитием гидроокислов железа. По данным М. Ф. Каширцевой (1963 г.), окислительно-восстановительный потенциал в этой зоне изменяется от +150—200 *мв* до нуля. При этом возникает восстановительный барьер, что выражается в появлении серой, темно-серой или зеленоватой окраски в связи с присутствием неокисленных

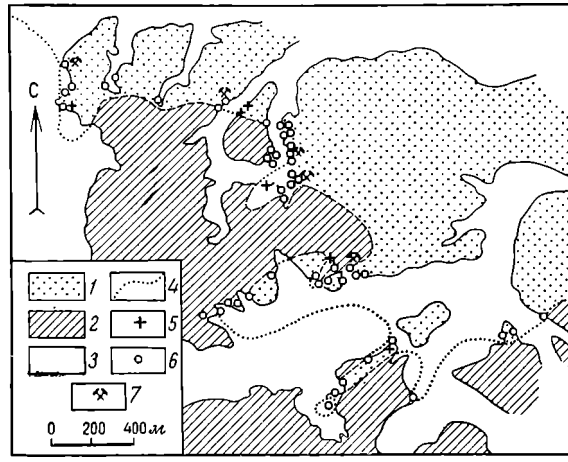


Рис. 133. Локализация месторождений в пограничной зоне серых и красных песчаников. По *Р. Викерсу*

1 — серые песчаники; *2* — красные песчаники; *3* — эродированные песчаники; *4* — граница между серыми и красными песчаниками; *5* — урановая минерализация; *6* — радиоактивные аномалии; *7* — горные выработки

железосодержащих минералов — глауконита, пирита и др., а также органических остатков. Окислительно-восстановительный потенциал в этой зоне изменяется до 180—200 *мв*.

Окислительно-восстановительный барьер характеризует собой резкое изменение геохимических условий, с чем связано выпадение таких минералов как урановая смолка, урановая чернь и др.

Наряду с месторождениями, имеющими связь с зоной аэрации, В. Келли (1955 г.) выделяет месторождения, которые образовались в анаэробной зоне на глубинах сотни метров и более. При формировании таких месторождений внутрипластового окисления, по-видимому, не происходило, воды просачивались по проницаемым породам, и восстановительный барьер возникал главным образом в связи с присутствием органических веществ. Вторичная зональность здесь не проявлена. При значительной глубине температура растворов

в связи с геотермическим градиентом иногда достигала 100° С. Для этих месторождений большое значение имела «восстановительная емкость», характеризующаяся количеством веществ (в частности органических), участвующих в процессах восстановления.

Выщелачивание органических соединений и других компонентов нередко приводит к образованию осветленных зон, ширина которых достигает десятков метров. Воздействие растворов на породы, которые представлены не только красноцветными песчаниками, но в ряде

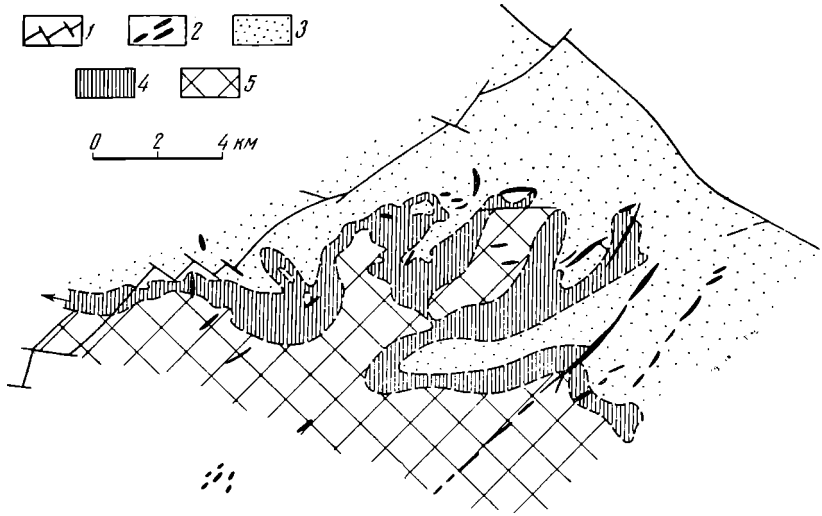


Рис. 134. Инфильтрационное месторождение урана, сформированное напорными водами артезианского бассейна на границе пластового окисления

1 — тектонические нарушения; *2* — базальты; *3* — зона пластового окисления; *4* — зона уранового оруденения; *5* — эпигенетически неизмененные породы

случаев также и карбонатными, приводит к изменению кислотности-щелочности вод и к выносу кремнезема, который отлагался затем в участках оруденения в виде опала. Происходило также переотложение карбонатов при проникновении вод в карбонатные породы, особенно в участках разрушающихся нефтеносных структур (А. К. Лисицын, 1965 г.).

Восстановителями при образовании месторождений обычно являлись угли, лигниты, остатки флоры и вообще растительный детрит, битумы и др. При более или менее равномерном распределении органических веществ в водопроницаемом пласте образующиеся урановые рудные тела так же, как и в безнапорных пластовых водах, имеют серповидную, лентообразную, иногда сложную форму. Такие рудные тела иногда имеют весьма большие размеры по протяжению и мощности. Вообще рассматриваемые месторождения имеют гораздо боль-

ший масштаб, чем месторождения, образованные безнапорными пластовыми водами.

Примером месторождений этого типа могут служить урановые месторождения плато Колорадо, в частности, месторождения Гранд-Джакшн, Лагуна, а также очень крупные месторождения, связанные с битумами, — Амброзия-Лейк. Месторождения рассмотренной группы известны и в других странах (рис. 134).

Генезис месторождений этой группы до последнего времени является предметом широких дискуссий. Например, многие американские и некоторые английские исследователи, в том числе В. Маккелви, Д. Эверхард, Р. М. Гаррелс, Ч. Ф. Парк до сих пор относят эти месторождения к гидротермальным. Основанием для этого они считают эпигенетичность оруденения, многокомпонентный и часто полиминеральный состав руд, приуроченность месторождений к линейным зонам (Л. Келли) и проявление осветления пород. Последние две особенности, особенно четко выраженные в месторождении Амброзия-Лейк, приводят к выводу и о двухэтапности оруденения. На основании данных определения абсолютного возраста месторождений плато Колорадо возраст оруденения отличается на 60—70 млн. лет от возраста вмещающих отложений.

И все же эти доводы, в общем подтверждающиеся последними данными, не являются достаточными и свидетельствуют только о пока еще слабых знаниях инфильтрационных и катагенетических экзогенных процессов. Исследования А. И. Перельмана, Л. С. Евсеевой, М. Ф. Каширцевой, А. К. Лисицына, Г. В. Грушевого, а также И. В. Гренера и других дают достаточные основания для выделения этой группы экзогенных месторождений. Дискуссионным остается лишь вопрос их принадлежности к инфильтрационным или осадочным эпигенетическим месторождениям, связанным с явлениями катагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

Андерсон Г. Окисление сульфидов меди и вторичное сульфидное обогащение. В сб. «Проблемы рудных месторождений». М., изд-во иностр. лит., 1958.

Гаррелс Р. Минеральные равновесия. М., изд-во иностр. лит., 1962.

Гинзбург И. И. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. I. Типы и морфология древней коры выветривания. Тр. ИГН, вып. 80. М., изд-во АН СССР, 1946.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 2. Геохимия и геология древней коры выветривания. Тр. ИГН, вып. 81. М., изд-во АН СССР, 1947_1.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания, ее минералы и месторождения полезных ископаемых. Юбилейн. сб. «XXX лет Октябрьской революции». М., изд-во АН СССР, 1947_2.

Гинзбург И. И., Ольшанский Я. И., Белецкий В. В. Экспериментальные исследования по окислению сульфидов. Тр. ИГЕМ, вып. 59. М., изд-во АН СССР, 1961.

Евсеева Л. С. и Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомиздат, 1962.

Келлер У. Д. Основы химического выветривания. В сб. «Геохимия литогенеза». М., изд-во иностр. лит., 1963.
Крейтер В. М. и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Куликова М. Ф. Поведение рассеянных элементов в зоне окисления полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1962, № 2.
Перельман А. И. Ряды миграции химических элементов в коре выветривания. Докл. АН СССР, т. 103, № 4, М., изд-во АН СССР, 1955.
Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. I. Процессы выветривания и их распределение. М., изд-во АН СССР, 1934.
Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., изд-во АН СССР, 1951.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. Изд. 2. М., изд-во АН СССР, 1962.
Щербина В. В. К геохимии зоны окисления рудных месторождений. «Сов. геология», 1955, сб. 43.
Щербина В. В. Геохимическая эволюция зоны окисления сульфидных месторождений. Докл. сов. геологов. XXI сессия Междунар. геол. конгресса. Проблема «Геохим. циклы». М., изд-во АН СССР, 1960.

Глава XI

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ОБЩИЕ ДАННЫЕ

Осадочные месторождения представляют собой большую группу экзогенных месторождений, которые в отличие от месторождений зоны гипергенеза образуются при воздействии экзогенных процессов в большем или меньшем удалении от первичных источников рудных веществ или вне связи с какими-либо определенными источниками. В данную группу входят месторождения углей, химического, керамического и цементного сырья, разнообразных строительных материалов, а также многие месторождения железа, марганца, бокситов и ряда благородных и редких металлов. В последние годы выяснилось, что к числу осадочных относятся также многие месторождения урана, германия, ванадия, циркония, бериллия, титана и др. Таким образом, значение осадочных месторождений в настоящее время достаточно важное, а для некоторых полезных ископаемых даже преобладающее. Расширение номенклатуры полезных ископаемых, встречаемых в осадочных образованиях, привело и к более глубокому их изучению и, следовательно, к выявлению целого ряда новых закономерностей. Факторы физического и химического выветривания (климат, геоморфологические условия, определявшиеся тектоническим режимом соответствующего участка земной коры, и состав исходных пород) были рассмотрены выше. Они имеют первостепенное значение не только для образования месторождений коры выветривания, но также и для формирования осадочных месторождений.

Осадочный материал перемещается от места его образования водными потоками, ветром, ледниками, а также под влиянием силы

тяжести. При этом кроме климата и литологического состава исходных пород большое значение приобретают геоморфологические условия, в частности, рельеф водосборной площади. Происходящая при переносе водными потоками механическая сортировка материала, приводящая к образованию месторождений, зависит от скорости течения потоков, характера дна, изгибов реки, ее глубины и ширины, от количества переносимого материала и т. п. При этом сортировка происходит и по крупности обломков, и по удельному весу. Существенное значение имеет также форма обломков. Перенос вещества происходит в виде механических взвесей, а также в коллоидных или истинных растворах.

Отложение протекает по разному в зависимости от формы переноса. В одних случаях отложение происходит механическим путем на суше или в водоемах, в других — в водоемах из вод, в которых те или иные вещества находились в растворенном состоянии, в третьих — тем и другим способом.

Со стадией седиментогенеза часто теснейшим образом связана стадия диагенеза осадка, представляющая собой превращение осадка в породу. При этом именно диагенез нередко и приводит к образованию рудных концентраций. С диагенезом связываются химические изменения, приводящие к минералообразованию в окислительной и восстановительной обстановке и локальному уплотнению осадков (Н. М. Страхов).

Стадия позднего диагенеза представляет собой изменение осадка после его уплотнения в связи с давлением налегающих пород и изменением текстуры породы, а также в результате дегидратации и появления новых устойчивых модификаций минералов. Эта стадия протекает гораздо более длительно и смыкается с процессами катагенеза и эпигенеза породы.

Осадочные месторождения могут формироваться на разных стадиях процесса, что обусловливает их особенности и отличия. Различают механическое, химическое и биохимическое осаждение. Механическое осаждение приводит к образованию металлоносных россыпей в пределах континента или прибрежных частей водоемов (озер и морей).

Химическое осаждение рудных веществ в водоемах протекает более сложно. По мнению Л. В. Пустовалова, при химической осадочной дифференциации происходит последовательное осаждение в водоемах сначала окислов железа, затем окислов марганца, кремнезема, силикатов железа и карбонатов и, наконец, солей. Однако, как показали Н. М. Страхов, Д. Г. Сапожников, А. И. Перельман и другие, выделяются группы элементов, которые при химическом осаждении ведут себя различно, подчиняясь особым геохимическим закономерностям. В схеме химической дифференциации кроме того не была учтена роль биохимического фактора, а также связь между тектоническими процессами (эпохами диастрофизма) и химической последовательностью выпадения осадков. Накопление рудного вещества в водоемах является результатом не одного, а целого ряда

различных факторов. В последнее время большое значение придается явлениям диагенеза и катагенеза, которые часто неотделимы от осадочного процесса в целом.

СПОСОБЫ ПЕРЕНОСА И ОТЛОЖЕНИЯ ВЕЩЕСТВ В СТАДИЮ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Отложение рудного вещества может происходить механическим путем под влиянием силы тяжести при механическом переносе его водными потоками, затем из коллоидных растворов при коагуляции в результате добавления электролитов и взаимодействия разнозаряженных золей, из истинных растворов в результате химических реакций и испарения, а также биохимическим путем. Механическое осаждение и накопление рудного материала зависит от физико-географических и тектонических условий (изменение базиса эрозии, выравнивание рельефа, пенепленизация), а также от устойчивости рудных минералов, их удельного веса, размеров и формы частиц и подробнее рассматривается при изложении процессов образования россыпей.

Более сложным путем происходят перенос и отложение рудного вещества в водоемах. Можно наметить следующие способы сингенетического отложения рудного вещества из растворов.

1. Реакции гидролиза в связи с изменением pH среды. Такие реакции могут осуществляться при нейтрализации кислых сульфатных и иных растворов, образующихся в связи с химическим выветриванием и окислением месторождений.

Для соединений, требующих сильно кислых растворов, редко встречающихся в природе, очевидно указанный способ отложения имеет ограниченное значение.

2. Окислительно-восстановительные реакции играют важную роль. Связанное с этими реакциями изменение валентности ряда металлов, например железа, марганца, ванадия, урана, молибдена и других, приводит к гидролизу и выпадению осадка. Так образуются лимонит, пиролюзит, монтроземт ($V_2O_3 \cdot H_2O$) и др. В. В. Щербина отмечает, что восстановительные реакции с переводом, например, ванадия в трехвалентную форму, Mo, U, Re — в четырехвалентную, Cu, Ge — в одновалентную и т. п., приводят к их концентрации и образованию месторождений. Так образуются месторождения германия, урана и молибдена в углях.

3. Реакция с образованием в осадках труднорастворимых солей. Таким путем образуются фосфаты кальция — фосфориты, сульфаты стронция — целестины и др.

4. Коагуляция золей и раскристаллизация гелей приводит к образованию не только железорудных, марганцовых, бокситовых месторождений, но также медных и др.

5. Сорбция органическими и неорганическими соединениями (монтмориллонитом, доломитом, каолинитом, лимонитом, бурым углем и т. п.) металлов, например урана, ванадия, молибдена и др.

Экспериментальные работы Е. В. Рожковой и О. В. Щербак показали, что накапливающиеся в том или ином сорбенте количества металла могут достигать целых процентов и зависят от сорбционной поверхности сорбента.

6. Отложение в результате биогенных процессов. Так образуются месторождения углей, диатомитов, органогенных известняков, органогенных фосфоритов, урана в рыбных остатках и т. п.

РОЛЬ ДИАГЕНЕЗА ОСАДКОВ В РУДООБРАЗОВАНИИ

Основываясь на изучении процессов диагенетического минералообразования в современных водоемах и на том, что состав грунтовых иловых растворов и наддонной воды совершенно различен, Н. М. Страхов и вслед за ним другие исследователи пришли к выводу о большом значении в рудообразовании процессов диагенеза, протекающих в осадках водоемов. Эти процессы выражаются в деятельности бактерий. Вследствие разрушения организмов органическое вещество медленно убывает из илов и обогащает грунтовые растворы продуктами распада — CO_2, H_2, NH_3 в результате чего pH их падает, а окисляемость растет. Увеличивается также и щелочность, так как свободная CO_2, реагируя с $CaCO_3$ осадка, переводит его в раствор в виде $Ca(HCO_3)_2$. Накапливается также углекислый аммоний, в связи с чем O_2 из илового осадка медленно исчезает, и среда из окислительной превращается в восстановительную. Это приводит к тому, что гидроокислы железа и марганца превращаются в закисные соединения, которые как более растворимые накапливаются в грунтовом растворе. Вместе с ними, по мнению Страхова, по-видимому, переходят в раствор захваченные малые элементы — Cu, Ni, Co, Pb, Zn, P и др. Некоторое значение имеют также явления десорбции малых элементов, захваченных из морской воды речной мутью в процессе коагуляции. Таким образом, грунтовый (поровый) раствор отличается от наддонного раствора высокой концентрацией малых элементов, достигающей в тонкозернистых слабо промываемых осадках состояния насыщенных растворов. В связи с этим происходят диффузия рудных элементов из водной среды в осадок и их осаждение, но уже в существенно иной минеральной форме.

Н. М. Страхов относит к диагенетическим следующие четыре группы минералов: 1) все карбонатные — сидеритовые, анкеритовые и родохрозитовые образования, а также сульфидные соединения закиси железа и некоторых других металлов — пирит, марказит, миллерит и др; 2) силикаты железа и марганца, а также глауконит; 3) доломит; 4) монтмориллонит, бейделлит, палыгорскит и ряд цеолитов. Н. М. Страхов считает, что для малых металлов «не водная масса бассейна с протекающими в ней процессами химического и биологического осаждения, а среда осадка с ее физико-химической обстановкой является основной предпосылкой для рудообразования».

Таким образом, руды седиментационного и диагенетического происхождения различаются тем, что для первых рудообразование

происходит при осаждении, а диагенез приводит лишь к минералого-структурному оформлению руд, в то время как для вторых рудообразование происходит главным образом при диагенезе.

Д. Г. Сапожников различает условия диагенетического рудообразования в осадках, связанных с водной средой отложения, и в осадке, уже отделенном от нее слоем новых образований. В первом случае между водной массой и осадком устанавливается подвижное равновесие: придонная вода — грунтовый раствор — твердая фаза осадка, нарушение которого и определяет направление процесса в водоемах и зависит от сезонных изменений в связи с растворением минеральных веществ и выпадением новых соединений. Таким способом, а также путем диффузии из водной среды происходит накопление небольших скоплений цветных и редких металлов. Во втором случае диагенетическое перераспределение рудных элементов определяется поведением активного компонента, с которым они связаны, например, фторапатита в месторождениях фосфоритов (в его составе иногда наблюдаются уран и редкие элементы), органического вещества, с которым часто связаны уран, германий, молибден и другие элементы, пирита, содержащего никель, кобальт, селен и др. При избытке органических веществ рудные минералы легко восстанавливаются, переходят в растворимые соединения и освобождают захваченные примеси, поступающие в перераспределение.

Д. Г. Сапожников считает, что для диагенетических руд характерны оолиты, сферолиты и конкреции, а также более высокое и менее выдержанное содержание металлов, чем для седиментационных концентраций тех же элементов. Рудные тела имеют линзообразную, гнездообразную и пластообразную форму, причем они могут быть и не вполне согласными со слоистостью, а пересекать ее. Диагенетические руды могут формироваться не только в морских, но также и в континентальных толщах, причем в этих условиях они часто образуют концентрации около остатков растений.

КАТАГЕНЕТИЧЕСКОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Выделение рудных образований стадии катагенеза имеет важное значение, хотя и представляет значительные трудности вследствие недостаточной разработки необходимых критериев. Практически к такого рода образованиям относятся эпигенетические рудные концентрации, связанные с перераспределением рудных элементов в осадочных породах, сформировавшиеся после диагенеза и литификации, но еще до метаморфизма этих пород. С катагенезом связано перераспределение и обогащение рудными минералами цемента, замещение ими оолитов, развивающихся по сферолитам, замещение органических веществ, которые продолжают играть важную роль и в этой стадии накопления рудного вещества в виде конкреций, и т. п.

Перераспределение рудных веществ в эту стадию в большой мере связано с действием пластовых подземных вод, растворяющих те

или иные минеральные вещества и отлагающих нерастворимые соединения, содержащие рудные компоненты.

При разрушении в стадии катагенеза разрушаются терригенные зерна (особенно те, которые часто содержат рудные компоненты), например, биотит, содержащий железо, титан, цинк; полевые шпаты, содержащие повышенные количества бария, свинца и других элементов; амфиболы, пироксены и др. Эти компоненты могут реагировать с выделяющимся при разложении органического вещества сероводородом и приводить к выпадению сульфидов железа — пирита, марказита, мельниковита, а также сульфидов ванадия, меди, цинка, свинца и др. Подобные образования, накладывающиеся на первичные накопления рудных элементов при седиментации, приводят к образованию более высоких концентраций, особенно таких геохимически подвижных элементов, как уран, медь, ванадий. Нередко они выражены зонами мелких трещин, обычно не выходящих за пределы данного пласта или литологического горизонта.

На данной стадии органическое вещество теряет сорбционные свойства, при этом часть ранее сорбированных рудных веществ снова переходит в растворенное состояние, а в других, наоборот, происходит образование металлоорганических комплексов и поглощение органикой из вод малых и редких металлов.

Рудные скопления этой стадии представлены вкрапленностью рудных минералов, гнездами и линзами, часто секущими слоистость. Нередко они приурочены к погребенным древним руслам, к поверхностям внутриформационных размывов или к участкам повышенной трещиноватости.

Катагенетические рудные образования сходны с метаморфогенными проявлениями, но отличаются от них отсутствием заметных следов метаморфизма руд и вмещающих пород, а от гидротермальных проявлений — отсутствием связи с магматическими породами, и сопровождающего их гидротермального метаморфизма вмещающих пород, а также характером структур, отсутствием многостадийности минерализации и характерными минеральными парагенезисами. Но наиболее близки они к инфильтрационным месторождениям, от которых отличаются главным образом перераспределением рудных веществ в самих вмещающих осадочных породах, которыми они были обогащены еще в стадии сингенеза. Как показал В. И. Данчев (1966 г.), многие месторождения формировались в течение двух или трех последовательных стадий сингенеза, диагенеза и катагенеза.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ ЭЛЕМЕНТОВ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Дифференциация элементов при осадочном процессе является результатом проявления ряда различных факторов. Выделяются группы элементов, осаждение которых подчиняется общим закономерностям, в связи с чем они нередко образуются совместно или же проявляются в близком соседстве. По сопоставлению схем

распределения рудных фаций и кларковых содержаний компонентов Н. М. Страхов выделяет следующие группы.

1. Группа кластофильных элементов — железа, марганца, фосфора и глинозема. Рудные фации этих элементов располагаются последовательно по отношению к береговой линии на фоне пониженных кларков их и приурочиваются к грубозернистым отложениям — пескам, алевритам и т. п.

2. Органическое вещество и кремнезем. Рудные фации их — горючие сланцы, диатомиты или опоки — возникают в областях тонкозернистых отложений, где наблюдаются максимальные их кларки. По сравнению с элементами первой группы они распространены на более значительных, хотя также ограниченных площадях.

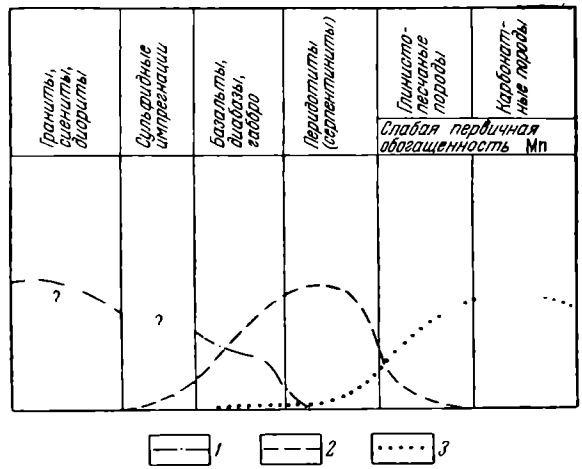


Рис. 135. Распределение железных, марганцевых и бокситовых руд по породам субстрата.
По *Н. М. Страхову*

1 — бокситы; *2* — железные руды; *3* — марганцевые руды

3. Кальцит и доломит. Эти образования развиваются как в прибрежных условиях, так и вдали от берега, причем грани между кларковыми содержаниями и рудными фациями стираются. Нередко они слагают бо́льшую часть площади бассейна (например, верхний мел Русской платформы, современные отложения Атлантического океана и др.).

4. Галогенные отложения (гипсы, каменная соль, калийные соли) и угли. Эти отложения образуются только в зонах лагун, обрамляющих моря.

Накопление компонентов указанных групп происходит по-разному. Для первой группы элементов важен источник материала (рис. 135). При отсутствии обогащенных железом, марганцем и глиноземом пород, подвергавшихся выветриванию и размыву, условия для образования соответствующих месторождений Н. М. Страхов

считает неблагоприятными. Что же касается медных, свинцовых, хромовых, никелевых, кобальтовых и редкометальных месторождений, то при отсутствии обогащенных этими элементами пород или же коренных скоплений их осадочных месторождений образовываться не может. Наоборот, накопление рудных фаций, легкоподвижных элементов, в частности Na, K, Ca и Mg, не связано, по-видимому, с составом пород водосборных площадей.

Н. М. Страхов обращает внимание на зависимость размещения фациальных типов руд от основных структур земной коры (рис. 136).

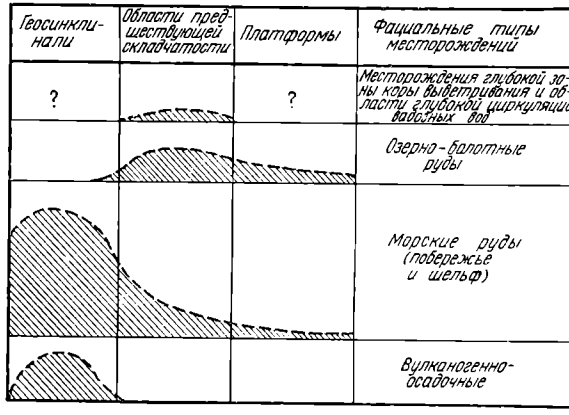


Рис. 136. Размещение фациальных типов руд по основным структурам земной коры. По *Н. М. Страхову*

Он также отмечает, что чем меньше кларк элемента в земной коре и чем менее геохимически подвижен данный элемент, тем более отчетлива связь его осадочных месторождений с литологическим составом пород водосборных площадей и обогащенностью им исходных пород.

ТИПЫ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА ПО Н. М. СТРАХОВУ

Образование осадочных месторождений определяется целым рядом факторов, которые прежде всего зависят от условий выветривания, денудации, переноса и отложения. Эти факторы объединяются под общим названием седиментогенеза. Н. М. Страхов выделяет следующие четыре типа осадочного процесса: 1) ледниковый; 2) гумидный; 3) аридный; 4) подводно-вулканический.

Ледниковый тип характеризуется ледниковыми отложениями на континентах, покрытых или покрывающихся ледниками. Эти отложения являются механическими осадками, так как химическое и биохимическое осаждение вследствие преобладающих в этих условиях низких температур существенной роли не играет. Осадки характеризуются разнородностью состава, отсутствием слоистости,

крупностью материала (морены). Выделяют формации осадков материковых и горных оледенений. В них иногда встречаются россыпные месторождения.

Гумидный тип осадочного процесса выражается в последовательном развитии более или менее мощной коры выветривания с переносом и отложением продуктов этого выветривания в озерах, морях и континентальных зонах влажных равнин. Преобладание осадков над их испарением приводит к развитию органического мира, обусловливающего гумидный характер зоны. Седиментогенез протекает в условиях действия механических, физико-химических, химических и биохимических процессов. В зависимости от климата седиментогенез различен: в приполярных и аридных областях (Печора, Северная Канада) господствует механическое выветривание и осаждение с миграцией вещества в виде взвесей; в умеренном поясе вещество переносится в виде взвесей и в растворенном состоянии, в тропическом поясе растворимость и подвижность элементов становится наибольшей. Таким образом, разные в климатическом отношении части данной зоны поставляют различный материал, неодинаково подготовленный к седиментации. Агенты переноса — реки, в меньшей мере ветер и грунтовые воды.

Осаждение из растворов наиболее характерных для данного типа соединений Fe, Mn, Al_2O_3 и др. происходит преимущественно из золей путем коагуляции. Такие металлы, как Cu, Zn, Pb, Co, Ni, Cr, V, осаждаются сорбцией гелями глинистой мути, кремнезема и др. Фосфор осаждается биогенно. При этом в водной массе бассейна осаждается «сырой материал», который переходит в устойчивые минеральные образования лишь в стадии диагенеза. Главнейшие особенности гумидного седиментогенеза — неполнота осаждения из растворов, большая роль органических веществ в извлечении рудных веществ и подчиненное значение непосредственного химического осаждения из растворов. Общий фациальный профиль осадко- и рудообразования показан на рис. 137.

Аридный тип осадочного процесса характеризуется условиями засушливых зон. Это сказывается в характере выветривания, переноса и отложения осадков. Здесь убывает интенсивность химических процессов; вынос карбонатов кальция, сульфатов, хлоридов натрия уменьшается. Теряют свою подвижность Fe, Mn, Al_2O_3 и SiO_2, поэтому железные, марганцевые и бокситовые руды не образуются. Перенос веществ осуществляется ветром и водными потоками редких ливней. Водные бассейны, питаемые обычно реками гумидных зон, засолоняются (например, Каспийское и Аральское моря, Балхаш и др.). Древние лагуны и водные бассейны нередко выполняются нацело гипсами и соленосными отложениями, формируются месторождения солей (Западное Предуралье, Еревано-Нахичеванский район, Ганноверский район, пермские соленосные отложения Северной Америки и др.). Характерны ритмические изменения солености и осадкообразования — сезонные и многолетние с длительностью 100—170 лет, что объясняется изменением климата.

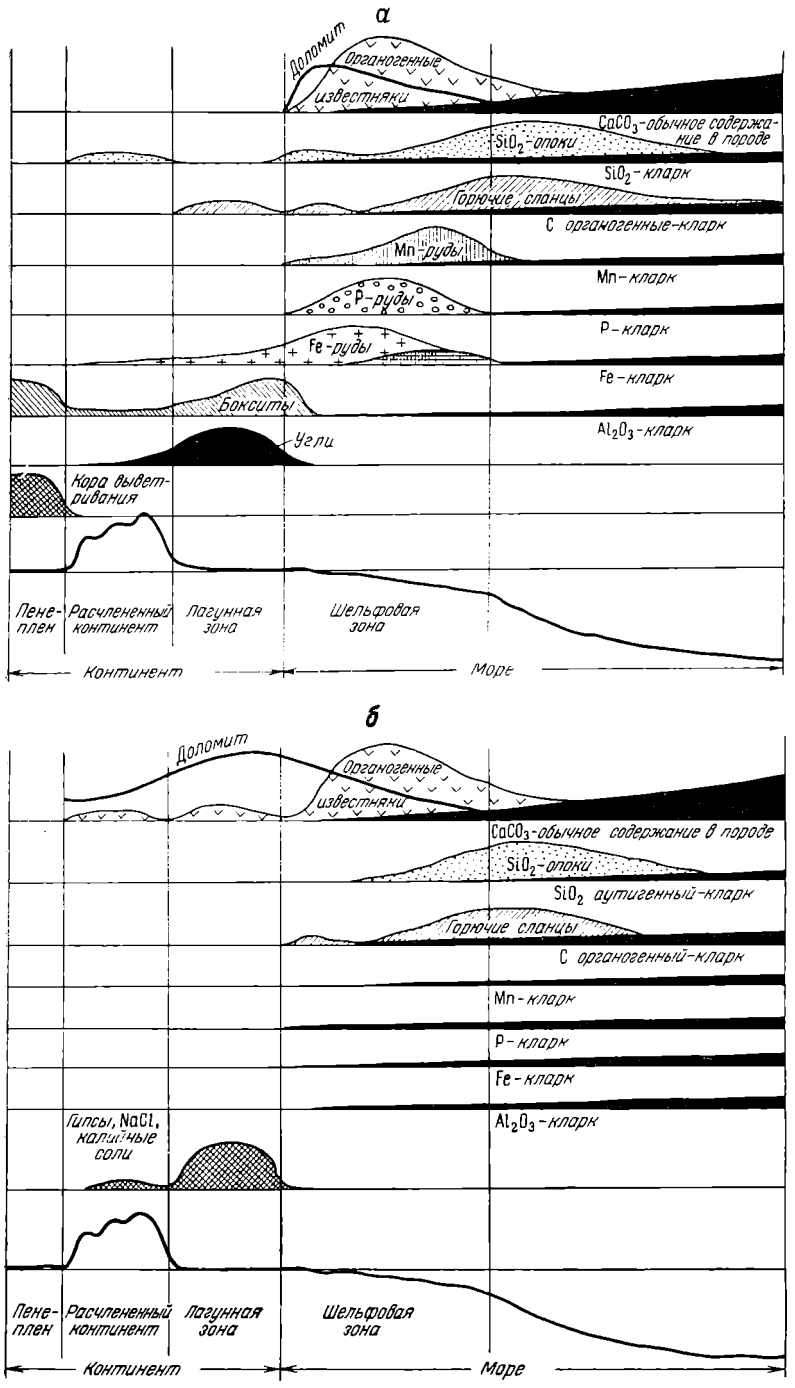


Рис. 137. Общий фациальный профиль аутигенного рудообразования (с девона до настоящего времени). По *Н. М. Страхову*

а — во влажном климате; *б* — в засушливом климате

В отложении осадков более существенное значение приобретает химическая седиментация, причем в седиментацию вовлекаются почти все вещества, даже наиболее растворимые. При низких соленостях осаждаются наиболее трудно растворимые карбонаты Ca и Mg вместе с обломочным материалом — песками, глинами, мергелями и др. При бо́льшем осо́лонении осаждаются сульфаты — гипс, тенардит, мирабилит, глауберит, астраханит, а при еще более высоком — галит, нередко вместе с комплексными галоидными и сульфатными солями K и Mg уже без механического материала. При высокой степени осолонения характерной особенностью является увеличение скорости осаждения до 8—25 *см* в год вместо нескольких миллиметров в гумидной зоне. При этом возникают не только седиментационные минералы, но и диагенетические. С аридными условиями Н. М. Страхов связывает фосфоритовые образования, а В. И. Красников и Ю. В. Шарков — формирование осадочных месторождений урана.

Вулканогенно-осадочный, или подводно-вулканический, тип отличается источником материала, который поставляется вулканическими извержениями и отчасти растворами, связанными с ними. При этом наземные извержения приводят к накоплению пеплов, лапиллей и других вулканических продуктов, которые почти не несут следов осадочных образований. При подводных или островных извержениях материал разносится и осаждается с явными признаками сортировки, приводя к образованию туффитов и вулканогенных пород в виде линз. Особенностями седиментогенеза, кроме присутствия вулканических продуктов, являются также резко восстановительная обстановка отложения осадков, появление закисных соединений железа и марганца и сульфидов в связи с воздействием выделяющегося сероводорода.

Немецкие исследователи (Е. Леман, О. Ольснер), считают, что при этом образуются и месторождения руд, в частности, гематитовые руды Рейнских гор, Тюрингии, Гарца и Испании, марганцевые месторождения кульма. Н. М. Страхов выделяет эффузивно-терригенную и эффузивно-кремнистую формации.

ОБЛАСТИ РУДООТЛОЖЕНИЯ

В соответствии с выделяемыми Н. М. Страховым типами осадочного процесса можно наметить и области рудоотложения, которые для древних отложений могут быть установлены в результате палеографического анализа.

1. Области развития ледниковых отложений как материкового, так и нагорного характера. Ледниковые отложения материкового типа широко развиты на Кольском полуострове, Колыме, в Фенноскандии, Гренландии, Антарктике и др. Ледниковые отложения нагорного типа встречаются в различных горных областях, в том числе и в южных странах.

Металлоносные россыпи чаще всего приурочены не к моренам, а к флювиогляциальным отложениям, где развиваются процессы сор-

тировки. Накопление металлоносного материала происходит в конусах флювиогляциальных отложений в результате размыва конечной морены ледниковыми водами. Иногда образуются послеледниковые аллювиальные россыпи в пределах ледниковых долин за счет металлоносности донной морены (Новая Зеландия).

2. Континентальные зоны гумидных равнин, в пределах которых в условиях нарастающего выравнивания рельефа образуются, во-первых, различные механические осадки, в частности, металлоносные россыпи, во-вторых, при развитии коры выветривания могут формироваться генетически связанные с нею месторождения железа, марганца, бокситов, каолинов и т. п., приводящие к образованию так называемых платформенных формаций (например, Тихвинские месторождения бокситов, многочисленные месторождения урана и ванадия и др.). Для многих таких месторождений чрезвычайно характерна приуроченность к руслам древних долин, где в значительном количестве скапливались растительные остатки. Эти остатки способствовали локализации руд, в результате чего формировались месторождения в виде удлиненных, иногда узких пласто- и гнездообразных тел, приуроченные к осадочным породам — конгломератам, песчаникам с типичной косой слоистостью, песчаникам, перемежающимся с аргиллитами, и т. п. Образование месторождений данного типа происходило в условиях платформенного развития тех или иных областей земной коры, в связи с чем воссоздание истории геологического развития соответствующих районов и установление перерывов в накоплении морских осадков имеет важное практическое значение.

3. Периферические зоны морей и прилегающих к ним заливов и лагун, характеризующихся развитием шельфовых и лагунных фаций осадков. Они представляют собой особенно важные области рудоотложения гумидного и аридного типов. В них отлагается основная масса железных, марганцевых, бокситовых руд, фосфоритов, углей, горючих сланцев, опок, чистых доломитов и известняков, солей и других полезных ископаемых. Эта область рудоотложения занимает около половины или одной трети шельфа и характеризуется развитием мелководных фаций. Месторождения полезных ископаемых в средних частях древних морских водоемов не известны, за исключением известняков и мергелей (Н. М. Страхов). Следовательно, большое практическое значение приобретает определение береговой линии во время процесса осадконакопления.

4. Области подводного вулканизма и прилегающих к ним территорий, где, по мнению Н. М. Страхова, в ряде случаев происходит формирование марганцевых, железных, а также, вероятно, медных, урановых и других руд.

Полярные, лагунные и прибрежно-морские области с характерными для них различными типами осадочного процесса имеют регионально-зональное расположение, причем рудные районы и месторождения расположены в них спорадически там, где были особо

благоприятные локальные условия (рис. 138). Лишь области подводного вулканизма с приуроченными к ним месторождениями могут располагаться изолированно, но и они нередко контролируются зонами разломов. Примером зонального расположения рудоносных осадочных формаций и рудных скоплений являются бокситы западного склона Урала, Венгрии, Франции, месторождения калийных солей Соликамска на Урале, ФРГ, многочисленные и разнообразные

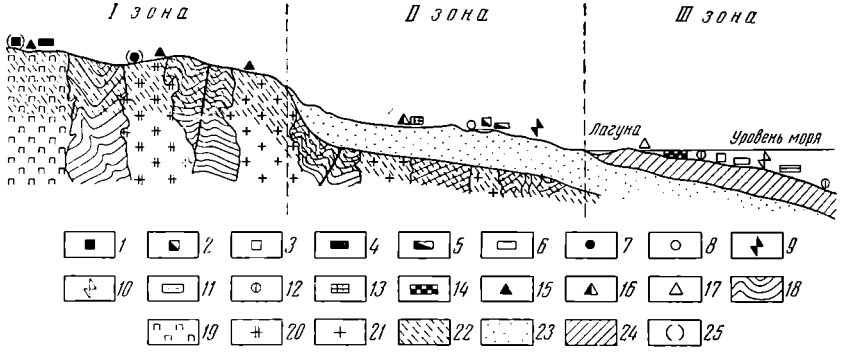


Рис. 138. Платформенные месторождения гумидного типа. По *Д. С. Сапожникову*

Месторождения железа: *1* — остаточные; *2* — осадочные континентальные; *3* — осадочные морские. Месторождения марганца: *4* — остаточные; *5* — озерные; *6* — морские. Бокситы: *7* — латеритные; *8* — осадочные континентальные. Месторождения урана: *9* — континентальные; *10* — морские. Прочие месторождения: *11* — горючие сланцы; *12* — фосфориты; *13* — угли лимнические; *14* — угли паралические; *15* — элювиальные россыпи; *16* — речные россыпи; *17* — морские россыпи. Породы: *18* — метаморфизованные породы; *19* — гипербазиты; *20* — щелочные интрузивы; *21* — граниты; *22* — кора выветривания нижнего структурного этажа; *23* — континентальные осадочные породы верхнего структурного этажа; *24* — морские осадочные породы; *25* — накопления латеритного типа

месторождения углей. Зоны, в которых сосредоточивались месторождения углей, П. И. Степанов назвал поясами угленакопления, для других полезных ископаемых такие зоны рассматриваются как рудные пояса (Н. М. Страхов).

ОБ УСЛОВИЯХ ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗОН И ПОЯСОВ (ЛОКАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ)

Региональное распространение зон и поясов, в которых проявились те или иные условия осадочного рудообразования, отнюдь не означает повсеместного образования руд. В накоплении руд в тех или иных районах большое значение приобретают также другие факторы — тектонические, расположение источников рудного материала, смена физико-географических условий и др. Например, главные месторождения углей и солей формируются в условиях передовых прогибов и в прилегающих частях синеклиз. Месторожде-

ния железных, марганцевых и бокситовых руд образовывались преимущественно в геосинклинальных условиях, но при дальнейшем развитии подвижных зон эти фации проявлялись также в областях передовых прогибов (Н. М. Страхов). Подобную тектоническую эволюцию претерпевали и фосфоритовые месторождения. Осадочные медистые песчаники формировались преимущественно в условиях передовых прогибов и внутригорных впадин в последние стадии их развития. Для осадочных месторождений характерна, по крайней мере на ранних стадиях образования, их приуроченность к мульдам и вообще к синклинальным структурам, которые часто сохранялись и при последующих тектонических преобразованиях (например, месторождения Керченское, Соликамское и др.). Однако в общем тектонические условия для различных элементов, или, точнее, парагенетических рядов, существенно различны и, по мнению Н. М. Страхова, образование многих месторождений является результатом сочетания климатического и тектонического факторов.

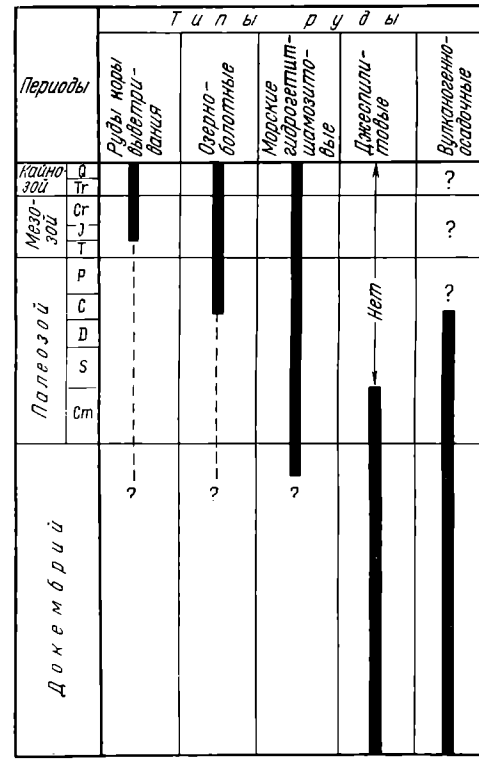


Рис. 139. Эволюция железорудного процесса в истории Земли. По *Н. М. Страхову*

Большое значение для накопления осадочных руд имеет режим тектонических движений и в особенности смена трансгрессий и регрессий. Установлено, что многие осадочные месторождения были связаны с нижнекембрийской, нижне- и верхнесилурийскими, средне- и верхнедевонскими, нижнекарбоновой и другими трансгрессиями. Трансгрессии сказывались лишь на отдельных участках платформ, причем на ранних их стадиях возникали бокситы, гематит-шамозитовые и марганцевые руды, фосфаты. С регрессиями связано образование углей, сидеритов, солей, медистых песчаников; с эпохами устойчивого морского режима — накопление карбонатных и битуминозных пород, опок и др. Таким образом, устанавливаются закономерности распределения различных осадочных месторождений по периодам осадконакопления. При этом отмечается связь некоторых элементов

с целыми эпохами, например железорудных джеспилитовых месторождений с докембрием (рис. 139) марганцевых месторождений — с палеогеном, урановых месторождений — с силуром и пермью и т. д.

ОСАДОЧНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Под осадочными формациями понимают естественно-исторические комплексы осадочных пород, отдельные члены которых связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, естественные ряды), так и в пространственном отношениях (Н. С. Шатский). Каждая формация приурочена к определенной геологической структуре. Формации меняются в ходе геотектонического развития той или иной структурно-фациальной зоны. Н. М. Страхов считает, что выделение осадочных формаций должно основываться на обязательном определении типа осадочного процесса, на выяснении модификаций установленного типа седиментогенеза, которые обусловили образование осадочных толщ, строение формаций, их мощности, фаций, состав пород, особенности наслоения и т. п. Следовательно, под формациями понимаются породы, формирующиеся в одинаковых условиях климата, рельефа, тектонических условий и географической среды (суша, море, переходные области и т. п.).

Осадочной рудной формацией называются рудные образования, подчиненные определенной осадочной формации пород, ее характерной части или фации. В настоящее время осадочные формации пород, а также осадочные рудные формации изучены недостаточно, но некоторые из них установлены и являются весьма типичными. Можно выделить следующие наиболее типичные осадочные рудные формации:

1. Формации механических россыпей: аллювиальные (русловые, долинные, террасовые, сложные) и морские (золоторудные — Северо-Восток СССР и др.).
2. Формация эпигенетических русловых залежей зон гумидных равнин (урановые, ванадиевые, медные — Колорадское плато, бокситовые — Тихвин).
3. Формация медистых и ураноносных песчаников.
4. Формация болотных и озерных железных руд (Тула, Липецк).
5. Угленосные формации (платформенные, переходные и геосинклинальные) с ураном и германием.
6. Формация оолитовых железных руд (Керчь, Лотарингия, Клинтон, Аппалачи).
7. Марганценосная формация в песчано-глинистых и кремнистых породах (прибрежно-морская).
8. Фосфоритоносная формация, иногда с ураном.
9. Соленосная формация аридных зон и другие.

Механические осадочные месторождения (россыпи)

Механические осадочные, или россыпные, месторождения — это месторождения, которые образуются в основном в результате перемещения материала разрушающихся при выветривании горных пород

и коренных месторождений и происходящей при этом механической его сортировке, приводящей к концентрации полезного ископаемого. К россыпным месторождениям относятся также месторождения, которые формируются в связи с деятельностью моря или в результате морского прибоя. Так образуются многие важные месторождения — как металлические, так и неметаллические. Среди металлических месторождений данного типа встречаются россыпи золота, платины, касситерита, вольфрамита, берилла, тантало-ниобатов, циркона, монацита, рутила, ильменита, магнетита и некоторых других. Из неметаллических полезных ископаемых в виде россыпей встречаются месторождения алмазов, корунда, граната, топаза и других драгоценных камней, месторождения стекольных песков, балластных, строительных материалов и др.

Основными условиями образования россыпных рудных месторождений является устойчивость рудных минералов к процессам выветривания и отличие их по удельному весу от сопровождающего материала. При образовании россыпей большое значение имеют размеры и форма обломочного материала, обусловленные физическими свойствами пород и минералов, подвергающихся разрушению.

Россыпные месторождения различных металлов в экономическом отношении представляют собой весьма благоприятные объекты для промышленного освоения, так как они, располагаясь у поверхности, могут разрабатываться с применением простых способов добычи и обогащения руд. В связи с этим при эксплуатации россыпных месторождений допускаются более низкие средние содержания металлов, чем для коренных месторождений тех же металлов.

Наиболее важные работы, посвященные условиям образования россыпных месторождений, принадлежат Ю. А. Билибину, А. А. Кухаренко, И. С. Рожкову, В. С. Трофимову, Н. А. Шило, Ч. Саваг и др.

Основные условия образования россыпей и их типы

Россыпные месторождения образуются при наличии следующих условий: 1) коренных источников данного компонента в виде коренных месторождений или же пород, содержащих его в виде акцессориев или вкрапленников; 2) климатических условий, приводящих к выветриванию коренных источников; 3) колебательных тектонических движений положительного знака (поднятия), обусловливающих интенсивность эрозии, изменение ее базиса, врезание долин, перенос материала и образование террасовых россыпей; 4) эрозионно-аккумулятивной деятельности рек, определяющейся совокупностью климатических и геоморфологических условий. Для образования промышленных россыпей необходимо наличие указанных условий в наиболее оптимальном их выражении. При этом в зависимости от сочетания тех или иных условий, а также места и особенностей их проявления формируются различные типы россыпей. Наиболее широко и разнообразно россыпи проявлены в горных областях, где происходило

изменение базиса эрозии. Наоборот, в равнинных районах, где базис эрозии не изменяется, обычно россыпи не образуются.

Россыпные месторождения классифицируются по составу полезного ископаемого (золотые, платиновые, алмазные и т. д.), по способу транспортировки обломочного материала и по особенности континентального литогенеза. Н. А. Шило, основываясь на выделении фациальных рядов континентальных отложений, предложенном Е. В. Шанцером, в процессе формирования россыпей выделяет элювиальную, делювиальную, аллювиальную и литоральную стадии. Эти стадии различаются прежде всего по характеру и способу переноса обломочного материала. Не останавливаясь на элювиальной стадии образовании россыпей, обусловленной процессами выветривания без переноса материала, различают следующие формы его перемещения.

1. Перемещение обломочного материала под влиянием силы тяжести самих обломков в связи с процессами денудации. Условием для такого перемещения является резкий рельеф, где материал перемещается путем сползания по склону, в результате смыва, оползней, оплывин, осыпей, селей и т. п. Образующиеся таким путем россыпи называются делювиальными.

2. Перемещение материала сезонными водами и потоками. Образующиеся в долинах логов и мелких речек, а также у подножия склонов россыпи носят название пролювиальных.

3. Перемещение обломочного материала ледниками. Россыпи, образующиеся в результате перемещения обломочного материала ледниками, называются ледниковыми.

4. Перемещение обломочного материала наземными проточными водами — ручьями, реками и т. п. в связи с процессами эрозии. Такое перемещение может происходить на всем пути от истоков до устьев на различные расстояния и в течение всего времени формирования речных систем. Образующиеся при этом россыпи носят название аллювиальных. Среди аллювиальных россыпей выделяют русловые, долинные, дельтовые, косовые и террасовые. Аллювиальные россыпи широко распространены в пределах как современного, так и древнего рельефа.

5. Перемещение обломочного материала в береговой полосе морей и океанов в результате действия волн. Образующиеся россыпи носят название прибрежно-морских или озерных, в зависимости от характера водоема.

Особо важное значение и широкое распространение имеют два последние типа — аллювиальные и прибрежно-морские россыпи. Делювиальные и ледниковые россыпи имеют гораздо меньшие размеры, являясь обособленными или тесно связанными с другими, в частности, с аллювиальными или морскими россыпями.

Россыпные месторождения различаются также по времени их формирования. Выделяют современные и древние погребенные россыпи. Современные россыпи образуются в процессе эрозии, происходящей в настоящее время, и связаны с формами современного рельефа.

Древние россыпи связаны с древним рельефом. Известны древние россыпи третичного, мезозойского, палеозойского и докембрийского времени. Древние россыпи нередко диагенетизированы и метаморфизованы.

И. С. Рожков по возрасту выделяет три типа россыпей: новые (четвертичные и современные), древние (третичные и мезозойские) и ископаемые (палеозойские и докембрийские).

Кроме указанных генетических типов выделяются также морфологические типы — аллювиально-делювиальные, или ложковые, россыпи, приуроченные к логам и мелким ключам, дельтовые, карстовые, линзовидные, пластовые, террасовые, косовые и др. Более детальные классификации россыпей предложили Н. А. Шило и В. С. Трофимов.

Делювиальные россыпи

Делювиальные россыпи образуются в условиях расчлененного рельефа в связи с процессами денудации коренных месторождений или обогащенных полезным компонентом пород. При осыпях, оползании или смыве обломочного материала делювиальные россыпи возникают на понижениях склонов или у их подножья. В последнем случае россыпи называются коллювиальными.

Делювиальные россыпи имеют значение не только как объекты возможной добычи тех или иных полезных ископаемых, но, еще больше, как важнейший поисковый признак, приводящий к установлению коренных месторождений.

Пролювиальные россыпи

Пролювиальные россыпи образуются в засушливых полупустынных областях с резким рельефом при выпадении редких, но бурных ливней, в результате которых к подножьям склонов кратковременными потоками сносится большое количество обломочного материала. Этот материал накапливается в устьевых частях сухих логов, образуя конуса выносов, к которым и приурочиваются пролювиальные россыпи. Рассматриваемые россыпи характеризуются отсутствием окатанности и сортировки обломочного материала. Распределение рудных компонентов неравномерное, нередко встречаются обогащенные участки и полосы концентрации (В. К. Флеров и А. А. Усова). К россыпям данного типа относятся также россыпи распадков и сухих логов горных районов в северных широтах.

Аллювиальные россыпи

Аллювиальные россыпи широко распространены и имеют огромное промышленное значение. Они образуются в результате деятельности рек и питающих их ручьев, захватывающих и переносящих обломочный материал на различные расстояния на всем протяжении от их верховьев до устьев и дельт. Источником образования

аллювиальных россыпей являются делювиальные, коллювиальные, ледниковые и иные россыпи, а также коренные месторождения и рудоносные породы. Расстояния между аллювиальными россыпями и их источниками могут быть совершенно различными, причем часто они настолько велики, что какой-либо связи россыпей с их источниками обнаружить не удается.

Формирование аллювиальных россыпей происходит последовательно в процессе развития эрозионного цикла. Ю. А. Билибин выделяет четыре стадии развития эрозионного цикла: 1) глубинной эрозии и углубления долины; 2) боковой эрозии и расширения долины;

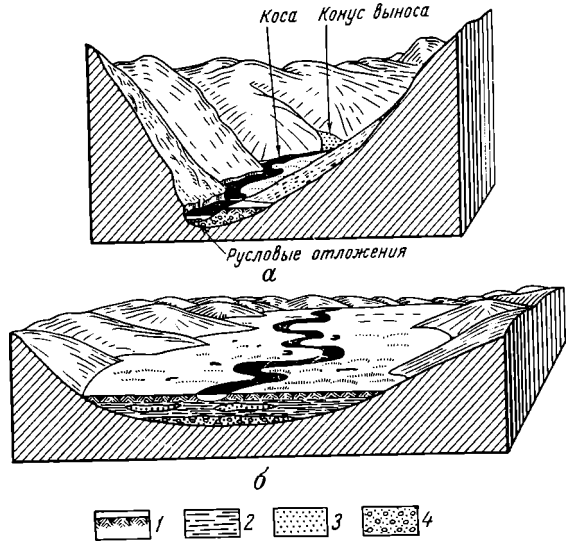


Рис. 140. Две стадии развития гидросети

а — стадия углубления долин; *б* — стадия зрелости. *1* — растительный слой; *2* — глины; *3* — пески; *4* — галечники

3) стадию ее заполнения; 4) стадию покоя. От верховьев речной сети к ее низовьям выделяют две зоны: зону углубления долин и зону зрелых долин (рис. 140).

Учитывая характер и сложность образования долин в результате многократного понижения базиса эрозии и врезания рек, происходящих в периоды формирования долин, образование аллювиальных россыпей следует рассматривать как результат многих их преобразований. Однако во многих случаях невозможно проследить всю историю преобразований, начиная от формирования делювиальной россыпи и до образования аллювиальной, например террасовой, россыпи, так как эта история сложна и длительна.

Аллювиальные россыпи отличаются большим многообразием. Вначале образуются русловые россыпи, затем долинные и позднее террасовые.

Русловые россыпи — это россыпи, расположенные в русле реки или под ним.

Различные участки русловой россыпи, находящейся в стадии перемещения по крутому склону, характеризуются определенными особенностями. Накопление металла обычно происходит в неровностях русла — в котлах, среди валунов, в карманах и т. п. При этом россыпи прикрыты отложениями незначительной мощности.

Существуют русловые россыпи, накапливающиеся ниже крутого участка и переходящие с течением времени в долинные.

Русловые россыпи характерны для молодых долин.

Долинные россыпи — это окончательно сформированные аллювиальные россыпи, заполняющие долину или части ее. Они представляют собой наиболее распространенный тип россыпей и имеют весьма важное промышленное значение. Длительность существования долинных россыпей иногда измеряется геологическими периодами. При погружении района долинная россыпь перекрывается обломочным материалом и превращается в погребенную. Погребенные долинные россыпи могут образоваться при перекрытии долинных россыпей ледниковыми отложениями, а также лавовыми потоками или вулканическими туфами.

Террасовые россыпи возникают из долинных россыпей в результате углубления долин. При этом долинная россыпь разделяется на русловую и террасовую. В начале обособления терраса обладает минимальной высотой и максимальной шириной. По мере углубления высота ее возрастает, причем в крутой части участка она меньше, чем в более пологой, находящейся ниже по течению.

Металлоносными бывают не только основные террасы, но и промежуточные. Кроме металлоносных террас, располагающихся на склонах долин, встречаются террасы, слагающие вершины возвышенностей. Иногда они занимают огромные площади и местами примыкают к массивам. Такие террасы представляют собой образования древней гидрографической сети, нередко совершенно не совпадающей с существующей.

Примером этих террасовых россыпей являются золотоносные россыпи Клондайка, которые подразделяются на следующие: 1) верхние террасовые россыпи, располагающиеся на высоте от 45 до 90 *м* над уровнем современных долин; из них получена наибольшая масса золота; 2) промежуточные террасовые россыпи (галечники), расположенные на разных уровнях современных долин; 3) нижние галечники — на дне современных долин, отличавшиеся наиболее богатыми концентрациями золота (600 *г/м*^{3} и более).

Строение аллювиальных россыпей. В аллювиальных металлоносных россыпях выделяют следующие элементы: 1) почвенный слой; 2) торфа, представляющие собой пустые отложения, покрывающие продуктивные пески; 3) металлоносные пески («пласт»); 4) плотик. Металлоносный «пласт» состоит из аллювиального материала — галечников и песков, плотик представлен коренными или уплотненными породами.

Обычно наиболее богатые концентрации отмечаются в нижней части пласта, что легко объяснить погружением более тяжелых частиц металла или тяжелых минералов. Нередко богатые концентрации наблюдаются в углублениях плотика. Чем более неровна поверхность плотика, тем благоприятнее условия для образования богатых скоплений в нижней части пласта. Разрезы аллювиальных россыпей показаны на рис. 141.

С л о ж н ы м и называются россыпи, имеющие несколько горизонтов металлоносных песков, разделенных пустым аллювием.

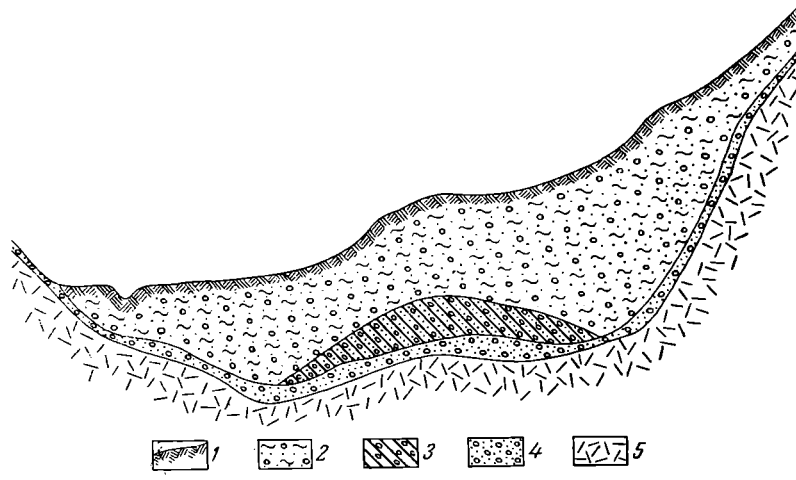


Рис. 141. Разрез аллювиальной россыпи

1 — наносы; *2* — торфа; *3* — металлоносная россыпь; *4* — аллювий; *5* — коренная порода — плотик

К о с о в ы е р о с с ы п и золота образуются в результате преобразования аллювиальной россыпи, когда мелкий, т. е. косовой металл уносится далеко вниз по течению и образует самостоятельные россыпи.

Косовые россыпи не следует смешивать с русловыми россыпями на косах и отмелях. Косовыми считаются такие, которые образуются в низовьях и характеризуются косовым металлом, резко отличающимся от обычного пластового мелкими размерами частиц.

Косовые россыпи не образуют сплошной залежи, но представляют собой отдельные струи или линзообразные скопления металла. Мощность россыпей измеряется дециметрами или немногими метрами, а мощность металлоносных прослоек — сантиметрами и миллиметрами. Эти россыпи образуются при половодье и иногда являются промышленными объектами.

Дельтовые россыпи

Дельтовые россыпи имеют существенное значение для получения циркония и некоторых других редких, а также благородных металлов. Они образуются в дельтах рек и нередко смыкаются с прибрежными россыпями, представляя собой как бы промежуточный тип между аллювиальными и прибрежно-морскими россыпями. От аллювиальных россыпей они отличаются «многоструйчатостью», что особенно отчетливо видно в древних метаморфизованных россыпях Витватерсранда; от морских россыпей — бо́льшей удаленностью от берега и более обширным площадным распространением.

Прибрежно-морские россыпи

Прибрежно-морские россыпи приобрели огромное промышленное значение в последние десятилетия. С этим типом россыпей связаны месторождения титана (рутила и ильменита), циркония, ниобия, тантала, тория, редких земель и др.

Прибрежно-морские россыпи располагаются в виде узких полос вдоль берега на уровне моря или ниже его. Протяженность их может быть самой различной — от сотен метров до десятков и даже сотен километров. Знаменитые россыпи Траванкура и Мадраса в Индии протягиваются на сотни километров. Ширина россыпей различная, но обычно составляет несколько десятков метров.

Мощность рудоносных песков и галечников для современных россыпей колеблется в пределах нескольких метров. Более продуктивными обычно являются слои, располагающиеся на коренных породах или морских глинах. Тяжелые минералы россыпей Индии и Цейлона обычно представлены магнетитом (до 50% по весу от общей массы песков), ильменитом (от нескольких до 36%), гранатом (до 15%), цирконом (до 5%), монацитом, рутилом и др.(до нескольких процентов). Содержание монацита в россыпях Траванкура и Мадраса составляет 0,5—2%. Соотношения указанных минералов могут быть различными. В некоторых россыпях отмечаются более значительные концентрации монацита (Индия), в других — рутила (Австралия), в третьих — циркона (Бразилия) и т. д. Кроме указанных минералов часто присутствуют также силлиманит, пироксен, полевой шпат, кварц и др.

Некоторые монацитовые россыпи Индии и Бразилии содержат уран. Так, например, в Индии содержание U_3O_8 в урансодержащем монаците (шералите) россыпей составляет 0,2—0,46%, в связи с чем такие россыпи одно время рассматривались там как возможный источник получения урана.

Поднятие древних россыпей приводит к образованию морских террасовых россыпей, которые впоследствии при более существенных движениях превращаются в погребенные россыпи (рис. 142).



Рис. 142. Россыпи рутил-циркон-ильменитовых песков Днепровско-Донецкой впадины. Черные полосы показывают скопления рудных минералов. По *И. С. Романову*

Такие россыпи теряют непосредственную связь с современным морем и после уплотнения и литификации несут все черты осадочных месторождений.

Влияние первичного материала на характер россыпей

Образование различных типов россыпей в некоторой мере зависит также от полезного компонента, попадающего в россыпь, от его удельного веса, размеров зерен, твердости и других физических свойств. Б. В. Рыжов показал, в частности, что касситеритовые россыпи формируются преимущественно в условиях влажного и относительно теплого климата и в гораздо меньшей мере — в условиях холодного континентального климата. С этим связана двухъярусность касситеритовых россыпей в верховьях рек, отмеченная для Шилкинско-Аргунского междуречья в Восточном Забайкалье. Существенно различно проявляются также алмазоносные россыпи, требующие и особых методов исследования. В зависимости от характера ископаемого (алмазы, золото, колумбит и т. п.) однотипные россыпи имеют и свои особенности.

Хемогенные и биогенные месторождения гумидных зон

К этой группе относятся месторождения выделяемой Н. М. Страховым триады — Al_2O_3—Fe_2O_3—MnO. Месторождения бокситов и железных руд в основном сингенетические, марганцевых руд — диагенетические.

Месторождения бокситов

Осадочные месторождения бокситов имеют большое значение. А. Д. Архангельский выдвинул гипотезу о переносе и отложении в истинных и отчасти коллоидных растворах. Однако еще С. В. Малявкин указывал на миграцию Al_2O_3 в виде тонкодисперсных взвесей и подчиненную роль коллоидных и истинных растворов. Впоследствии эти представления получили подтверждение Г. Г. Бушинского, Н. М. Страхова и др. Н. М. Страхов обратил внимание на комплексность Al—Ti—Fe^{3+} и постоянство соотношений Al_2O_3 к Ti в осадочных породах и Al_2O_3 к SiO_2 в речных водах (последние обычно не превышают каолинового), что противоречит гипотезе А. Д. Архангельского.

Концентрации Al_2O_3 образуются в периферических зонах областей седиментации. Бокситы обычно представлены бемитом ($Al_2O_3 \cdot H_2O$) или гиббситом ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$) и присутствующими гидроокислами железа, окислами титана, каолинитом, хлоритом. Разрез через бокситовое месторождение СУБР и характер бокситового пласта показаны на рис. 143, 144.

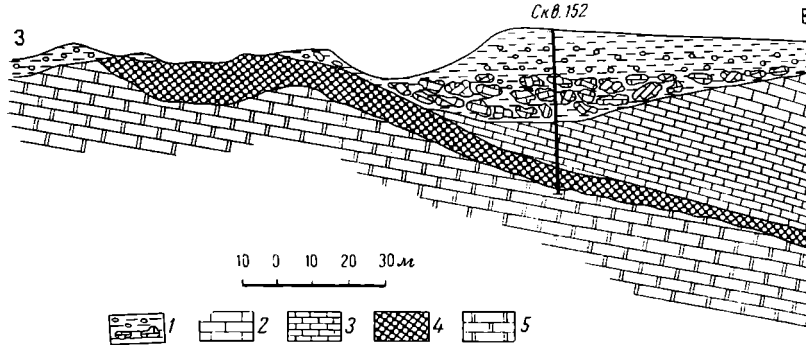


Рис. 143. Разрез бокситового месторождения СУБР. По *А. В. Пейве*

1 — глина с кусками известняка (Q); *2* — светло-серые известняки ($Д_2$); *3* — амфипоровые известняки ($Д_1$); *4* — бокситовый горизонт (D_1); *5* — светло-серые известняки (S_2—D_1)

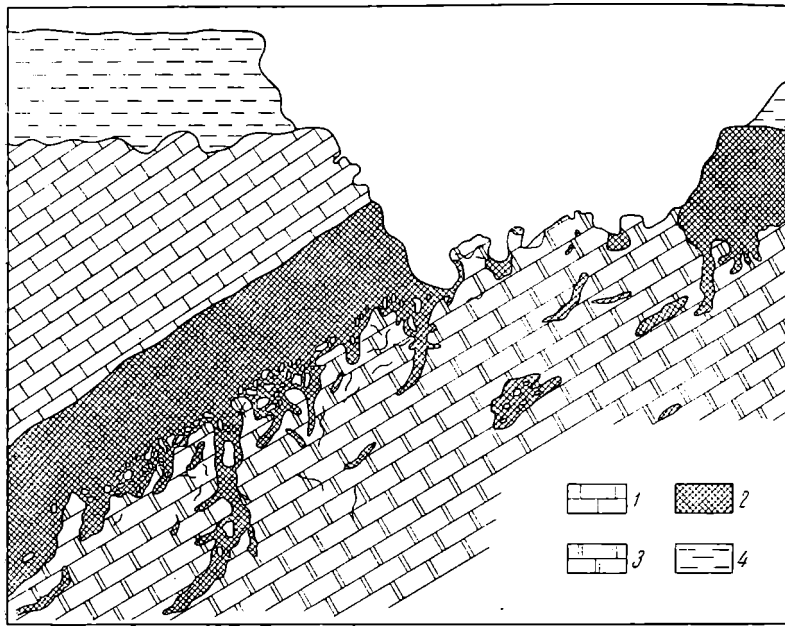


Рис. 144. Характер бокситового пласта. По *А. В. Пейве*

1 — известняки (D_1); *2* — бокситы; *3* — известняки (S_2—D_1); *4* — перекрывающие толщи

Месторождения железных руд имеют широкое распространение и важное промышленное значение. В силу бо́льшей подвижности железа по сравнению с алюминием накопление железа в виде взвесей происходит на выклинивании бокситов. Перенос происходит в виде коллоидных растворов с образованием гелевых сгустков, которые далее, в прибрежной зоне, разносятся. Таким образом формируются скопления железа в реках (аллювиальные руды), дельтах,

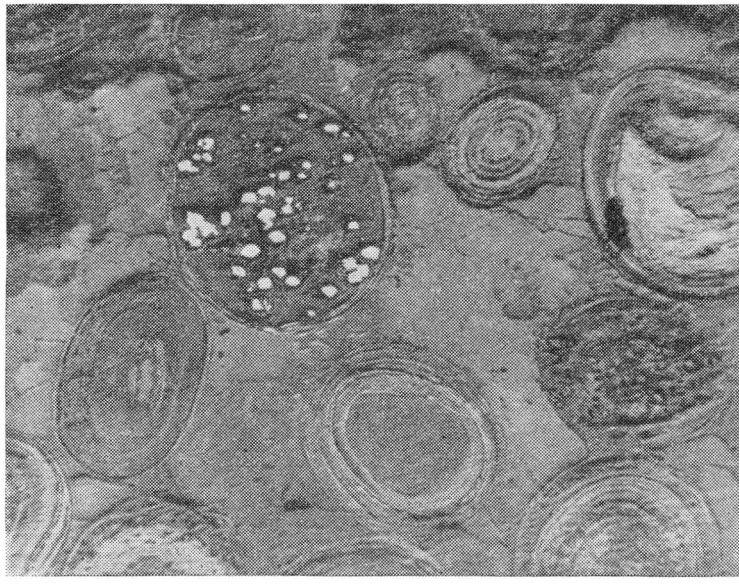


Рис. 145. Оолитовые текстуры руд Лисаковского месторождения. Полированный шлиф. Увел. 40. Микрофото *А. Я. Яницкого*

лиманах и прибрежной зоне. В дельтах и лиманах образуются оолитовые руды. При укороченных речных руслах значительная часть железа осаждалась в бассейнах рек и в первой трети или половине шельфа. Важное значение в осаждении имели углубления дна бассейнов. Концентрации железа образуются в стадии сингенеза, текстуры и структуры руд формируются при диагенезе. В докембрии, когда имели место наиболее крупные накопления железа в связи с высоким содержанием в атмосфере и гидросфере углекислоты, происходил более дальний вынос железа в пелагические области. Вместе с противоположно заряженными коллоидами MnO_2 и SiO_2 коагулировала $Fe(OH)_3$.

Переработка гидроокислов железа и сопровождающих минералов происходит при диагенезе. Состав руд в зависимости от pH и Eh

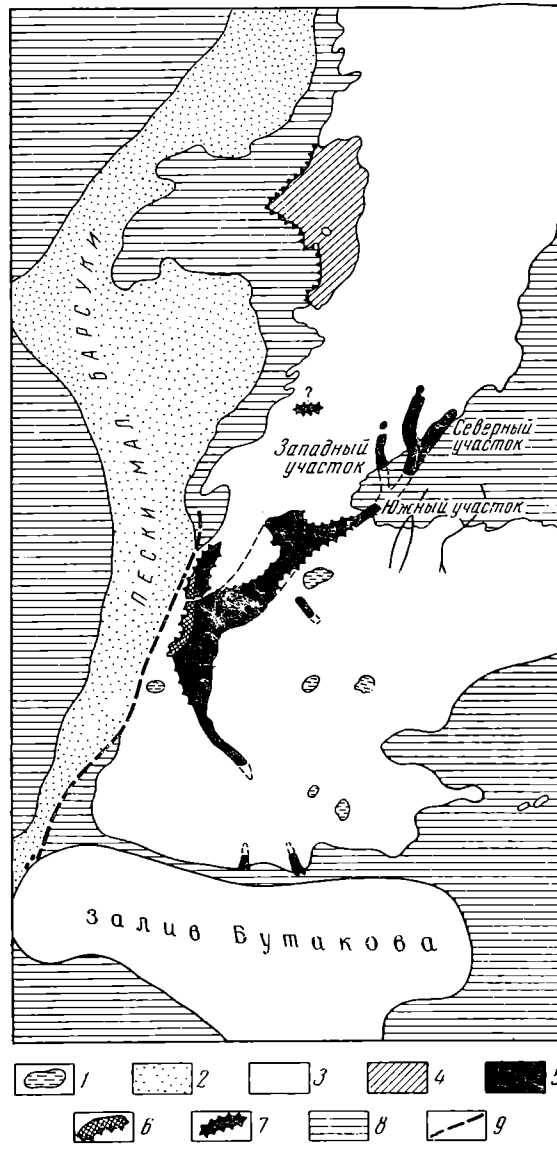


Рис. 146. Схема расположения железорудных месторождений Чокусинской синклинали. По *Л. И. Формозовой*

1 — соленые озера и сары; *2* — пески; *3* — площади распространения континентальных отложений среднего и верхнего олигоцена; *4* — железорудные залежи джансыклычской свиты; *5* — железорудные залежи кутанбулакской свиты; *6* — контуры выклинивания рудных залежей; *7* — контуры эрозионного размыва рудных залежей; *8* — площади распространения морских отложений эоцена и нижнего олигоцена; *9* — предполагаемый сброс

различный. Наиболее широко распространены гидроокисные и окисные руды, представленные лимонитом, гидрогётитом, гётитом, гидрогематитом и гематитом, силикатные, состоящие из лептохлоритов (шамозита, тюрингита и др.), нередко кремнистого вещества и карбоната, и карбонатные — сидеритовые. Для силикатных и карбонатных неметаморфизованных руд характерна оолитовая текстура (рис. 145).

Многие месторождения в виде пластов протягиваются на десятки и даже сотни километров. Примером рассматриваемых месторождений являются Керченские, Чокусинское (рис. 146), Ангаро-Питское, Аятское и многие другие.

Месторождения марганца

Более высокая подвижность марганца по сравнению с окисным железом объясняется близостью его месторождений к пелагическим зонам. Растворимость гидратов окиси, закиси и карбонатов марганца

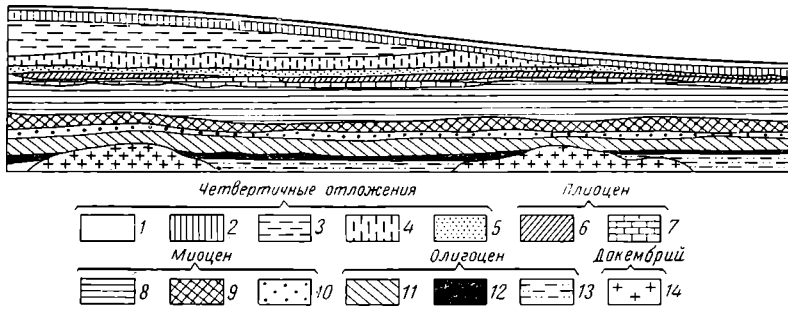


Рис. 147. Геологический разрез через Никопольское месторождение марганца. По *А. Г. Бетехтину*

1 — чернозем; *2* — лёсс; *3* — глина красная; *4* — глина бурая; *5* — песок; *6* — глина серо-зеленая; *7* — известняк; *8* — глина серо-белая; *9* — глина черная; *10* — песок зеленый; *11* — глина зеленая; *12* — марганцевая руда; *13* — каолин; *14* — кристаллические породы (гранит)

выше, чем соответствующих соединений железа, что вместе с разным значением pH при осаждении обусловливает указанную закономерность. Поэтому месторождения марганца в основном морские и притом сингенетические или сингенетично-диагенетические. Большая удаленность отложения марганцевых руд от береговой линии обусловливает связь их не с песчанистыми, а с глинистыми и опоковыми и отчасти с карбонатными фациями. Марганцевые месторождения отличаются также меньшей площадью рудоотложения по сравнению с железорудными месторождениями, многослойным строением руд с мощностью прослоев от нескольких до 30—50 *см* при количестве слоев в пласте 15 и более.

Марганец откладывается в виде псиломелана ($mMnO_3 \cdot MnO_2 \cdot nH_2$), пиролюзита ($MnO_2$), а в более глубоких частях — в виде манганита ($Mn_2O_3 \cdot H_2O$), и еще глубже — карбоната марганца вместе с сульфидами железа. Такую зональность в отложении марганцевых руд установил А. Г. Бетехтин при изучении Чиатурских и Никопольских месторождений (рис. 147).

Хемогенные месторождения аридных зон

К числу хемогенных месторождений относятся месторождения солей, боратов, гипса и ангидрита, фосфоритов, а также месторождения меди, свинца и цинка, ванадия, урана и редких металлов.

Месторождения солей образуются при засолонении бассейнов, т. е. в условиях, когда испарение преобладает над осаждением. В этих условиях теряют подвижность не только SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO_2, но также CaO, сульфаты и хлориды натрия и калия. При прогрессирующем засолонении бассейнов происходит смена осаждения простых безводных солей двойными и тройными солями с участием кристаллогидратной воды. Наблюдается многолетняя и сезонная ритмичность. Благоприятными условиями для образования месторождений солей, по А. А. Иванову, являются также быстрое прогибание дна и резкое опережение галогенезом скорости синхронного терригенного осадкообразования. Состав минеральных солей — галит ($NaCl$), сильвин (KCl), карналлит ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$), тенардит ($Na_2SO_4$), мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), кизерит ($MgSO_4 \cdot H_2O$), а также гипс, ангидрит и другие сульфаты. Месторождения имеют важное промышленное значение. Примеры соленосных бассейнов — Соликамск на Урале, Белоруссия, Страссфурт в ФРГ и др.

Месторождения меди также имеют важное промышленное значение в связи с открытием новых крупных месторождений в районе Удокана (Читинская область) и в Польше. Месторождения приурочены к красноцветным или пестроцветным формациям, представленным песчаниками и алевролитами, которым подчинены глинистые сланцы и тонкие карбонатные прослои. Характерна выдержанность рудных слоев и пластов по простиранию (километры и десятки километров), а также по составу и текстурно-структурным признакам при отсутствии магматического и структурного контроля. Фации отложений дельтовые, озерные, прибрежно-морские. В аридных условиях наименьшей подвижностью отличается медь, более подвижным оказывается свинец и еще более подвижным цинк (Н. М. Страхов, 1962). Некоторые месторождения свинца и цинка, например Аркалыкское, также относятся к числу осадочных. Состав руд Удокана — борнит, халькозин, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, кварц, карбонат. Представляет интерес выявление в Подолии фосфоритовых конкреций с сульфидами свинца, цинка и меди (рис. 148).

Примеры месторождений — Удокан, Мангышлак, Западное Приуралье и др.



Рис. 148. Фосфоритовые конкреции с сульфидами (галенит, сфалерит, халькопирит), Подолия. Нат. вел. Фото *В. Н. Котляра*

а — в отраженном свете; *б* — в косом свете

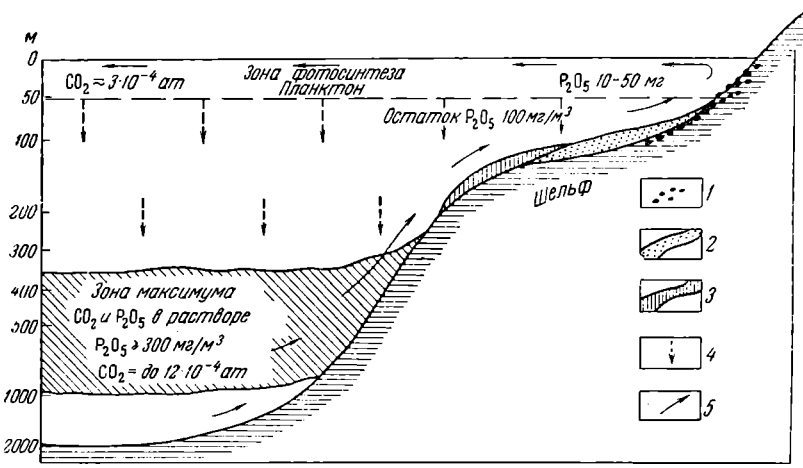


Рис. 149. Схема фосфоритообразования с осаждением фосфатов из морской воды в зоне шельфа в условиях восходящих холодных глубинных течений. По *А. В. Казакову*

1 — береговые галечники и пески; *2* — область фосфатонакопления; *3* — известковые осадки; *4* — падение остатков планктона; *5* — направление течений.

Месторождения	Климатические условия	Тектонические условия	Значение состава пород водосборных площадей	Роль выветривания и области сноса
Угли	Гумидные	Передовые прогибы и прилегающие синеклизы; геосинклинальные зоны	Не влияет	Не влияет
Бокситы	Гумидные, особенно тропические и субтропические	Геосинклинали, отчасти краевые прогибы и прилегающие области платформ	Весьма существенное	Мощные коры выветривания и области вулканизма
Железорудные	Гумидные	То же	Существенное	То же
Марганцевые	Гумидные	» »	Весьма важное (обогащенные марганцем породы докембрия)	» »
Соли и гипс	Аридные	Впадины платформенных областей и краевые прогибы	Не влияет	Не влияет
Фосфориты	»		Существенное	
Меднорудные	»	То же	Важное	Важное
Ванадиевые	»	» »	»	»
Урановые	»	Морские	»	Существенное

и биогенные месторождения

Области накопления	Рельеф водосборных площадей	Осадочные и вулканогенные формации	Полезные компоненты	Примеры месторождений
Опресненные лагуны, торфяники дельт и побережий	Сглаженный	Угленосные	Уголь	Черемховский, Челябинский, Подмосковный и другие бассейны (СССР)
Опресненные лагуны и заливы, верхние части шельфа прибрежных зон	»	Верхние части мощных карбонатных формаций	Гиббит, бемит, диаспор, гидроокислы алюминия, каолинит и др.	СУБР, Северный Урал
Континентальные зоны влажных равнин; лагуны и прибрежно-морские зоны; области подводного вулканизма	Прибрежные ровные зоны морских водоемов	Трансгрессивные и регрессивные свиты	Гидроокислы железа-шамозиты	Липецкий, Керченский, Тургайский и другие р-ны (СССР)
Области шельфа разной глубины	То же	Эффузивные основного состава, терригенные, отчасти карбонатные	В приповерхностных условиях — пиролюзит; в более глубинных — манганит и карбонаты	Чиатури, Никопольский р-н (СССР)
Закрытые и полузакрытые осолоненные лагуны и заливы	Сглаженный	Гипсоносные		Соликамский, Белорусский и другие районы (СССР)
	»			Каратау (СССР), Марокко
Краевые прогибы и внутригорные впадины		Пестроцветные		Зап. Приуралье, Удокан (СССР), Польша
		»		Колорадо (США)
		Темные битуминозные сланцы и глины с костными остатками		Швеция и др.

Месторождения урана, ванадия и редких металлов также имеют значительное распространение и связаны с черными сланцами. Руды нередко содержат медь, молибден, ванадий, цинк, никель, золото, платину, палладий, рений, селен и серебро. Месторождения отличаются убогими содержаниями при очень крупных масштабах. За редким исключением (Мансфельд в ГДР, Швеция) они рассматриваются как потенциальные источники получения металлов в будущем.

К осадочным месторождениям аридных зон Н. М. Страхов относит также фосфориты. По теории, разработанной А. В. Казаковым, они образуются в зоне шельфа в условиях восходящих глубинных течений в связи с отмиранием масс планктона, что хорошо подтверждается данными изменения CO_2 и P_2O_5 на разных глубинах моря (рис. 149).

В табл. 22 дана характеристика главных осадочных месторождений углей, бокситов, железных, марганцевых, медных, урано-ванадиевых руд, а также солей и фосфоритов.

Вулканогенно-осадочные месторождения

В настоящее время Г. С. Дзоценидзе, Л. Н. Формозовой, В. И. Смирновым, Г. Рослером, Е. Леманом, Г. Шнейдерхеном и многими другими исследователями уже накоплено достаточно данных для выделения этой группы осадочных месторождений.

Вулканогенно-осадочные месторождения железных руд и бокситов

Л. Н. Формозова показала, что условия образования оолитовых железных руд в докембрии — нижнем палеозое, с одной стороны, и в более позднее время, с другой, были существенно различными. В докембрии и нижнем палеозое образование руд было тесно связано с вулканизмом, а в более поздние эпохи, за исключением некоторых девонских месторождений железа, такой связи не обнаруживается. При этом железные руды докембрия и нижнего палеозоя в отличие от более поздних приурочены к центральным частям геосинклинальных прогибов и тесно связаны с областями подводных излияний основных лав, с которыми рудовмещающие осадочные породы переслаиваются, или же фациально в них переходят. В ряде случаев отмечается ритмичность в чередовании сланцев, рудных прослоев, песчаников и вулканогенных пород. Установлено, что степень рудоносности и масштаб месторождений находится в прямой зависимости от интенсивности проявления вулканизма и там, где их нет, исчезает и оруденение.

Данные фациального анализа показывают, что месторождения располагаются преимущественно в пределах геосинклинальных прогибов, вдали от береговой линии, и связаны или с темными глинистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками и кремнистыми поро-

дами, содержащими конкреции кремней фосфатов и пирита, или со спилито-кератофировыми формациями. Мощность рудоносных осадочно-вулканогенных формаций обычно выражается километрами. Палеогеографическая обстановка характеризуется тем, что рудоотложение часто происходило в относительно глубоководных условиях вдали от берега, чем рассматриваемые месторождения резко отличаются от собственно осадочных морских месторождений. Количество рудных пластов всегда большое, достигающее многих десятков. Например, в Ньюфаундленде рудных пластов около 60, в Анжу — до 70. Мощность пластов несколько метров. Сопровождающий обломочный материал полимиктовый, часто граувакковый, иногда аркозовый.

Состав руд — маловодные или безводные окислы железа — гидрогематит, гематит, магнетит; часто присутствуют лептохлориты. Наблюдаются пиритовые и пирито-фосфатные оолиты, конкреции кремней и фосфатов. В химическом отношении в рудах отмечается повышенное содержание кремнезема, низкое содержание глинозема, бедность кальцием, связанным обычно с фосфатами. Качество руд обычно высокое.

К числу месторождений осадочно-вулканогенного типа относятся, кроме названных, также месторождения Рейнских сланцевых гор и Гарца — Ланн-Диль, Зауэрленд, некоторые месторождения Швейцарии и Югославии. К этой группе примыкают также месторождения оолитовых красных железняков Клинтона в США, приуроченных к сланцево-карбонатной толще, протягивающейся на 1800 *км* по восточному краю посттектонического прогиба Западных Аппалачей. Рудоносные отложения здесь фациально сменяются вулканогенными породами примыкающей эвгеосинклинали. К. К. Зеленов (1960, 1961 гг.) в результате исследований в Индонезии, на Курильских островах и Камчатке пришел к выводу, что в вулканических областях происходит вынос огромных количеств железа, глинозема и других компонентов (тысячи тонн в сутки) в прилегающие морские бассейны. Такой же примерно вынос отмечается для Японии, Филиппин, Индонезии и ряда других вулканических областей. Указанные вещества переносятся в растворенном состоянии в виде тонкодисперсной взвеси. Так, очевидно, формируются месторождения железных руд Японии и особенно некоторые осадочные бокситовые месторождения. В кислой среде глинозем обладает бо́льшей подвижностью, чем железо и, по мнению К. К. Зеленова (1960 г.), образование бокситовых месторождений в морских условиях вызвано резким изменением в присутствии коралловых известковых рифов pH среды.

Такое объяснение подтверждается тем, что бокситовые месторождения в геосинклинальных областях формировались сразу за проявлениями вулканизма и обычно ассоциируются с рифовыми образованиями, подвергавшимися под действием вод повышенной кислотности выщелачиванию с образованием карстов. С этим же связано и проявление гидротермального изменения вмещающих пород, на что впервые обратил внимание А. В. Пейве.

К указанному типу вулканогенно-осадочных месторождений К. К. Зеленов относит главнейшие месторождения бокситов миоцена Ямайки и Гаити, мезо-кайнозоя Центральной и Западной Европы, девонские месторождения Урала и Салаира.

Вулканогенно-осадочные сульфидные месторождения

Выделение этой группы месторождений, долгое время дискуссионное, в настоящее время получает широкое признание за рубежом и в нашей стране. Этому особенно способствовали работы Г. С. Дзаценидзе, В. И. Смирнова, Н. С. Скрипченко, Г. Н. Щербы, а также А. Р. Кинкела, В. Давида, Х. Офтедаля и др. В пользу выделения этих месторождений свидетельствуют данные об их тесной связи с вулканогенными формациями и стратиграфическими комплексами, а также их линзо- и пластообразная форма, согласное залегание руд в породах субмаринного происхождения, фациальный переход в кремнистые железо-марганцовистые отложения и переслаивание их с яшмами. Однако наличие секущих рудных образований, проявлений гидротермального изменения, метасоматической и внутрирудной зональности и некоторые другие факты еще требуют внимательного изучения и объяснения.

Месторождения этой группы размещаются в геосинклинальных прогибах, нередко в локальных синклинальных структурах и мульдах, выполненных вулканогенными, а также глинисто-кремнистыми и аргиллитовыми породами и хемогенными известняками. Последние часто переслаиваются, образуя слоистые пачки, в которых встречаются радиоляриевые кремнисто-гематитовые или железо-марганцевые пласты. Характерно расположение ряда месторождений на пологих склонах подводных вулканических аппаратов или центров вулканической активности. В этом случае иногда можно наблюдать смену вулканогенно-осадочных месторождений субвулканическими, что отмечал для колчеданоносных районов В. И. Смирнов. Последний считает характерной особенностью рассматриваемых месторождений проявление гидротермального изменения только в подстилающих рудные тела вмещающих породах, в то время как в надрудной толще, не несущей следов гидротермального изменения, иногда наблюдаются рудные включения, рассматриваемые указанным автором как результат разрушения рудных тел во время накопления осадков.

Гидротермальное изменение подстилающих рудные залежи кварцевых альбитофиров выражено хлоритизацией, серицитизацией, окварцеванием и сульфидизацией, которые можно рассматривать как различные фации широкого процесса — пропилитизации.

В медноколчеданных месторождениях Уруп, Худес (Северный Кавказ) и др. наблюдаются текстуры оползания в рудах (рис. 150), затеки лав (рис. 151) и другие признаки вулканогенно-осадочного рудообразования.

В Казахстане в месторождениях атасуйского типа, залегающих преимущественно в вулканогенно-осадочных отложениях, по данным Г. Н. Щербы, гидротермальное изменение выразилось в интенсивной альбитизации туффитов и адуляризации (Караджал, Шоинтас), на которые наложился уже контактовый метаморфизм в связи с поздними гранитами, приведший к оскарнованию и ороговикованию (месторождение Карагайлы). В связи с воздействием поздних гранитов происходило переотложение руд или их регенерация с образованием гидротермально-метасоматических ассоциаций второго



Рис. 150. Текстуры оползания в тонкослоистых колчеданных рудах. Месторождения Худес, Сев. Кавказ. 0,5 нат. вел. Фото Н. С. Скрипченко

этапа. Часто рассматриваемые месторождения подвергались складчатости и метаморфизму, что вызывало усложнение структур, образование разрывных нарушений, зон смятия и дробления. Пластообразные тела превращались в линзообразные, часто с типичными округлыми или смятыми формами, иногда появлялись секущие жилы. Установлены также связь рудных тел с центрами вулканизма (рис. 152) и зональность их по отношению к ним (рис. 153).

Руды колчеданных месторождений представлены пиритом, мельниковитом, марказитом, халькопиритом, гематитом и кремнистым кварцем. Н. С. Скрипченко установил биогенное происхождение пирита в целом ряде месторождений.

Руды месторождений атасуйского типа состоят из гематита, псиломелана, пиролюзита, браунита, а также пирита, галенита, сфалерита, барита, кальцита. В месторождении Привольное на Малом Кавказе отмечен также эпидот.

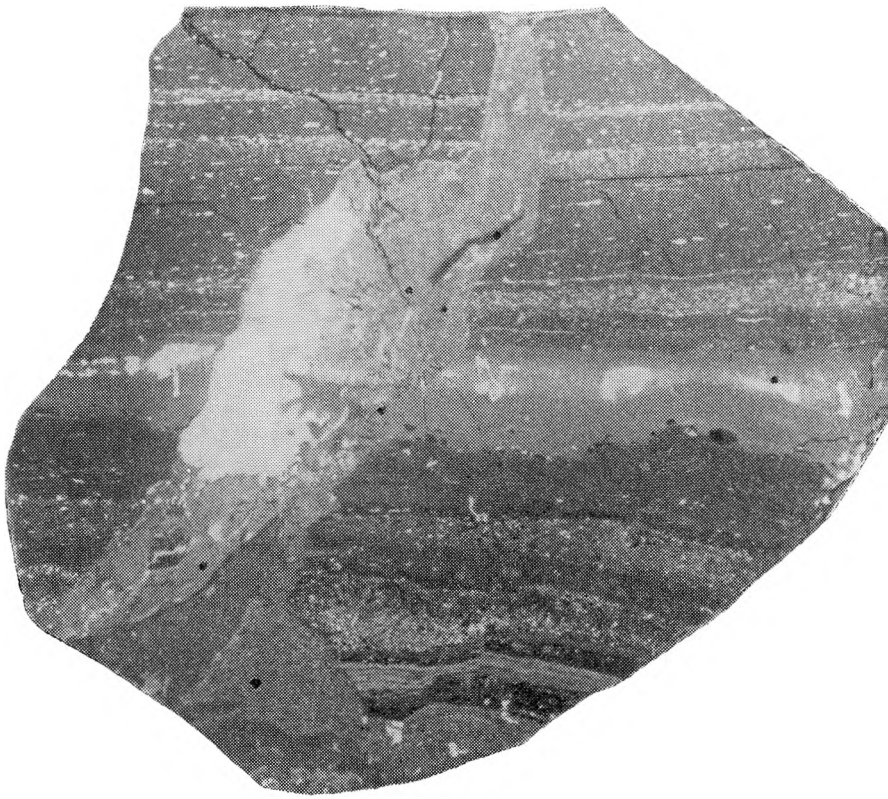


Рис. 151. Затек лавы, секущей пиритоносный кремнистый сланец. Медноколчеданное вулканогенно-осадочное месторождение Худес на Сев. Кавказе. Белое — доломит. Нат. вел. По *П. С. Скрипченко*

Отличительными особенностями месторождений рассмотренной группы являются следующие:

1) пластовая форма рудных тел и согласное их залегание;

2) приуроченность рудных пластов к основанию туфо-осадочных пород, перекрывающих эффузивы;

3) тесная ассоциация рудных пластов с кремнисто-гематитовыми или железисто-марганцовистыми;

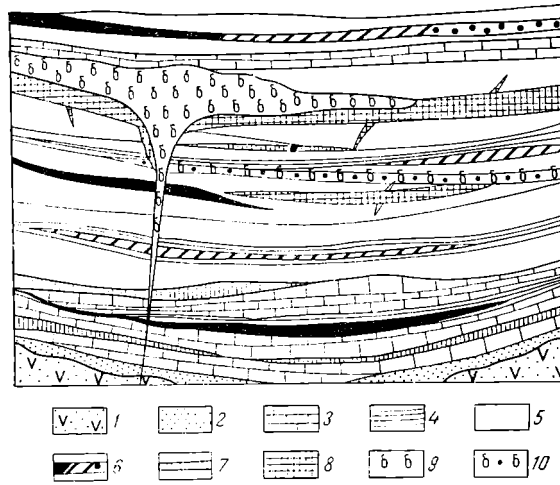


Рис. 152. Разрез вулканогенно-осадочного свинцово-цинково-баритового месторождения атасуйского типа. По *Г. Н. Щербе*

1 — вулканогенные породы; *2* — алевро-песчаники; *3* — известняки и доломиты; *4* — силициты; *5* — глинисто-карбонатные породы; *6* — железные, железо-марганцевые и марганцевые руды; *7* — осадочные цинковые и свинцовые руды; *8* — метасоматические свинцово-цинково-баритовые руды; *9* — баритовые метасоматиты; *10* — барит-сульфидные руды

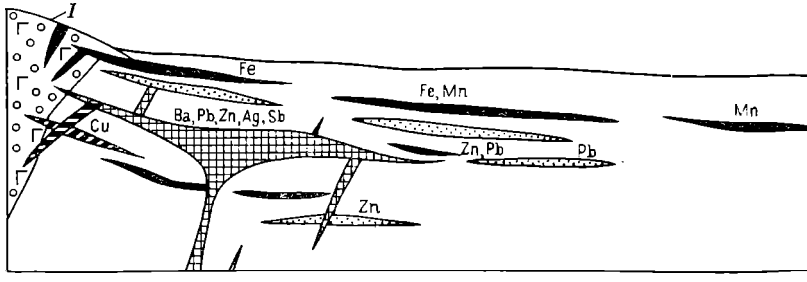


Рис. 153. Рудная зональность около вулканического центра. I — вулканический центр фамена. По *Г. Н. Щербе*

4) одностороннее гидротермальное изменение вмещающих пород лежачего бока;

5) присутствие сульфидов железа биогенного происхождения.

Вулканогенно-осадочные месторождения марганца

Среди вулканогенно-кремнистой марганцовистой формации Н. С. Шатский выделил два типа месторождений. Первый из них связан с зеленокаменными спилито-кератофировыми формациями и представлен месторождениями небольшого масштаба и низкого качества (Мазульское и другие месторождения восточного склона Южного Урала, Центрального Казахстана, Малого Кавказа, Олимпийских гор в США и др.). Второй тип месторождений приурочен к более кислым кремнистым вулканогенным породам порфирового ряда и отличается несколько более богатыми пиролюзитовыми рудами, но также небольшого масштаба. Это — месторождения внутриформационные, приуроченные нередко к геоантиклинальным структурам. Встречаются в Японии и США (шт. Вашингтон).

Другой гораздо более важной формацией марганцевых руд является известняково-доломитовая. Месторождения этой формации известны в Аппалачах (США), где они приурочены к отложениям миогеосинклинали, а также в Западной Сибири, где они выполняют вместе с перемежающимися с ними вулканогенными породами эвгеосинклиналь.

Г. С. Дзоценидзе (1966 г.) считает, что источником крупнейших Чиатурских месторождений возможно были не древние породы Дзирульского массива, а вулканогенные толщи мезозоя.

Биогенные месторождения

К биогенным относятся месторождения углей, фосфоритов и некоторые месторождения урана и редких металлов.

Месторождения углей рассматриваются в специальном курсе и поэтому здесь даются только некоторые сведения в приложении к приуроченным к ним редким металлам. В углях часто концентрируются германий, уран, скандий, селен, редкие земли иттриевой группы, бериллий и некоторые другие. Германий и редкие металлы сорбируются, по-видимому, гелем гумусовых кислот в торфяной стадии образования углей.

ЛИТЕРАТУРА

Россыпные месторождения

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., изд-во АН СССР, 1955.

Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Мирчинк С. Г. Роль молодой тектоники в пространственном размещении золотоносных россыпей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Никифорова К. В. Некоторые закономерности размещения россыпных месторождений в платформенных формациях. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. 4, М., Госгеолтехиздат, 1960.

Пятнов В. И. Условия образования прибрежных морских россыпей. «Разведка и охрана недр», 1956, № 5.

Трофимов В. С. Генетические типы россыпей и закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Шило Н. А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. Тр. ВНИИ — I, вып. 63. Магадан, 1960.

Хемогенные месторождения

Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». вып. 1. М., изд-во АН СССР, 1958.

Бушинский Г. И. Теория А. Д. Архангельского о генезисе бокситов в свете современных данных. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». М., изд-во АН СССР, 1958.

Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. М., изд-во МГУ, 1962.

Гиммельфарб Б. М. Тектоническое размещение фосфоритовых месторождений в СССР. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых» вып. 1. М., изд-во АН СССР, 1958.

Горецкий Ю. К. Об условиях формирования и некоторых закономерностях в размещении осадочных и осадочно-метаморфизованных рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 1.

Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». М., изд-во АН СССР, 1958.

Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. М., Госгеолтехиздат, 1953.

Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритовых месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., 1950. № 5.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В сб. «Проблемы рудных месторождений». М., изд-во иностр. лит., 1958.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.

Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. Ин-т минералогии и геохимии АН СССР, 1961. М., изд-во АН СССР, 1961.

Смирнов В. И. К вопросу об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цикла. «Разведка недр», 1952, № 1.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2, 3, изд. 2. М., изд-во АН СССР, 1962—1963.

Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.

Baas Becking L. G., Moor D. Biogenic sulfide. Econ. Geol., 1961, vol. 56, 1961, No 2.

Вулканогенно-осадочные месторождения

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., изд-во «Недра», 1965.

Иванов С. Н. Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем. Докл. АН СССР, т. 169, № 1, 1966.

Калугин А. С. и Иванов В. И. О связи с диабазами и метаморфизме некоторых вулканогенно-осадочных железорудных месторождений в девонских отложениях Алтая. Тр. СНИИГМС, № 35, М., изд-во «Недра», 1964.

Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. В сб. «Проблемы генезиса руд». Докл. сов. геологов. XXII сессия Междунар. геол. конгресса. М., изд-во «Недра», 1964.

Соколова Е. А. и Ботвинкина Л. Н. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных отложений. В сб. «Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей». М., изд-во «Наука», 1965.

Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования. Тр. ГИН, вып. 81, М., изд-во АН СССР, 1963.

Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа. «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.

Часть четвертая

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глава XII

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основные понятия

Процессы метаморфизма в природе широко развиты и выражаются в изменениях горных пород без их плавления и без участия процессов выветривания. Эти превращения, обусловленные нарушением химических равновесий в новых геологических условиях, сопровождающиеся изменением структур и текстур породы и возникновением новых минералов, могут происходить с сохранением суммарного химического состава породы (нормальный метаморфизм) или с его изменением. В последнем случае метаморфизм тесно связан с метасоматозом. Разница между нормальным метаморфизмом и метасоматозом заключается в размерах миграции вещества; при метасоматозе вещество перемещается на значительные расстояния главным образом под действием фильтрующихся растворов, а при метаморфизме преимущественно на незначительное расстояние путем диффузии. Причиной диффузии является различие в химических активностях присутствующих химических элементов в связи со стремлением каждого химического соединения с высокой активностью перейти в соединение с низкой активностью. Разница или градиент активности обусловливается различиями в давлениях, температуре, составе и объеме минералов, а также в среде (поровом растворе). Перемещение вещества при метаморфизме, обусловленное дифференциальной миграцией ионов под влиянием местных изменений химического потенциала, носит название метаморфической дифференциации.

К явлениям метаморфической дифференциации относят образование конкреций и секреций (например, порфиробластов, пегматоид-

ных образований, скоплений устойчивых минералов — граната, магнетита и др.).

Основными причинами метаморфизма принято считать, во-первых, повышение температуры и давления в результате региональных тектонических движений, глубокого погружения обширных участков земной коры (региональный метаморфизм) и воздействия тепловых потоков и, во-вторых, дислокаций, сопровождающихся смятием, раздроблением и милонитизацией пород (дислокационный метаморфизм). Оба указанных типа метаморфизма часто проявляются совместно. Выделяют также термальный метаморфизм, обусловленный воздействием тепловых потоков и интрузий. Наконец, многие исследователи выделяют процессы ультраметаморфизма, проявляющиеся ниже зоны регионального метаморфизма, рассматриваемой как область плавления сиаля. В этой зоне процессы метаморфизма и магматизма тесно взаимосвязаны.

Метаморфизм пород и руд обусловлен химическими реакциями, которые направлены в сторону образования устойчивых минеральных ассоциаций при изменяющихся физических условиях. Но поскольку физические условия при региональном метаморфизме изменяются крайне медленно, то и скорость химических реакций также весьма незначительна.

По Ф. Тернеру и Д. Ферхугену, метаморфизм наиболее высоких ступеней протекает при температуре порядка 800—1000° С. Эти авторы различают три типа давления, имеющего место при метаморфизме: давление нагрузки, ориентированное давление и давление водных растворов. Давление нагрузки пород составляет примерно 250—300 *атм* на 1 *км* глубины, причем общее давление нагрузки при метаморфизме может достигать 10 тыс. *атм*. Ориентированное давление не превышает 2—3 тыс. *атм*, т. е. оно сказывается на глубинах не более 7—10 *км*. Давление водных растворов в глубинных зонах примерно равно давлению нагрузки, но в более высоких зонах может превышать его.

Выделяют три главных типа метаморфизма: контактовый, дислокационный, или динамический, и региональный. Контактовый метаморфизм как процесс, сопровождающий формирование магматогенных месторождений, был рассмотрен выше, динамический и региональный как процессы образования метаморфогенных месторождений будут охарактеризованы в следующих главах.

Ф. Тернер и Д. Ферхуген выделяют следующие фации и субфации регионального метаморфизма (сверху вниз): 1) цеолитовую; 2) фацию зеленых сланцев с субфациями кварц-альбит-мусковит-хлоритовой, кварц-альбит-эпидот-биотитовой и кварц-альбит-альмандиновой; 3) фацию глаукофановых сланцев; 4) альмандин-амфиболитовую с субфациями ставролит-альмандиновой, кианит-альмандин-мусковитовой, силлиманит-альмандин-мусковитовой и силлиманит-альмандин-ортоклазовой; 5) гранулитовую с субфациями роговообманково-гранулитовой и пироксен-гранулитовой; 6) эклогитовую.

С фациями метаморфизма связана и метаморфическая зональность. Юнг и Руге, в частности, выделили для Центрального Французского массива следующие зоны:

	Глубина, *м*
1. Неметаморфизованные глинистые сланцы . .	4
2. Серицитовые сланцы	4—7
3. Двуслюдяные кристаллические сланцы с гранатом, кианитом и ставролитом	7—10
4. Верхние гнейсы	10—14
5. Нижние гнейсы биотит-силлиманит-гранатового состава без мусковита	

К метаморфическим фациям приурочены определенные месторождения. Например, месторождения высокоглиноземистого сырья (кианита и силлиманита) связаны с альмандин-амфиболитовой фацией, коренные месторождения рутила, по И. А. Ефимову, — с гранулитовой и эклогитовой фациями, мусковитовые пегматиты Мамского района — с кианит-альмадин-мусковитовой субфацией альмандин-амфиболитовой фации и т. п.

Проблема метаморфизма в конечном счете сводится к вопросу об источниках воды и прочих летучих, а также тепла. У. Файф и Д. Ферхуген (1962 г.) пришли к следующим выводам, которые в настоящее время разделяются многими исследователями.

1. Вода при метаморфизме имеет ювенильный характер; она заимствуется из глубинных зон, расположенных ниже зоны палингенеза. Пористость пород на глубине 10 *км* слишком мала, чтобы содержащаяся там вода могла иметь значение. Недостаточно воды и при дегидратации минералов, так как доказано, что для образования хлорит-эпидот-альбитовых пород из магматических должно быть добавлено еще столько же воды, сколько ее содержится в исходных породах.

2. Магма несомненно выносит некоторое количество воды, но оно не может быть очень большим, и значительная часть этой воды входит в состав пород.

3. В зонах низкотемпературного метаморфизма используется вода дегидратации, выделяющаяся из нижних зон.

4. Метаморфизм проявляется только при наличии усиленного теплового потока в связи с поступлением либо растворов, либо магмы, либо того и другого вместе. При этом он проявляется в термоаномалиях, где тепло и пар проникают в породы интенсивнее, чем в других участках земной коры. Однако одного температурного градиента недостаточно для проявления метаморфизма.

5. Тепло, как и вода, имеет глубинный источник. Поздние магмы, имеющие кислый состав, не являются независимыми источниками тепла, так же как и энергия деформаций.

Скорость реакций при метаморфизме определяется скоростью диффузии ионов, которая зависит от размеров их радиусов и зарядов, от сжатости кристаллов, наличия примесей и вообще от дефек-

тов кристаллических решеток минералов. Механические деформации также ускоряют реакции между твердыми фазами. Скорость диффузии ионов, которая в силикатах в сухих условиях достигает только нескольких сантиметров в миллионы лет, сильно увеличивается в присутствии воды. При этом, по данным Ф. Тернера и Д. Ферхугена, резкое увеличение скорости реакций происходит не только при наличии жидкой фазы воды, но даже в присутствии ее абсорбционных пленок.

Реакции при метаморфизме представляют собой сложный многоступенчатый процесс, складывающийся из диффузии ионов, образования центров кристаллизации и поверхностных реакций в связи с тем, что они развиваются преимущественно на границах минералов. На реакции оказывают влияние давление и механические деформации.

Нарушение химических равновесий при метаморфизме достигается в конечные стадии изменения условий, причем происходящие при этом реакции зависят от устойчивости не отдельных минералов, а их совокупности, т. е. от устойчивости их ассоциаций. При этом оказывается, что рудные минералы нередко менее устойчивы, чем некоторые силикаты. Поэтому растворение и переотложение рудных компонентов часто развивается в условиях метаморфизма преимущественно низких ступеней.

Важной особенностью минеральных преобразований при метаморфизме является их прогрессивный характер, чем рассматриваемый процесс принципиально отличается от постмагматических процессов, рассмотренных выше.

Метаморфические растворы и перемещение вещества

Перемещение элементов путем диффузии, как показал Д. С. Коржинский, совершается в присутствии поровых растворов. Изменения пород в результате метаморфизма общеизвестны: они перекристаллизовываются, в них развиваются бластические структуры, сланцеватость, минералы, содержащие воду, обезвоживаются. К числу таких минералов относится, например, опал, который, теряя воду, переходит в кварц. Лимонит, гидрогематит, гидрогётит, турьит и другие гидроокислы железа переходят в магнетит и гематит.

В условиях метаморфизма становится неустойчивым сидерит, превращающийся в магнетит, а также другие карбонаты, что ведет к декарбонатизации. В результате реакции при метаморфизме образуются минералы меньшего объема и большего удельного веса. При метаморфизме подвижными являются H_2O, CO_2 и другие минерализаторы, что ведет не только к перекристаллизации пород, но также и к минеральным преобразованиям. В связи с этим происходит сочетание метаморфического и собственно метасоматического процессов.

А. Г. Бетехтин указывал, что в условиях повышенных температур и давлений метаморфическая вода должна приобретать все

свойства типичных гидротерм, генетически связанных с интрузивной магматической деятельностью, т. е. повышенную способность к растворению, переносу и отложению минералов вдоль трещин или путем метасоматоза.

Одним из фактов, указывающих на принципиальную возможность переноса веществ растворами метаморфического происхождения, являются секреционные «альпийские» жилы. По данным Г. Кенигсбергера и других, среди метаморфических толщ в направлении поперечной сланцеватости нередко возникают трещины разрыва, выполненные такими же минералами, как и вмещающие их сланцы, и примерно в таких же соотношениях. Например, в амфиболитах и зеленых сланцах жилы выполнены альбитом, эпидотом, кварцем, в кварц-биотитовых сланцах — биотитом и кварцем, в известняках встречаются кальцитовые жилки, во вторичных кварцитах и джеспилитах — железнослюдковые жилки и т. п. В таких жилах часто присутствуют сульфиды Fe, Cu, Pb, а также касситерит, вольфрамит и др. Таким образом, в условиях регионального метаморфизма могут образоваться термальные растворы, в которых происходит диффузионное перемещение различных веществ.

Экспериментальные данные о миграции рудных веществ при метаморфизме

Экспериментальные данные, воспроизводящие метаморфические явления в природе, весьма ограниченны. Т. Н. Шадлун в условиях давлений 15—20 тыс. *атм* при нормальной температуре удалось получить не только раздробление твердых минералов, но и обособление минералов по твердости и пластическому течению в полосах, перпендикулярных ориентированному давлению. Она отмечает, что среди различных факторов, влияющих на величину деформации, исключительно важное значение имеет время.

Н. И. Хитаров установил, что из медистого песчаника, увлажненного хлор-натриево-кальциевой водой и помещенного между прослойками аргиллита с небольшим содержанием органического вещества и пирита, при давлении 1200 *атм* и температуре 200—400° С происходит вынос бо́льшей части меди на границу с аргиллитом и отложение ее в самородном виде, а несколько глубже, в аргиллите, где разлагается пирит, образуются халькопирит и борнит. По его же экспериментальным данным об устойчивости галенита следует, что в условиях невысоких температур и давлений при наложении на рудные скопления хлоридных растворов может происходить вынос свинца и, возможно, переотложение его концентраций. Экспериментами также была доказана миграция золота в условиях, близких к метаморфизму (В. Г. Моисеенко, В. А. Буряк). Экспериментально изучены условия перехода сидерита и гематита в магнетит при метаморфизме (Ю. П. Мельник, 1964, 1966 гг.) и др.

Характер изменения руд при метаморфизме

Процессы метаморфизма выражаются в изменении и преобразовании минеральных месторождений. На самых ранних стадиях развития этих процессов в результате так называемой собирательной кристаллизации происходит перекристаллизация гелей с объединением беспорядочно ориентированных дисперсных фаз и образованием метаколлоидных текстур. Дальнейшее изменение рудно-минеральных агрегатов в условиях метаморфизма ведет к полной утрате всяких следов колломорфных текстур и полной перекристаллизации руд, появляются характерные «тени давления» около пирита, что часто наблюдается во многих сульфидных месторождениях Кавказа, Урала и Алтая. Примеры перекристаллизации руд под термальным влиянием пересекающих их даек весьма многочисленны.

Процессы метаморфизма могут выражаться в изменении и преобразовании минеральных месторождений следующим образом:

1) в изменении текстур и структур руд с образованием реликтовых полосчатых и иных текстур и в явлениях перекристаллизации;

2) в изменении характера минерального состава руд; например, вместо марказита и мельниковита образуется пирит, вместо вюртцита — сфалерит, вместо пентагон-додекаэдрической модификации пирита развивается кубическая и т. п.;

3) в переотложении рудного вещества с обогащением некоторых частей рудных тел; например, увеличение количества сфалерита и халькопирита в краевых частях рудной залежи Дегтярки, обогащение этими минералами тонких частей залежей некоторых других колчеданных месторождений Урала и др.;

4) в изменении формы рудных залежей — появление округлых линзообразных форм, обтекание рудных тел сланцами, затеки последних в руды и т. п.;

5) в рассланцевании и изменении состава вмещающих пород, особенно гидротермально измененных;

6) в образовании альпийских жилок и рудных скоплений в результате перегруппировки материала.

Явления первого, второго и третьего типа обычно относятся к разряду метаморфических превращений, но явления четвертого типа иногда приводят к полному изменению не только состава, но и формы, и строения рудных тел.

Мобилизация рудного вещества при метаморфизме и классификация метаморфогенных месторождений

Важнейшей особенностью разбираемого процесса метаморфизма является развитие его в последовательности, соответствующей прогрессивному преобразованию пород. Н. Г. Судовиков с этим связывает его многостадийность, выражающуюся в мобилизации рудного вещества, и в переносе и отложении его в новых физико-химических условиях.

Мобилизация рудного вещества представляет собой переход его в способное к миграции состояние и имеет дифференциальный характер, обусловливающийся разными ступенями метаморфизма. В связи с перекристаллизацией пород происходит замена одних кристаллических решеток другими, с чем связано высвобождение акцессорных элементов и перевод их в раствор. Таким путем, по мнению Н. Г. Судовикова, в подходящих условиях происходит высвобождение олова, цинка, молибдена, титана, многих редких элементов из биотита и акцессорных минералов, свинца из полевых шпатов, цинка и ванадия из амфиболов и т. п. Особенно энергично происходит высвобождение таких металлов, как уран и редкие элементы, вовлекаемых в миграцию в виде легкорастворимых соединений.

В зависимости от глубинности и проявления той или иной ступени метаморфизма, по данным Н. Г. Судовикова, Г. Шрекке и других, можно различать следующие типы мобилизации рудного вещества.

1. В верхней зоне при значительной насыщенности пород поровыми растворами, но при малой способности разложения рудных минералов в условиях низких температур и относительно низкого давления происходит лишь локальное растворение наименее устойчивых рудных веществ и проявление метаморфизма и метасоматоза лишь на ограниченных участках (тип Раммельсберг, по Г. Шрекке).

2. В средней зоне в условиях повышенных температур и давлений, но при характерном для них недостатке растворов наблюдается метаморфизм на значительных площадях и метасоматоз, с чем связана более интенсивная миграция рудных веществ (тип месторождения Байерланд, по Г. Шрекке).

3. В глубинных зонах в условиях высоких температур и распространения сухих пород мобилизация рудных веществ происходит в процессе магмообразования через расплавы. В этих зонах интенсивно разрушаются гидроксилсодержащие, а также рудные минералы. Рудные тела приурочиваются к тектонически нарушенным участкам (тип месторождения Баденмаис, по Г. Шрекке).

Перенос рудных веществ при метаморфизме обусловлен главным образом процессами диффузии. Последняя могла достигать существенных величин только при большой длительности. Возникновение фильтрации растворов в связи с градиентами гидростатических давлений и температур объясняется по-разному. Многие исследователи считают, что причиной миграции, определяющей также и масштабы переноса, является нарушение равновесий в минеральных образованиях и возникновение новых устойчивых минеральных парагенетических ассоциаций в условиях различных зон. Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко предложили схему фаций регионального метаморфизма, вмещающих сульфидные месторождения (табл. 23).

В результате различных процессов метаморфизма, протекающих в разных условиях глубинности и среды, и обусловленных этим метаморфических фаций и субфаций, может происходить как изменение ранее образованных месторождений до преобразования их или

Таблица 23

Фации метаморфизма в рудных месторождениях

По Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко (с дополнением автора)

Фация	Субфации	Характерные парагенезисы	Температурные условия, °С	Примеры месторождений	Возраст
Цеолитовая		Цеолит, кварц, адуляр, пумпеллиит	До 300	Раммельсберг, Мегген (ФРГ)	Поздний Pt
Зеленых сланцев		Альбит, хлорит, пирофиллит	300—500	Витватерсранд (ЮАС)	Pt
		Эпидот, актинолит, альбит		Блайнд Ривер (Канада)	Pt
Амфиболитовая	Ставролит-гранатовая	Роговая обманка, биотит, кварц	400—500	Сулливан (Канада)	Pt
				Кривой Рог (СССР)	Pt—A
		Кварц, ставролит, альмандин, биотит	550—750	Дактаун (США)	Cm
		Кварц, альмандин, силлиманит, диопсид	550—750	Брокен-Хилл (Австралия)	Pt
Гранулитовая		Плагиоклаз, роговая обманка, диопсид	700—800		

полного разрушения, так и образование совершенно новых месторождений.

Различают две группы метаморфогенных месторождений: метаморфизованные и метаморфические. Метаморфизованные месторождения в свою очередь можно подразделить на регионально- или динамометаморфизованные и термально-метаморфизованные под воздействием магматических проявлений или тепловых потоков. Кроме того среди метаморфизованных месторождений могут быть выделены метаморфизованные экзогенные и метаморфизованные эндогенные.

Месторождения самородной серы, минеральных солей, углей, гипса и др. при метаморфизме исчезают уже в верхних фациях, гидротермальные месторождений урана в амфиболитовой и гранатовой, а сульфидные — в гранулитовой.

Метаморфизованные месторождения

Месторождения, преобразованные в результате процессов метаморфизма с резким изменением минерального состава руд, формы и строения рудных тел, называются метаморфизованными.

Региональио-метаморфизованные месторождения

Преобразование руд при региональном метаморфизме наблюдается как в эндогенных месторождениях, в частности гидротермальных, так и в экзогенных — в месторождениях коры выветривания и осадочных. При этом в зависимости от глубинности и определяющейся этим степени метаморфизма метаморфизованные месторождения и их руды могут быть изменены в различной мере и сохранять те или иные признаки своего первичного состояния.

Метаморфизм некоторых осадочных месторождений древнего возраста часто приводит к интенсивному изменению состава руд и характера рудных тел. При метаморфизме осадочных месторождений марганца за счет слагающих их руды пиролюзита, псиломелана, манганита и других образуются минералы, характерные для метаморфических фаций — браунит (Mn_2O_3) и гаусманит (Mn_3O_4), за счет опала появляется кварц и халцедон, а в более глубинных условиях развиваются силикаты — родонит ($MnSiO_3$), бустамит [$(MnCa)SiO_3$], тефроит (Mn_2SiO_4), спессартин [$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$] и др. При таких минеральных преобразованиях валентность соединений марганца понижается: вместо четырехвалентных соединений появляются трех (браунит)- и даже двухвалентные (гаусманит, силикаты марганца) соединения. Последние, в соответствии с представлениями Д. С. Коржинского, характеризуют относительно глубинные фации. При метаморфизме осадочные руды марганцевых месторождений уплотняются, причем вначале — при образовании браунита и гаусманита — содержание марганца в рудах повышается. В дальнейшем при сильном проявлении регионального метаморфизма, сопровождающегося полным переходом окислов и карбонатов марганца в силикаты, происходит частичное рассеивание марганца. Содержание его уменьшается и месторождение иногда становится непромышленным. Таковы, в частности, «испорченные» месторождения Магнитогорского района на Урале. Среди метаморфизованных месторождений можно выделить несколько рудных формаций. К первой рудной формации относятся некоторые метаморфизованные месторождения марганца, имеющие промышленное значение. В одном из таких месторождений — Гриквеландвест (Южная Африка) первичные осадочные руды, состоявшие

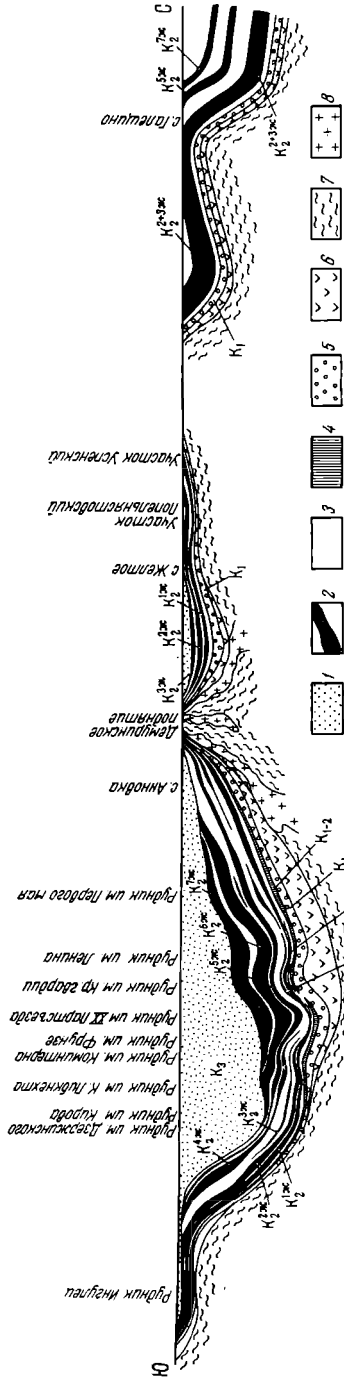


Рис. 154. Продольный разрез железистых кварцитов и джеспилитов Криворожско-Кременчугской полосы. По *Г. И. Каляеву*
1 — породы верхней криворожской свиты (K_3); *2* — железистые горизонты средней свиты ($K_2^{2к}$); *3* — сланцы (K_2); *4* — горизонт тальковых сланцев (K_{1-2}); *5* — нижняя аргозово-филлитовая свита (K_1); *6* — амфиболитовая свита (K_0); *7* — гнейсы и древние граниты; *8* — посткриворожские граниты

из пиролюзита, лимонита, гидраргиллита (боксита) и барита, в результате прогрессивного метаморфизма были превращены в агрегаты браунита, гематита и ситапарита (MnFe) MnO_3, ассоциирующиеся с натриевым маргаритом, марганцевым диаспором и баритом. Рудные залежи приурочены к контакту трансваальских доломитов и несогласно перекрывающей их толщи Матсап (Pt—Pz). Месторождение относится к фации зеленых сланцев.

Несколько иную рудную формацию образуют крупные месторождения Индии, связанные с кристаллическими сланцами дарварской свиты архея. Рудные слои представлены мелкозернистыми породами — гондитами, состоящими из спессартина, кварца и присутствующих в меньших количествах марганецсодержащих амфибола и родонита. Гондиты могут рассматриваться как образования альмандин-амфиболовой фации.

Другой тип месторождений марганцевых руд Индии связан с породами пироксен-гранулитовой субфации, представленными гнейсами, называемыми кодуритами. Они сложены на 55% гранатом — спандитом (промежуточная разность между андрадитом и спессартином) и на 40% калиевым полевым шпатом. К гондитовому типу могут быть отнесены также месторождения марганцевых руд Бразилии и Ганы.

Другой рудной формацией метаморфизованных осадочных месторождений являются джеспилиты и железистые кварциты. Первичные осадочные руды, состоявшие из гидроокислов железа, шамозита, гриналита и сидерита, в результате метаморфизма превратились в гематитовые, магнетитовые и лептохлоритовые. Часто эти руды состоят только из магнетита и кварца, характеризующихся тонкополосчатым распределением. Иногда в этих рудах, как показали Н. М. Страхов и П. Вагнер, наблюдаются переходные разности, в которых сохранилась первичная оолитовая структура (Претория, Нама-Трансвааль). Такие железистые кварциты, называемые в США таконитами, а в Бразилии итабиритами, широко распространены среди докембрийских образований мира и замечательны в том отношении, что к ним приурочены огромные и важнейшие в промышленном отношении месторождения железных руд — Кривого Рога (рис. 154), КМА, Верхнего Озера в США и др. В настоящее время железистые кварциты, содержащие до 46% железа, непосредственно вовлекаются в промышленное использование. Структуры железистых кварцитов и джеспилитов показаны на рис. 155.

При образовании железистых кварцитов не только изменяется их минеральный состав, но происходит перераспределение материала с образованием прожилков, выполненных кварцем или железной слюдкой. Некоторые исследователи (Я. Н. Белевцев, В. С. Домарев и др.) считают, что такое перемещение в результате метаморфизма имело большой масштаб и приводило к образованию скоплений магнетит-гематитовых руд.

К третьей, также весьма важной в промышленном отношении формации метаморфогенных месторождений, принадлежат золотоносные урансодержащие

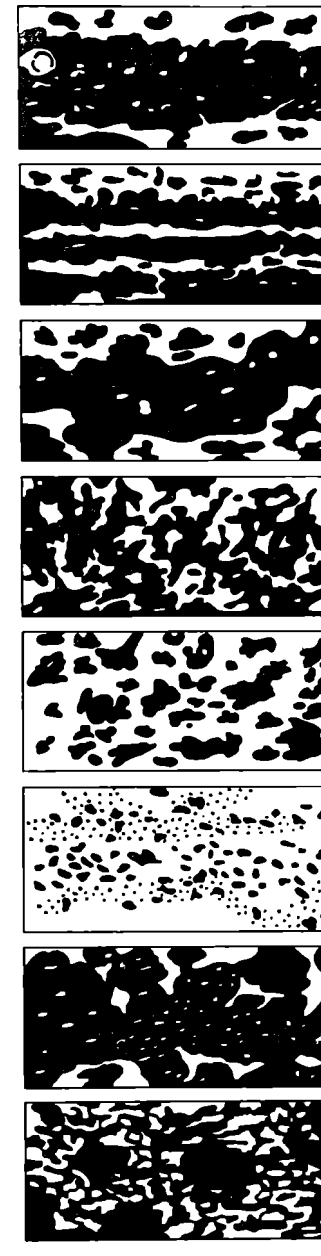


Рис. 155. Текстуры железистых кварцитов и джеспилитов. По *Б. И. Пирогову*

конгломераты, распространенные в Южной Африке, Канаде, Бразилии и др. Эти месторождения, по мнению многих исследователей, представляют собой древние россыпи или инфильтрационные экзогенные образования, где в процессе метаморфизма происходило перераспределение золота и урана, сопровождавшееся образованием ряда минералов, в частности, пирита, пирротина, браннерита, уранинита, тухолита, а также халькопирита, галенита, сфалерита, линнеита, скуттерудита и др. (рис. 156).

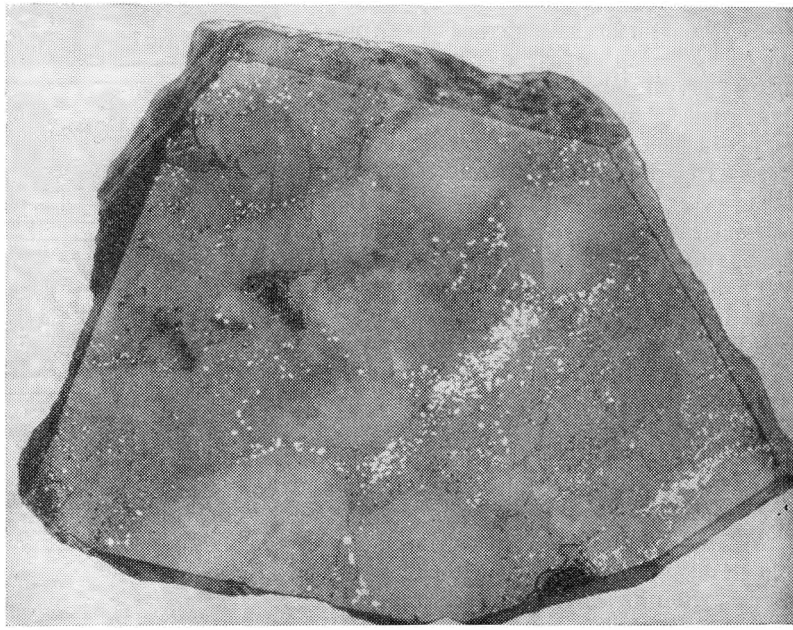


Рис. 156. Золотоносные урансодержащие конгломераты Витватерсранда (ЮАР) с кварцевой галькой и сульфидами в цементе. Нат. вел. Фото прошлифованных штуфов из коллекции Н. М. Федоровского

К особой формации должны быть отнесены месторождения древней коры выветривания, подвергшиеся метаморфизму. В них за счет гидроокислов железа появляются гематит, магнетит, а также такие минералы метаморфического происхождения, как хлоритоид. Они перекрыты позднейшими отложениями и имеют пластообразную форму, часто располагаются на границе двух различных формаций, характеризующей перерыв в отложении осадков и развитие коры выветривания. Примером такого типа образований могут служить железорудные залежи ингулецкого типа в Кривом Роге, залегающие на границе средней железорудной и верхней свит.

Месторождения, метаморфизованные под воздействием магматических проявлений и тепловых потоков

Месторождения этой группы выделены С. А. Вахромеевым, Д. И. Горжевским, В. Н. Козеренко, И. В. Дербиковым, В. И. Смирновым, Г. Шнейдерхеном и другими, но изучены пока недостаточно. Для них характерна приуроченность к контактовым зонам роговиков,

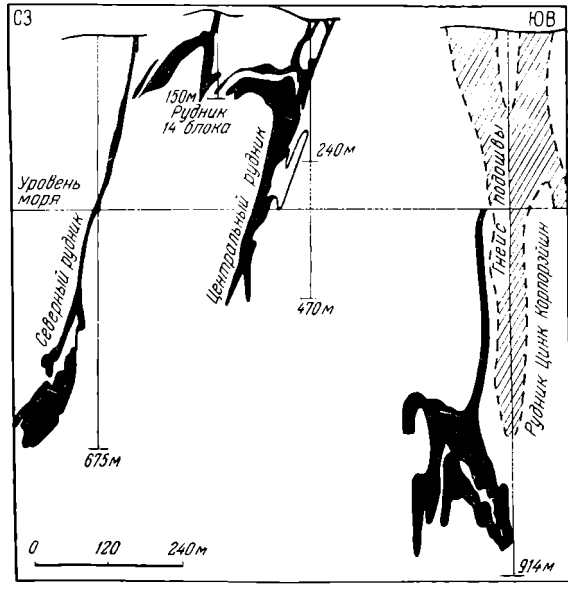


Рис. 157. Разрез через метаморфизованное полиметаллическое месторождение района Брокен-Хилл в Австралии. Форма рудного тела обусловлена метаморфизмом

от скарновых месторождений они отличаются тем, что образованы задолго до метаморфизующих их интрузий. К ним относят ряд магнетитовых месторождений Западной Сибири (И. В. Дербиков), Южной Якутии (Д. Сердюченко) и Западного Забайкалья (С. А. Вахрамеев, 1961 г.), медные месторождения района Синхбум в Индии и Роуаин-Норанды в Канаде, Курейское месторождение графита в Красноярском крае и месторождение ванадия Мина-Рагра в Перу. Новые важные данные о метаморфизме вулканогенных месторождений приведены Г. Н. Щербой, И. Г. Галдиным, Т. И. Шадлун и др. Разрез через месторождение этого типа приведен на рис. 157.

Рудные формации	Характерные минеральные ассоциации	Геохимические ассоциации	Метаморфические фации	Литологическая характеристика пород
				Метаморфизованные
Формация железистых кварцитов	Магнетит, кварц, лептохлорит	Fe	Фация зеленых сланцев	Переслаивание железистых кварцитов и силикатных прослоев
Марганцевая	Гаусманит, браунит, марганцевые силикаты	Mn		Гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы (гондиты)
Формация древних металлоносных конгломератов	Золото, уранинит, браннерит, сложные окислы	Au, U, (Ti, Th, TR)	Фация зеленых сланцев	Кварцевые конгломераты с сульфидами, кварциты, сланцы
Формация свинцово-цинковых месторождений	Галенит, сфалерит, пирротин, роговая обманка, силлиманит	Pb, Zn, Cu	Глаукофановая, альмандин-амфиболитовая фация зеленых сланцев	Гнейсы, кристаллические сланцы
Медорудная	Халькопирит, пирит, кварц	Cu, Zn, (Ni)	То же	То же
Графитовая	Графит		» »	Мигматиты, гнейсы
				Метаморфические
Железорудная	Магнетит		Глаукофановая, альмандин-амфиболитовая фация зеленых слащев	Гнейсы, кристаллические сланцы
Кианитовая	Кианит		Гранулитовая	То же
Титановая	Рутил, ильменит		»	» »
Урановая(?)	Урановая черпь, урановая смолка, сульфиды железа		Фация зеленых сланцев	Глинистые и кремнистые сланцы

метаморфогенных месторождений

Структуры месторождения	Форма рудных тел	Текстуры руд	Возраст	Промышленное значение	Примеры месторождения
месторождения					
Синклинальная, разбитая разломами	Пластообразная	Слоистые	Pt	Важнейшее	КМА, Кривой Рог (СССР), Верхнее Озеро (США)
	»	Сланцеватые	A — Pt	Существенное	Индия, Казахстан (СССР)
Моноклинальная	Пластовая и пластообразная	Вкрапленное оруденение в цементе конгломератов	Pt	Важнейшее	Витватерсранд (Южная Африка), Блайнд-Ривер (Канада)
Сложные складки, разбитые сбросами	Сложная	Полосчатые и массивные	Pt	»	Брокен-Хилл, Маунт-Айза (Австралия), Сулливан (Канада)
	Линзы и жилообразные тела	Полосчатые, массивные и прожилковые	A — Pt	Важное	Синхбум (Индия)
	Пластообразная	Сланцеватые, вкрапленные	A — Pt	Существенное	УССР, Курейское в Красноярском крае
месторождения					
Складчатая	Пластообразная	Массивные	A — Pt	Существенное	Южная Якутия
»	»	Гнездовые	A — Pt	Важное	Лата-Бору (Индия)
	»	Полосчатые	Pz (?)	»	
	Участки дробления и трещиноватости	Вкрапленность и альпийские жилки	Pz (?)	»	

Метаморфические месторождения

Под метаморфическими месторождениями понимают такие месторождения, которые возникли в результате метаморфизма горных пород, до того не содержавших промышленных рудных скоплений. Таковы, например, месторождения графита, образующиеся иногда в результате динамометаморфизма каменных углей; месторождения кианита, являющегося высокоогнеупорным сырьем; месторождения граната как абразивного сырья; месторождения пьезокварца, кровельных сланцев и др. Насколько образование метаморфических месторождений неметаллических полезных ископаемых является общепризнанным, настолько вопрос о существовании метаморфических рудных месторождений является дискуссионным и нередко вызывает горячие споры. Источником последних являлись в значительной мере не совсем точное определение и разграничение основных понятий и разное понимание терминов, а также кардинально различное толкование петрогенетических проблем, и, в частности, проблем места, значения и распространения явлений гранитизации, происхождения гранитов и других глубинных пород, природы мигматизации, регионального метаморфизма и т. п.

В условиях регионального метаморфизма перенос вещества происходит преимущественно на небольшие расстояния и приводит, по-видимому, к обогащению лишь некоторых участков или горизонтов. Очевидно благоприятными условиями для образования месторождений являлись структурно-литологическая обстановка и фильтрационный эффект. Однако химические реакции в растворах здесь, вероятно, протекали при более высоких давлениях по сравнению с гидротермальным процессом, а рудоотложение происходило в более глубинных условиях. Разломы и трещины разрыва здесь развиты слабо, вместо них широко распространены зоны смятия и милонитизации. Широко развиты структуры плойчатости и гофрировки, складки волочения, будинаж и рассланцевание, используемые растворами.

Основываясь на данных о проявлении метаморфических растворов и миграции вещества, Я. Н. Белевцев, В. С. Домарев, П. Рамдор и другие склонны придавать метаморфическому процессу более широкое значение при образовании ряда самостоятельных месторождений — железных, медных, полиметаллических и некоторых редкометальных руд, чем это делают другие исследователи.

В. С. Домарев отмечает следующие особенности рудных месторождений метаморфического генезиса:

1) близость состава руд и вмещающих пород;

2) обычную приуроченность руд к метаморфическим толщам;

3) метасоматический характер руд при подчиненном значении выполнения пустот;

4) приуроченность оруденения преимущественно к складчатым структурам и связанным с ними трещинам;

5) отсутствие околорудных изменений.

Эти критерии не являются ни достаточными, ни бесспорными. Вопрос о полном значении метаморфических процессов в образовании рудных месторождений требует дальнейшего углубленного изучения.

К метаморфическим Р. Гецева относит урановые месторождения в углисто-глинистых, кремнисто-глинистых сланцах и органогенных известняках.

Метаморфизм и перекристаллизация сланцев выражаются: 1) в развитии микрогранобластовых и микролепидобластовых структур; 2) в регенерации обломочных зерен кварца; 3) в преобразовании конкреций; 4) в карбонатизации и полимеризации органики; 5) в возникновении метакристов пирита; 6) в развитии секреционных прожилков с сульфидами (альпийских).

Оруденение и минерализация представлены диспергированными окислами урана, пиритом, графитом, пирофиллитом, серицитом и кварцем.

Р. Гецева выделяет следующие этапы формирования месторождения: первый этап соответствовал срединной стадии геосинклинального развития и выражался в перекристаллизации пород, дегидратации минералов, карбонатизации и полимеризации органического вещества; при этом часть урана теряла сорбционную связь с органическим веществом и отлагалась в виде диспергированных окислов.

Второй этап соответствовал конечной стадии геосинклинального развития. При этом поровыми растворами мобилизовалась главная масса урана, происходил рудный метасоматоз в деформированных участках с восстановлением соединений шестивалентного урана сульфидной серой и органическим веществом в четырехвалентные.

В третий этап происходило дальнейшее затухание тектонических движений с цементацией брекчий и образованием альпийских жил.

Месторождения стратифицированы, но четких границ у рудных тел нет. Масштаб месторождений крупный.

Характеристика рудных формаций метаморфогенных месторождений приведена в табл. 24.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. О метаморфизованных месторождениях марганца. Докл. АН СССР, т. 45, № 1, 1945.

Коржинский Д. С. Совещание по геологии и генезису руд Криворожского железорудного бассейна (Кривой Рог. Окт. 1954). М., изд-во АН СССР серия геол., 1955, № 1.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., изд-во АН СССР, 1957.

Николаев В. А. и Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Плаксенко Н. А. О некоторых особенностях строения толщи метаморфических пород докембрия КМА, причинах их возникновения и их стратиграфическом значении. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1959.

Рамдор П. О метаморфизме и вторичной мобилизации. В сб. «Рудные регенерированные месторождения». М., изд-во иностр. лит., 1957.

Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма. В сб. «Физико-химпческие проблемы формирования горных пород и руд». Т. I. М., изд-во АН СССР, 1961.

Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., изд-во иностр. лит., 1961.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., изд-во иностр. лит., 1962.

Ферхуген Дж. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме. В сб. «Физико-химические проблемы формирования пород и руд», посвященном Д. С. Коржинскому. Т. I, Изд-во АН СССР, 1961.

Часть пятая

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Глава XIII

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Минеральные месторождения размещены в земной коре неравномерно. В некоторых регионах и областях встречаются разнообразные месторождения, в других наблюдаются только некоторые типы или месторождения определенных полезных ископаемых, в третьих месторождения отсутствуют. Изучение закономерностей размещения различных по составу и генетическим особенностям месторождений в разных по строению и историческому развитию структурно-фациальных зонах является содержанием и задачей особой ветви учения о минеральных месторождениях — металлогении или, как более общего понятия, минерагении.

В зависимости от масштаба структур, в пределах которых изучаются такие закономерности, различают региональную металлогению, т. е. металлогению регионов, и металлогению рудных районов, включающих рудные поля и месторождения. Такие районы входят в состав отдельных структурно-фациальных зон, выделяемых при тектоническом районировании регионов. Цели и методы исследований региональной металлогении и металлогении рудоносных районов существенно различны. Общая задача металлогении — служить основой прогнозов и обеспечивать поисковым работам высокую эффективность.

Металлогения — молодая ветвь учения о рудных месторождениях, хотя в 1866 г. И. А. Полетика указывал на важное ее значение, а понятие о металлогенических провинциях и эпохах было введено Лакруа еще в 1911 г. Однако эти понятия были преимущественно географическими, имели регистрационный характер и на картах выделяли группы месторождений однородных полезных ископаемых, например, железа, меди и т. п. Схемы металлогении П. Ниггли, В. Эммонса и других ученых представляли собой обзорные карты

месторождений полезных ископаемых на общих тектонических основах.

В СССР первые металлогенические схемы были разработаны А. Ф. Ферсманом, который выделил Монголо-Охотский рудный пояс. Позже С. С. Смирнов сделал попытку объяснения закономерностей размещения рудных месторождений в пределах крупнейшего на земном шаре Тихоокеанского рудного пояса и его советской части на Северо-Востоке Азии, а также рудных поясов Восточного Забайкалья. Он указал на значение тектоно-магматических комплексов в распределении эндогенных месторождений и предложил строить классификацию рудных месторождений на этом принципе. Уже тогда выявленные закономерности привели к важным практическим результатам.

Учением о металлогении занимался целый ряд исследователей и групп ученых. Особенно интенсивно металлогения Советского Союза изучалось геологами ВСЕГЕИ во главе с Ю. А. Билибиным, который наметил основные принципы и методы металлогенического анализа. Несмотря на схематичность и некоторые условные положения, эти работы явились основой дальнейшего развития методов металлогенических исследований. Они разрабатывались коллективами Казахской Академии наук (К. И. Сатпаев, Р. А. Борукаев, Г. Н. Щерба и др.), Узбекской Академии наук (Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев и др.), исследователями Дальнего Востока и Северо-Востока (Е. Т. Шаталов, Н. А. Беляевский, Е. А. Радкевич и др.). Большой вклад внесли также работы И. Г. Магакьяна, В. И. Смирнова и Г. А. Твалчрелидзе. Развитие металлогенических исследований в нашей стране диктуется необходимостью научного обоснования беспрецедентно широких поисковых работ для обеспечения перспективного развития всех отраслей народного хозяйства.

Особенности геологического развития и геотектоническое районирование как основа металлогении

Принципы металлогенического анализа основаны на всестороннем изучении истории геологического развития земной коры и выделении различных по геологическому строению структур, т. е. на геотектоническом районировании.

В соответствии с современными представлениями о направленности тектонического развития различных частей земной коры и различных форм тектонических движений, ниже рассматриваются особенности металлогении следующих основных типов структур земной коры:

1) геосинклинальных областей, рассматриваемых как мобильные зоны дифференциальных движений, с отчетливо выраженными ранним опусканием и последующим поднятием;

2) относительно стабильных платформенных областей;

3) мобильных областей дифференциальных движений с преимущественным поднятием (активизированные зоны).

Изучение этих основных типов областей земной коры, как геоструктурных единиц первого порядка, и выделение среди них различных по геологическому развитию, а следовательно, по строению и металлогеническим особенностям структурно-фациальных зон и рудных районов представляет собой задачу региональной металлогении. Эта задача решается на базе общих геологических и специальных металлогенических карт мелкого масштаба — от 1 : 200 000 и мельче. Задачей изучения отдельных структурно-фациальных и соответствующих им структурно-металлогенических зон является выявление рудных районов, полей и месторождений. Эта задача решается методами более детальных металлогенических исследований на базе геологического и специального картирования в крупных масштабах 1 : 25 000—1 : 100 000.

В зависимости от характера процессов рудообразования, обусловливающих размещение месторождений различного генезиса, различают два типа металлогении: эндогенный и экзогенный. Оба эти типа металлогении, будучи связаны с соответствующими геологическими процессами, представляющими разные стороны геологического развития одних и тех же частей земной коры, нередко связаны и между собой.

Основные понятия и терминология

В связи с развитием металлогенических исследований в настоящее время старые понятия о металлогенических провинциях и эпохах оказались недостаточными и устарели. Разными исследователями было предложено большое число новых разнообразных терминов, что создает путаницу в основных представлениях и мешает дальнейшей их разработке. Поэтому следует более строго придерживаться одной, наиболее употребительной и логичной терминологии, применяющейся в настоящее время и отражающей масштаб изучаемых частей земной коры от крупных к более мелким.

Металлогеническими поясами и провинциями называются наиболее крупные, отличающиеся по строению, части земной коры с сосредоточенными в них рудными образованиями; такие провинции отвечают наиболее крупным геотектоническим единицам — подвижным поясам, т. е. структурам первого порядка. М. В. Муратов выделяет шесть таких поясов: Тихоокеанский, Средиземноморский, Урало-Монгольский, Атлантический, Арктический, Капский. Среди них могут быть выделены металлогенические пояса и провинции второго порядка, например Охотско-Чукотский, Восточно-Азиатский и др. — в первом, Кавказский и Карпато-Балканский — во втором, Уральский и Монгольский — в третьем и т. д.

Структурно- или формационно-металлогеническими зонами называются такие части металлогенических поясов и провинций, которые отвечают структурно-фациальным зонам с характерными рядами геологических формаций

и отличаются особенностями геотектонического развития (например, внутренние части геосинклиналей, краевые прогибы и т. п.), обусловливающими проявление характерных рудных комплексов (например, Рудно-Алтайская, Сомхетско-Кировабадская и т. п.). Среди структурно-металлогенических зон выделяются металлогенические подзоны и рудные пояса, характеризующиеся генетически однотипной минерализацией (например, в Восточно-Забайкальской зоне выделяются оловянно-вольфрамовый, золото-молибденовый и полиметаллический рудные пояса и т. п.).

Рудные районы, или узлы, представляют собой уже отдельные локальные части структурно-металлогенических зон и рудных поясов с сосредоточенным в них оруденением, что обусловливается сочетанием не только региональных, но также локальных или местных условий структурных, магматических, литолого-фациальных, геохимических и др. Такие рудные районы, как было указано выше, представлены группами рудных полей, месторождений и рудопроявлений.

Внутреннее строение подвижных областей

Развитие геосинклинальных областей протекает в общем случае по следующей схеме: прогибание — расчленение геосинклинали с образованием внутренних геосинклиналей и геоантиклиналей — общее поднятие. При этом смена нисходящих движений поднятием происходит с запаздыванием в краевых частях, где развиваются поздние краевые прогибы. В поднятия вовлекаются также породы основания, образующие во внутренних геоантиклиналях срединные массивы. Выделяются также краевые и внутренние межгорные прогибы. Пример такого геотектонического районирования для Восточного Забайкалья показан на рис. 158.

В размещении рудных месторождений в геосинклинальных областях, кроме указанных их внутренних частей с характерными располагающимися в них магматическими комплексами, огромное значение имеют региональные разломы, контролирующие как магматические образования, так и проявления рудной минерализации.

Можно выделить следующие типы разломов и зон смятия:

1. Планетарные расколы земной коры, наблюдающиеся не только в складчатых зонах, но распространяющиеся также на платформы и океанические впадины; таковы, например, разломы в Приморье, Восточно-Африканский разлом, рифтовые зоны и др.

2. Глубинные разломы, к которым часто приурочиваются ранние прогибы, интрузии гипербазитов и другие магматические образования (зоны разломов восточного склона Урала, Гокчинско-Памбакский, разлом южного склона Кавказа и др.).

3. Региональные разломы на стыках внутренних частей геосинклинальных областей, различных по мобильности и направлению движений, — глубинные и сиалические.

4. Разломы фундамента, фиксирующиеся в верхних структурных этажах зонами трещиноватости (Дальний Восток, Центральный Казахстан и др.).

5. Крупные зоны смятия, например Иртышская. Пример такого районирования приведен для одного из секторов Тихоокеанского пояса на рис. 159.

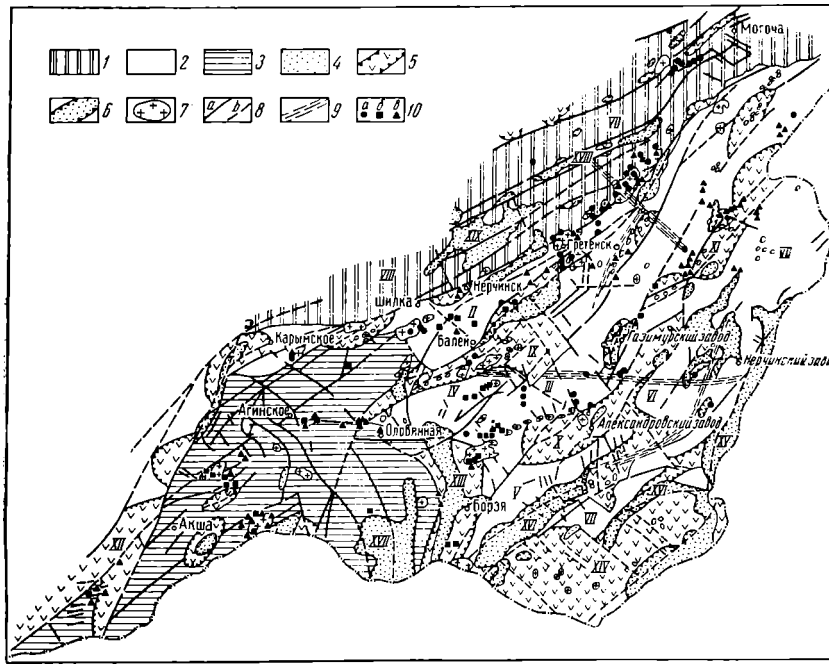


Рис. 158. Схема геотектонического районирования Юго-Восточного Забайкалья как основа металлогении. По *А. В. Дружинину*

Области поднятий: *1* — область активизации байкальских и каледонских структур, сложенная гранитоидами P—P; *2* — гранитоиды P, прорывающие отложения P_{1-2}; *3* — сланцы, песчаники; вулканиты P_{2-3}; *4* — песчано-сланцевые отложения
Межгорные прогибы: *5* — вулканогенные формации I_2 — I_3; *6* — терригенные и угленосные формации; *7* — верхнеюрские магматические комплексы интрузивные и субвулканические; *8* — разломы установленные (*а*) и предполагаемые по геофизическим данным (*б*); *9* — зоны трещиноватости; *10* — месторождения и рудопроявления молибдена (*а*), вольфрама (*б*) и олова (*в*).
Поднятия: *I* — Агинское; *II* — Борщовочное; *III* — Шахтаминское; *IV* — Букукинское; *V* — Цаган — Олуевское; *VI* — Кутомарское; *VII* — Приаргунское; *VIII* — Северо-Даурское. Межгорные прогибы: *IX* — Удинский; *X* — Мулинский; *XI* — Урюмканский; *XII* — Ононский; *XIII* — Тургино-Харанорский; *XIV* — Урулюнгуевский; *XV* — Аргунский; *XVI* — Западно- и Восточно-Урулюнгуевские; *XVII* — Торейских озер; *XVIII* — Ундургинский; *XIX* — Оловский

В структурно-металлогеническом анализе важнейшее значение имеет формационный анализ, выражающийся в выделении геологических формаций и их рядов, характеризующих соответствующие внутренние части геосинклинальных областей. Например, спилито-кератофировые и диабазо-альбитофировые формации характерны для ранних прогибов, терригенные песчано-сланцевые и флишевые



Рис. 159. Схема одного из секторов Тихоокеанского металлогенического пояса. По *М. И. Ициксону*

Глубинные разломы: *1* — региональные разломы (отмечены в фундаменте геосинклинали зонами дробления, интенсивного метаморфизма и гранитизации); *2* — интрарегиональные разломы.

Магматизм: *3* — батолитовые интрузивы кислых и ультракислых гранитов (ассоциирующая минерализация: олово, вольфрам, отчасти молибден в месторождениях кварцево-жильных формаций); *4* — гипабиссальные сложнодифференцированные интрузивы — состав от кварцевых монцонитов до аляскитовых гранитов (ассоциирующая минерализация: олово в месторождениях силикатно-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формаций; отчасти свинец, цинк, ртуть); *5* — малые трещинные интрузивы (штоки, дайки, межпластовые внедрения) лиоритов, диоритовых и диабазовых порфиритов, реже гранодиоритпорфиров и гранит-порфиров (ассоциирующая минерализация: золото, вольфрам, сурьма,

формации — для центральных внутренних геоантиклиналей, молассы — для краевых прогибов и т. п.

Таким образом, выделение структурно-металлогенических зон основывается на всестороннем изучении всего хода развития геосинклинальной области как в целом, так и в отдельных ее частях, с анализом мощностей и фаций осадков, а также геологических структур, магматических образований, их состава, форм проявления, глубинности и естественных ассоциаций магматических пород (комплексов) — интрузивных, вулканогенно-интрузивных, субвулканических, экструзивных и эффузивных, их взаимосвязи и соотношений с минерализацией.

Об основах региональной эндогенной металлогении подвижных зон

Ю. А. Билибин в результате обобщения и анализа данных по изучению магматизма и эндогенной минерализации СССР разработал общую схему металлогении подвижных зон земной коры. Эта схема, которую он увязывал с осадконакоплением, базируется на выделении последовательных этапов развития геосинклинальных областей от зарождения геосинклинали на древнем основании до превращения ее в молодую платформу с характерными для каждого этапа проявлениями осадочных и вулканогенных формаций, геологических структур, магматизма и типов минерализации. Научная ценность данной схемы выражается в следующем:

1) в ней сделана попытка сопоставить во времени проявление процессов тектоники, магматизма, осадконакопления и минерализации разных эпох, охарактеризовать их сложные сочетания и изменения на разных этапах геосинклинального развития подвижного пояса;

2) в этой схеме интрузивный цикл, характеризующийся полным рядом интрузивных проявлений от зарождения до отмирания геосинклинали, расчленен на интрузивные комплексы; учение об интрузивных комплексах и формациях позволило осветить связь оруденения по отношению не к отдельным интрузивам, а к их естественным комагматическим сообществам;

3) в данной схеме показано, что целый ряд типов оруденения связан с различными, в том числе и с субвулканическими интрузивами, проявляющимися на протяжении магматического цикла

ртуть); *6* — вулканические образования (покровы, субвулканы) кислого, отчасти среднего состава.

Ареалы минерализации: *7* — золото, вольфрам (шеелит), сурьма, ртуть; *8* — олово (силикатно-касситеритовой формации), свинец и цинк; *9* — ртуть (показана граница ареала).

Ареалы развития оловянной, вольфрамовой, молибденовой минерализации кварцево-жильного типа пространственно отвечают контурам батолитовых интрузивов. Геотектонические элементы: *10* — срединный массив; *11* — краевой прогиб; *12* — внутренние прогибы — синклинории (штрихи направлены в сторону складчатой области); *13* — центральные поднятия

несколько раз; показана также приуроченность оруденения к магматическим комплексам, различным по времени проявления и составу;

4) сделана попытка увязать магматические комплексы и проявления оруденения с различными типами тектонических движений и региональными структурами;

5) выделены разные типы рудной минерализации, приуроченные к различным магматическим комплексам и характерные для разных этапов геосинклинального развития.

Однако практическое применение данной схемы оказалось в ряде случаев затруднительным, а выделение различных этапов и соответствующих магматических комплексов (особенно гранитоидных) и связанной с ними минерализации, условным. В связи с этим рядом исследователей были высказаны замечания и возражения не только против отдельных положений, но и против универсальности схемы в целом.

Усложнение данной схемы геосинклинального развития выражается в наложении более поздних циклов геосинклинального развития на ранние, т. е. в проявлении полицикличных геосинклинальных зон, в повторении некоторых этапов и характерных магматических комплексов. Например, в подвижном поясе восточного склона Урала в ранние этапы его развития (каледонское время) был сформирован платиноносный габбро-перидотитовый комплекс, а затем, в варисское время, снова повторились «ранние этапы» и сформировался другой хромитоносный гипербазитовый комплекс. Подобное дублирование отмечается на Малом Кавказе, например, в проявлении порфирито-альбитофировых формаций, и в других областях. Еще чаще наблюдается различная интенсивность проявления тех или иных магматических комплексов и связанной с ними минерализации. Например, в Восточном Забайкалье и Приморье чрезвычайно слабо представлены начальные и ранние этапы и соответствующие им магматические комплексы.

Учитывая недостатки схемы Ю. А. Билибина, В. И. Смирнов предложил выделять типы геосинклиналей и складчатых зон, отличающиеся историей своего развития. Он различает геосинклинали типа А, которые характеризуются интенсивным развитием ранних магматических комплексов и связанной с ними металлогении (уральский тип); геосинклинали типа В, отличающиеся приглушенными интрузивным магматизмом и металлогенией ранней стадии развития (Малый Кавказ); геосинклинальные складчатые области типа С с крайне слабым эффузивным и интрузивным магматизмом ранней стадии и интенсивными послеинверсионными магматизмом и металлогенией средней и поздней стадий (Южный Тянь-Шань, Забайкалье, Западная Европа) и, наконец, складчатые области типа D, сходные с предыдущими, но без инверсионного обращения геосинклинальных прогибов в центральные поднятия (Приморье, восточно-азиатская часть Тихоокеанского пояса). Металлогения каждого типа характеризуется присущими им особенностями.

В последние годы развиваются представления о значении вулканических поясов как самостоятельных структурах первого порядка (Л. И. Красный, М. И. Иициксон, В. Т. Матвеенко). Такие пояса, приуроченные к линеаментным глубинным разломам и протягивающиеся на многие сотни и тысячи километров, отличаются историей формирования магматизма и металлогенией. Таковы Охотско-Чукотский вулканический пояс, выделяемый С. В. Обручевым, М. И. Иициксоном, В. Т. Матвеенко, Е. К. Устиевым, Е. Т. Шаталовым и др., Восточно-Азиатский пояс, протягивающийся в виде позднемезозойских андезитов и риолитов более чем на 8000 *км* (М. И. Иициксон, Л. И. Красный, Е. К. Устиев). В пределах этих поясов выделяются пояса меньшего масштаба.

На основании геологических и геофизических данных М. И. Иициксон считает, что особенности металлогении обусловлены тем, что Приохотские пояса заложены на океанической и переходной коре, где магматизм имел базальтоидное происхождение, а Восточно-Азиатские пояса — на континентальной сиалической коре, в связи с чем его магматизм имел иной сиалический характер. Подобные вулканические пояса меньшего масштаба выделяются и в других областях, например, Огоджа-Умлеканский пояс при сочленении Буреинского массива с синийско-кембрийской складчатой областью Туринтра—Джагды, Архаро-Буреинский на Малом Хингане, Центрально-Казахстанский, выделенный А. А. Богдановым как промежуточная структура между каледонидами и варисцидами, и др.

Таким образом, геосинклинальные зоны оказываются разнообразными как по строению, составу фундамента и примыкающим к ним разломам, так и по составу и характеру представляющих их геологических и, в том числе, магматических формаций и комплексов, а значит, и по металлогении. Важное значение имеет также выделение в качестве автономных структур зон активизации. Несмотря на большое сходство этих структур с поздне- и послескладчатыми зонами геосинклинальных областей, поскольку они отделены от них огромными интервалами времени и распространены в соседних областях и на платформах, выделение их можно считать обоснованным.

Такие структуры были выделены еще Г. Ф. Мирчинком, но особенности их металлогении намечены в общем лишь в последнее время М. И. Иициксоном, В. И. Казанским и особенно А. Д. Щегловым. Некоторые из них обнаруживают сходство с металлогенией вулканогенов, другие характеризуются своими особенностями. Как особый подтип среди них выделяются наложенные впадины, имеющие часто конседиментационное происхождение и выполненные продуктами субаэрального вулканизма и наземными осадками с мелкими субвулканическими образованиями субщелочных, основных и умеренно кислых дифференциатов трахибазальтовых магм. Металлогения этих структур выражена близповерхностными гидротермальными, иногда с переходом в инфильтрационные, месторождениями флюорита, ртути, сурьмы, вольфрама, мышьяка, золота и урана.

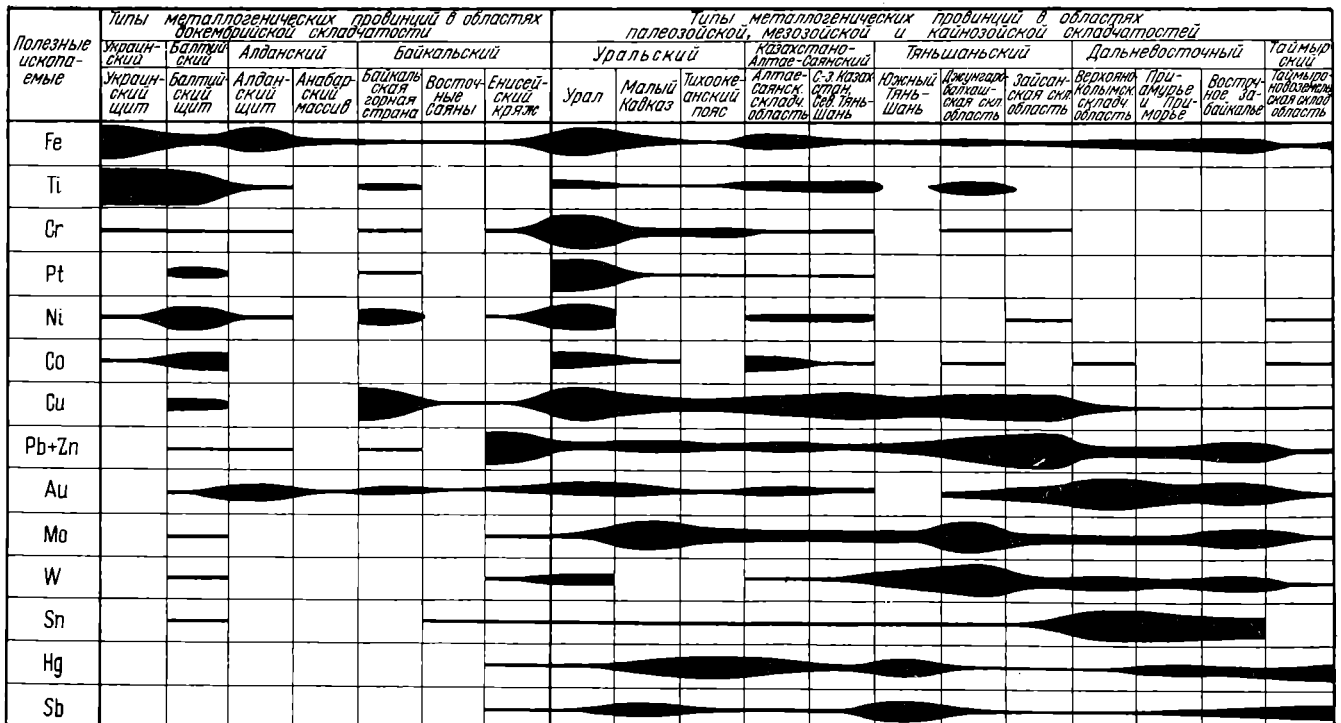


Рис. 160. Интенсивность проявления минерализации в различных металлогенических провинциях СССР. По *А. И. Семенову*

Касаясь стадийности развития геосинклинальных областей В. И. Смирнов указал, что последовательное развитие всех четырех—пяти или даже трех этапов — редкое явление в природе. Гораздо чаще в геосинклиналях представлены лишь два этапа: доскладчатый, с основным и ультраосновным магматизмом и соскладчатый, соответствующий главной складчатости с кислыми интрузивами (Урал, Кавказ — типы А и В), или соскладчатый и послескладчатый с трещинными, в основном малыми интрузиями (тип С — Восточное Забайкалье, Северный Тянь-Шань и др.), или же главным образом послескладчатый (тип Д — Приморье). Подобные замечания были сделаны также П. Н. Кропоткиным и Е. А. Радкевич. В развитии геосинклинальных складчатых зон как общую закономерность выделяет два этапа и М. В. Муратов. Наконец, нужно указать, что в схеме Ю. А. Билибина почти не учитывались важные закономерности проявления экструзивного и вулканогенно-интрузивного магматизма и связанной с ним эндогенной минерализации.

Таким образом, схема Ю. А. Билибина наметила лишь общие закономерности. Потребовались дополнения и детализация, которые вносились и продолжают вноситься на основе дальнейшего развития и уточнения геотектонических представлений. Особенности металлогении различных металлогенических провинций складчатых и активизированных областей показаны на рис. 160.

Экзогенная металлогения

Осадочными формациями, как уже отмечалось ранее, называются ассоциации горных пород, которые парагенетически связаны между собой как в возрастном (переслаивание, естественные ряды), так и в пространственном (фациальные связи) отношениях. Каждая формация и их комплексы связаны с определенными тектоническими условиями, а следовательно, и со структурами, и изменяются при изменении их в ходе развития земной коры. Такие формации и их комплексы существенно различны для внутренних частей подвижных поясов, и выделение их позволяет рассматривать особенности экзогенной металлогении.

В составленной коллективом ВСЕГЕИ металлогенической карте СССР выделены следующие структурно-формационные комплексы и формации.

1. Формации ранних прогибов, включающие такие характерные члены, как спилито-кератофировую, диабазо-порфиритовую или андезито-базальтовую, кремнисто-яшмовую; среди этого комплекса встречаются также карбонатная, глинисто-сланцевая (черные сланцы), терригенная и некоторые др.

2. Формации срединных прогибов, среди которых характерны терригенная, флишевая, флишоидная; нередко присутствуют карбонатная, реже вулканогенные.

3. Формации краевых прогибов: порфировая, андезито-базальтовая (наземно-вулканогенные), молассовая, угленосные и пестроцветные.

Таблица 25

Связь рудных и осадочных формаций

Осадочные формации	Рудные формации и типы оруденения
Ранние прогибы	
Глинисто-сланцевая (углистые сланцы)	Проявления ванадия, урана, месторождения железа
Вулканогенные (спилито-кератофировая, диабазо-порфиритовая и др.)	Колчеданные месторождения типа Куромоно и др., месторождения самородной меди
Кремнисто-яшмовая (яшмы, кремнистые сланцы, туффиты)	Месторождения марганца и железа
Кремнисто-сланцевая	Месторождения фосфоритов, марганца, железа
Карбонатная, морская	Месторождения бокситов
Наложенные прогибы	
Песчано-известняковые морские или лагунные	Месторождения железа
Карбонатные	Фосфориты
Краевые и поздние внутренние прогибы	
Молассовые	Медистые песчаники
Пестроцветные	Урано-ванадиевые и медные месторождения
Угленосные	Урановые месторождения

4. Формации тектонически поднятых глыб — терригенные, озерные и др.

5. Формации срединных массивов.

6. Формации платформенного чехла — угленосные, соленосные и другие.

Изучение распределения экзогенных месторождений тесно связано с выяснением палеогеографических условий тех эпох, отложения которых представлены в соответствующих районах. Воссоздание климатических, геоморфологических, фациально-литологических и геохимических условий этих эпох, приводивших к образованию рудных концентраций, а также изучение генетических особенностей последних и является основной предпосылкой для установления закономерностей их распределения и прогнозов. Однако в настоящее время изучение палеогеографии отдельных эпох с составлением палеогеографических карт, а также петрографических, геохимических и других особенностей водосборных бассейнов, существовавших в эти эпохи, находится еще в начальной стадии.

Сводку по рудоносности осадочных и осадочно-эффузивных формаций дал В. С. Домарев. Однако он ограничился их характеристикой преимущественно для подвижных зон и притом по этапам их развития, а не по структурно-фациальным или структурно-металло-

ническим зонам. По данным Н. М. Страхова, Н. С. Шатского, Л. Б. Рухина, Д. Г. Сапожникова и других исследователей, можно наметить следующие общие закономерности связи экзогенных месторождений с главнейшими типами осадочных формаций различных структурно-фациальных зон (табл. 25).

Структурно- и формационно-металлогенические зоны

Выделение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, отражающих геотектонические условия их формирования, и рассмотрение их во взаимосвязи с магматическими комплексами, характерными для геотектонически однородных областей и связанной с ними минерализацией, приводит к установлению структурно-металлогенических зон.

Под ними понимаются внутренние части подвижных зон или платформ, отличающиеся развитием характерных типов минеральных месторождений, связанных с особенностями тектонического режима, осадконакопления и магматизма. Структурно-металлогенические зоны не всегда характеризуются одним генетическим типом или генетически родственной серией месторождений. В некоторых из них представлено несколько типов или серий, находящихся в определенных взаимоотношениях. Например, в некоторых зонах встречаются магматические и пегматитовые редкометальные месторождения (Кольский полуостров), пегматитовые и альбититовые месторождения, оловянно-вольфрамовые месторождения (Восточное Забайкалье) и др.

В некоторых структурно-металлогенических зонах находятся месторождения не только эндогенных ассоциаций металлов или рудные комплексы, характерные для тех или иных магматических проявлений, но и экзогенные месторождения. Примером могут служить структурно-металлогенические зоны с хромитовым, платиновым или сульфидно-никелевым оруденением, связанным с гипербазитами, сопровождающиеся также силикатно-никелевыми или железорудными месторождениями коры выветривания, а в некоторых случаях и россыпями (Северный и Южный Урал, Бушвельд в Южной Африке).

Таким образом, в одних и тех же структурно-металлогенических зонах иногда проявлены эндогенная и экзогенная металлогения вместе. Отсюда следует, что выделение и изучение отдельных структурно-металлогенических зон имеет важное значение не только для поисков определенных комплексов полезных ископаемых, но и для изучения взаимосвязей различных типов оруденения между собой в плане региональных структур первого порядка.

Структурно-металлогенические зоны могут быть относительно простыми, когда проявлен преимущественно один тип месторождений, и сложными, в которых существуют несколько типов месторождений различного генезиса.

Используя данные А. И. Семенова и некоторых других исследователей, можно выделить следующие структурно-металлогенические зоны геосинклинальных областей.

1. Простые или сложные зоны гипербазитов и базитов, приуроченные к глубинным разломам или к ранним прогибам и сопровождающиеся магматическими месторождениями хромитов, платиноидов, титаномагнетитов, иногда меди и никеля. При этом хромитовое и платиновое оруденение связано с дунито-перидотитовыми комплексами, а титаномагнетитовое — с габбро-пироксенитовыми и анортозитовыми.

2. Зоны колчеданной, баритовой или медной (самородная медь) минерализации в спилито-кератофировых и диабазо-порфиритовых формациях краевых частей начальных прогибов, сопровождающихся субвулканическими интрузивами (месторождения Паладаурского района Грузии, Северного Кавказа, Урала, Японии, колчеданные месторождения Вест-Шаста в США, Тувы и др.).

3. Зоны распространения преимущественно осадочных месторождений ванадия и урана в углисто-кремнистых сланцах, бокситов в морских карбонатных формациях, а также железных руд, например, в железистых кварцитах Малого Хингана. При пространственной разобщенности месторождений указанных типов они составляют самостоятельные зоны или подзоны.

4. Зоны контактово-метасоматических месторождений вольфрама, молибдена олова, мышьяка и других, связанные с гипабиссальными гранитоидами повышенной основности или щелочности в антиклинальных поднятиях и глыбах, сложенных карбонатными формациями (Алайская, Зеравшано-Каратюбинская, Тырныаузская и другие зоны).

5. Зоны редкометальных пегматитовых месторождений, приуроченные к массивам глубинных калиевых гранитов внутренних геоантиклиналей, сложенных песчано-сланцевыми формациями, а также расположенные на границах внутренних зон различной мобильности (Калба-Нарымская, Восточно-Саянская и др.). С мезабиссальными массивами калиевых, особенно амазонитовых гранитов связаны альбититовые месторождения тантала, ниобия, а также гидротермальные месторождения олова, вольфрама, молибдена и висмута.

6. Зоны сочленения краевых прогибов со смежными мобильными структурами, нередко сопровождающимися глубинными разломами, характеризующимися развитием порфировых вулканогенных формаций и поясов вулканитов (андезитовых, андезито-дацитовых, липарито-дацитовых, липаритовых и щелочных) с субвулканическими и трещинными интрузивами и вулканогенно-интрузивными комплексами. Зоны представлены разнообразной минерализацией: в одних случаях сульфидно-касситеритовой и серебряно-свинцово-цинковой (Приморская, Мало-Хинганская, Газимуро-Аргуньская зоны), в других молибденово-медной вкрапленно-прожилкового типа (Центрально-Казахстанская) или молибденовой и золоторудной (Восточное Забайкалье).

7. Зоны сочленения краевых прогибов и мобильных внутренних антиклинальных поднятий, усложненных региональными разломами и сложенных теми же формациями с подчиненными разломам крупными поясами даек и малых интрузивов и ассоциированным с ними золотым (Кочкарская и Баргузинская зоны), серебро-свинцово-цинковым (Нерчинская зона) оруденением.

8. Зоны краевых или поздних внутренних прогибов, сложенных вулканогенными, карбонатными, терригенно-карбонатными, пестроцветными и другими формациями с многоярусным строением и развитием интрузивных или вулканогенно-интрузивных комплексов преимущественно кислого, субщелочного и щелочного состава и связанной с ними разнообразной минерализацией гидротермального типа, а также различными лагунными и континентальными осадочными месторождениями меди, ванадия, урана, железа, марганца.

9. Зоны в краевых частях срединных массивов и относительно жестких глыб, разбитых блоковыми нарушениями и сложенных различными формациями с проявлениями эффузивного, экструзивного и субвулканического магматизма и связанными с ним гидротермальными месторождениями редких металлов (Центральный, Северный и Северо-Восточный Казахстан, периферические части Агинского массива в Восточном Забайкалье, Юго-Западное Колорадо и др.).

10. Активизированные зоны краевых частей платформ и древних складчатых зон, сопровождающихся крупными региональными разломами и подчиненными им трещинными интрузивами, дайками и вулканогенно-интрузивными комплексами кислого, среднего и основного состава с гидротермальной серебро-золоторудной, серебро-свинцово-цинковой, сидеритовой, гематитовой и иной минерализацией.

11. Зоны поздних внутренних прогибов, сложенных карбонатными и терригенными формациями и осложненных разрывными нарушениями по региональным разломам нижнего структурного этажа с сурьмяно-ртутной или реальгар-аурипигментовой минерализацией.

12. Зоны краевых прогибов с различной телетермальной минерализацией.

Перечисленные структурно-металлогенические зоны геосинклинальных областей не исчерпывают, вероятно, всего многообразия соответствующих природных условий.

Особенности региональной металлогении платформ

Металлогения платформ существенно отлична от металлогении геосинклинальных зон. М. В. Муратов выделяет десять древних платформ: Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайско-Корейскую, Южно-Китайскую, Северо-Американскую, Бразильскую, Африканскую, Индийскую, Австралийскую и Антарктическую.

Металлогения этих платформ и щитов отличается широким развитием метаморфогенных месторождений, подчиненных метаморфи-

ческим комплексам, и ограниченным распространением гидротермальных месторождений.

Древние платформы и щиты, как известно, представляют собой эродированные зоны древнейших складчатых систем со сложной историей развития. М. В. Муратов, давший одну из новейших схем тектоники этих структур земной коры, считает, что все они образовались за счет срастания древних глыб или путем обрастания массивов системами складчатости с проявлениями вулканического и интрузивного магматизма. Сравнительный анализ данных по древним платформам дал основание указанному автору выделить пять эпох докембрийской складчатости, с каждой из которых связана своя серия минеральных месторождений: складчатость протоплатформ (2500—2700 млн. лет), Беломорская (1800—2000 млн. лет), Карельская (1650—1700 млн. лет), Готская (900—1000 млн. лет) и Байкальская (550—700 млн. лет).

Последней М. В. Муратов придает особое значение в формировании метаморфического основания складчатых постпротерозойских поясов, отличного от фундамента древних платформ. Выяснение металлогенических особенностей этих складчатых зон еще дело будущего.

В настоящее время среди древних щитов можно выделить следующие типы структурно-металлогенических зон:

1. Зоны древнейших крупных разломов и приуроченных к ним первично расслоенных лополитов ультраосновных пород с хромитовым и платиновым оруденением (бушвельдский комплекс).

2. Краевые части щитов, осложненные региональными разломами с приуроченными к ним магматическими интрузивными и вулканогенно-интрузивными комплексами от основных до кислых пород с сульфидно-никелевым оруденением типа Садбери в Канаде и др.

3. Области развития прибрежных и наземных терригенных отложений и, особенно, основных миндалекаменных эффузивов с проявлениями медно-цеолитовой минерализации (Мичиган в США).

4. Зоны древнейших прогибов, выполненных сильно метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами с медноколчеданным или полиметаллическими сильно метаморфизованными месторождениями (Болиден в Швеции).

5. Срединные и краевые части древних синеклиз и прогибов, выполненных формациями железистых кварцитов, джеспилитов и сланцев с приуроченными к ним месторождениями железистых кварцитов и развивающимися на них богатыми мартитовыми рудами древних кор выветривания (Верхнее Озеро в США, КМА и Кривой Рог в СССР).

6. Толщи биотитовых гнейсов, активизированных и замещенных в результате интенсивной гранитизации калиевыми гранитами и сиенитами, сопровождающимися также железистым и натровым метасоматозом с магнетит-гематитовым, урановым и циркониевым оруденением.

7. Области древних синеклиз или наложенных мульд, выполненных медистыми песчаниками (Удокан в СССР, Южная Швеция и др.) или сланцами (фальбандовый тип).

8. Области прогибов, окаймлявших древние складчатые области щитов, выполненные метаморфизованными отложениями молассового типа — конгломератами, аркозами, кварцитами и сланцами с золотым, урановым и ториевым оруденением (Витватерсранд, Блайнд-Ривер).

Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах

Развитие платформ тесно связано с тектоническими движениями соседних геосинклинальных поясов, проявленными в них часто в ослабленном виде. Более древние из таких платформ по характеру металлогении сходны с докембрийскими щитами (развитие железистых кварцитов, метаморфизованных колчеданных, полиметаллических руд и др.), но молодые, например мезозойские, имеют существенные отличия.

В платформенных чехлах можно выделить следующие структурно-металлогенические зоны.

1. Области поднятий и антеклиз с распространением озерно-речных и потоковых фаций и приуроченных к ним месторождений катагенетического и инфильтрационного типа — медно-ванадиевых, медных, железорудных, урановых и других (например, плато Колорадо).

2. Области депрессий и синеклиз, сложенных породами прибрежно-морских фаций с приуроченными к их краевым и средним частям осадочными месторождениями железа, марганца, ванадия, урана.

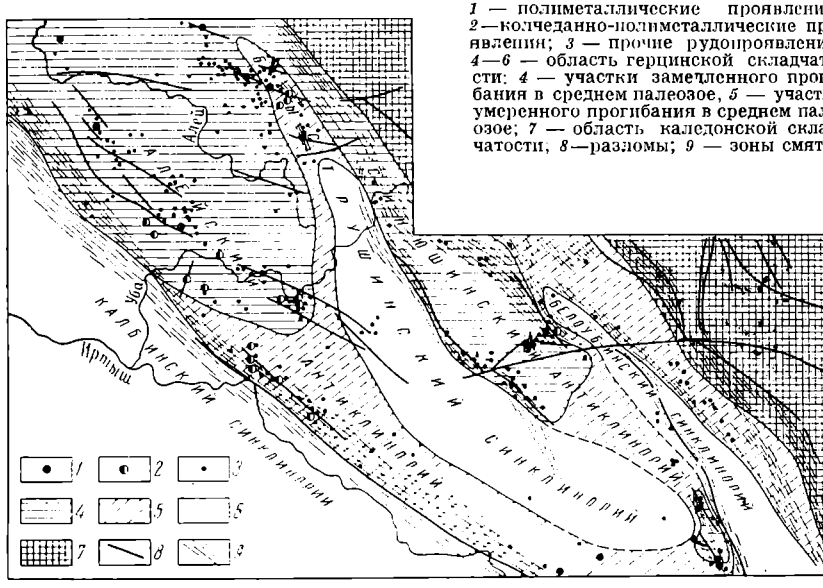
3. Области синеклиз, сложенных карбонатными толщами и осложненных разломами с приуроченными к этим породам свинцово-цинковым оруденением телетермального типа (месторождения Миссисипи — Миссури).

4. Зоны проявления разломов фундамента в областях распространения траппов и связанных с ними вулканических жерл и субвулканических интрузивов долеритов с ассоциирующимися с ними мангано-магнетитовыми месторождениями ангаро-илимского типа, а также алмазоносных кимберлитов.

5. Области развития древних или современных кор выветривания на массивах ультраосновных, щелочных, кислых и других пород, а также на породах железистых формаций с образованием силикатно-никелевых, бокситовых, железорудных и некоторых других месторождений.

6. Различные в климатическом и геоморфологическом отношениях области платформ с развитием кор выветривания на металлоносных породах, которые могли являться источником образования различных россыпей. Примеры размещения месторождений в структурно-металлогенических зонах показаны на рис. 161 и 162.

Рис. 161. Схема размещения полиметаллических проявлений Рудного Алтая. По *Г. Ф. Яковлеву*



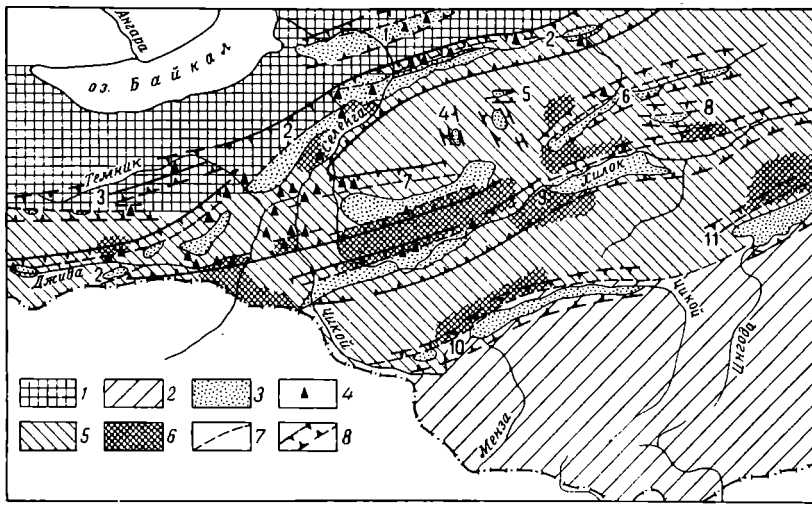


Рис. 162. Схема размещения флюоритовых месторождений Западного Забайкалья. По *А. Д. Щеглову*

1 — байкальская складчатая зона; *2* — герцинская складчатая зона; *3* — мезозойские депрессии, выполненные отложениями гусиноозерской серии; *4* — флюоритовые месторождения и рудопроявления; *5* — каледонская складчатая зона; *6* — поднятия, сложенные породами докембрия; *7* — главные разломы; *8* — границы флюоритоносных зон (прерывистой линией показаны зоны или участки без признаков минерализации).

Флюоритоносные зоны (цифры на карте): 1 — Каменская; 2 — Джида-Удинская; 3 — Темникская; 4 — Брянская; 5 — Мухорталанская; 6 — Худунская; 7 — Тугнуйская; 8 — Сухаринская; 9 — Хилокская; 10 — Чикойская; 11 — Ингодинская

Общие закономерности размещения рудных районов в структурно-металлогенических зонах

В пределах металлогенических зон и подзон, которые выделяются в подвижных зонах и платформах, рудные месторождения также распределены неравномерно. В зависимости от конкретных геологических условий и различных факторов — структурных, магматических, стратиграфо-литологических и геохимических — выделяются рудные районы, рудные узлы и рудные поля. Однако факторы, обусловливающие такую концентрацию месторождений, характеризуются меньшим масштабом, они дают более многообразные сочетания между собой, часто к ним присоединяются факторы местного значения.

Магматические комплексы уступают свое первостепенное значение отдельным интрузивам, фазам интрузий, составляющим интрузивные массивы, малым и субвулканическим интрузиям; крупнейшие планетарные, глубинные и другие региональные разломы и их зоны уступают место разрывным нарушениям более высоких порядков, их системам нарушений и сопряжениям; среди поднятий или прогибов приобретают значение отдельные складчатые и разрывные структуры, вместо глыбовых структур развиваются блоковые и т. п. Кроме продольных тектонических элементов, обусловливающих проявление структурно-металлогенических зон и подзон, приобретают значение поперечные и диагональные структуры, оказывающие влияние не только на расположение рудных районов, но и на проявление того или иного типа минерализации.

В пространственном размещении эндогенных рудных районов большое значение приобретают сочетания складчатых и разрывных нарушений указанных выше порядков, а также приуроченных к ним магматических образований. Таковы, например, Лениногорский, Золотушинский, Змеиногорский и Шемонаихинский районы Рудного Алтая, которые, по данным Г. Ф. Яковлева, располагаясь в антиклинориях, приурочены к антиклинальным или синклинальным складкам второго порядка, осложненным разломами, в то время как Иртышский и Холзунский районы — к стыку антиклинориев и синклинориев в зонах смятия и оперяющих их нарушений, а Нижнебухтарминский район расположен в подобных структурах второго порядка, но в пределах синклинория (см. рис. 161).

В размещении эндогенных рудных районов важное значение имеют также благоприятные стратиграфические и литологические горизонты, особенно для оруденения вулканогенного типа. Что же касается рудных районов с экзогенным, особенно осадочным оруденением, то здесь выступают на первый план стратиграфические, палеографические, формационные, фациальные и литологические факторы.

Главнейшие типы рудных районов

В пределах доскладчатых структурно-металлогенических зон могут быть выделены следующие рудные районы:

1. Массивы ультраосновных пород и группы интрузивов состава дунитов и перидотитов с хромитовым и платиновым оруденением, приуроченные к ранним прогибам и ограничивающим их глубинным разломам.

2. Массивы пород ряда габбро — пироксенитов — анортозитов в тех же геологических условиях с титаномагнетитовым оруденением (Качканар и др.).

3. Стратифицированные интрузивы с развитием такситовых габбро, с медно-железо-титано-ванадиевым вкрапленным оруденением.

4. Сиенитовые и плагиогранитовые массивы среди спилито-кератофировых толщ с прослоями известняков с развитыми в тектонически осложненных контактах скарновыми месторождениями магнетитовых и медно-сульфидных руд (Благодать, Высокая).

5. Структуры куполов и куполообразных поднятий с лавами, дифференцированными до кислых продуктов, среди ранних прогибов, выполненных породами спилито-кератофировых, порфиритовых, диабазовых и других толщ, с медноколчеданным оруденением часто в древних вулканических жерлах и куполах или вблизи них, и в сопровождающих их разломах.

В пределах структурно-металлогенических зон, формирование которых связано с главной складчатостью, выделяются следующие рудные районы:

1. Районы, сложенные крупными массивами калиевых гранитов, интрудированных в толщи терригенных пород, и особенно апикальные их части с неглубоким эрозионным срезом, осложненные разрывными нарушениями и сопровождающиеся альбититовым и грейзеновым оруденением с оловом, вольфрамом, танталом, ниобием, бериллием и др.

2. То же, среди карбонатных толщ, интрудированных гранитоидами повышенной основности или щелочности, со скарновым оруденением — магнетитовым, шеелито-молибденитовым, галенито-сфалеритовым, касситеритовым и др.

3. Периферические части срединных жестких массивов с оловянным, вольфрамовым и другим оруденением (Агинский массив в Восточном Забайкалье, плато Колорадо и др.). Многие рудные районы этого типа характеризуются оруденением, связанным с экструзивами и эффузивами (Шерлова гора, Белая гора в СССР, юго-восточная периферия плато Колорадо и др.).

В пределах структурно-металлогенических зон, оформившихся в поздние послескладчатые этапы геосинклинального развития, можно выделить следующие характерные рудные районы:

1. Районы малых интрузивов и экструзивов, приуроченные к региональным разрывам краевых частей геосинклинальных зон и к сопряжениям с ними разломов второго порядка с золотым

и золото-молибденовым оруденением. Нередко такие районы и рудные поля в них размещаются в тесной пространственной связи с вулканогенно-интрузивными комплексами и вокруг крупных трубок взрыва (Дарасун, Ключи, Шахтома, Бугдая, Сарыгичи и др.).

2. Районы повышенной трещиноватости как проявления разломов в фундаменте, пересечение ими и различными нарушениями структур в прогибах и поднятиях (Верхоянье) с приуроченными к ним малыми интрузивами и экструзивами с ассоциированным с ними сульфидно-касситеритовым и свинцово-цинковым оруденением (Е. А. Радкевич, И. Н. Томсон, В. П. Полохов).

3. Сопряжения или пересечения различных структур внутренних частей подвижных зон с развитием гранитов и редкометальным оруденением на поздних стадиях магматических циклов, например, в позднегерцинских зонах Центрального Казахстана (Г. Н. Щерба, 1960 г.), а также дайковые пояса с золотым оруденением, приуроченные к крупным зонам разломов, их изгибы, пересечения ими складчатых структур и т. п. (М. Б. и Н. И. Бородаевские).

4. Антиклинории складчато-глыбового строения, приуроченные к региональным разломам с развитием глыбовых складок, интенсивной трещиноватостью и сланцеватостью (Заряновский, Золотушинский, Змеиногорский и другие районы).

5. Региональные зоны смятия в участках стыка антиклинориев и синклинориев и сопряжения зон рассланцевания и трещиноватости (Белоусовский и другие районы).

6. Районы проявления экструзивов, субвулканических интрузивов и вулканогенно-интрузивных комплексов с оловянным, свинцово-цинковым, золото-серебряным, урановым и иным оруденением в зонах вулканитов и вулканических поясов, приуроченные к крупнейшим разломам первого порядка, секущим складчатые зоны и к зонам активизации платформ.

7. Участки воздымания зон складчатости, например, золоторудные районы в зоне палеозойской складчатости Приморья (Сихотэ-Алинский антиклинорий, районы кварц-касситеритовой минерализации Центрального Приморья и др.).

8. Погружения структур в зонах синклинориев, сложенных вулканогенными толщами, а также участки воздымания осей складок с касситерито-сульфидной минерализацией.

9. Щелочные интрузивные или вулканогенно-интрузивные комплексы центрального типа на глубинных разломах с редкометальной минерализацией.

10. Пересечения крупными разломами карбонатных толщ со свинцово-цинковой или сурьмяно-ртутной минерализацией.

О металлогенических эпохах

Под металлогеническими эпохами понимаются такие периоды геологического времени, в течение которых происходило образование тех или иных полезных ископаемых в различных регионах. Выде-

ляются, например, протерозойская эпоха образования железорудных (железистые кварциты), урановых и золоторудных (древние конгломераты) и других месторождений, герцинская эпоха образования медных, полиметаллических, редкометальных и других месторождений, киммерийская эпоха формирования оловянных и вольфрамовых месторождений и т. п.

Изучение региональной металлогении показало, однако, что основные закономерности размещения месторождений определяются не столько их возрастом, сколько особенностями истории геологического развития, которые в основных своих чертах повторялись и приводили к появлению однотипного оруденения. Известны, например, разновозрастные хромитовые, платиновые, сульфидно-никелевые, колчеданные, медновкрапленные, редкометальные, карбонатитовые и многие другие месторождения.

Следовательно, понятие о металлогенических эпохах имеет значение главным образом для отдельных регионов и областей с близкой историей геологического развития, что же касается металлогенических (минерагенических) эпох в планетарном масштабе, то они выделяются лишь для немногих полезных ископаемых и в рамках крупных геологических эпох, указанных выше. Это относится как к эндогенным, так и к экзогенным месторождениям. Вообще следует отметить, что выделение и изучение металлогенических эпох представляет собой еще дело будущего. Нельзя однако не отметить, что изучение докембрийских металлогенических эпох, как и металлогении докембрия вообще, представляет собой задачу огромной важности. На это не раз обращали внимание А. В. Сидоренко и другие исследователи.

Изучение металлогенических эпох в процессе исторического развития земной коры, выражающегося в разрастании гранитной оболочки, в общей эволюции магматизма, состава осадков, осадочных формаций и т. п., позволяет подойти к вопросу общей направленности и эволюции процессов рудообразования во времени. Вероятно, в глубоком докембрии эти процессы протекали иначе, чем в палеозое, а в палеозое несколько иначе, чем в мезозое и кайнозое, не говоря уже о последующих преобразованиях месторождений и руд. Вопрос этот очень сложный, совершенно неразработанный, но все больше привлекающий к себе внимание. Например, Д. В. Рундквист (1968 г.) считает, что в докембрии месторождения возникали преимущественно на месте в непосредственной связи с вмещающими породами, в палеозое — вблизи интрузий и их сателлитов, в мезозое — в удалении от них в ассоциации с дайками различных пород, а в более позднее время на еще большем удалении от источников, часто в связи с вулканитами. Это, конечно, не более чем грубая гипотеза, даже далеко не вполне верная, но содержащая некоторые интересные мысли об изменении геотермических градиентов во времени и о влиянии теплового режима пород на развитие тех или иных генетических типов месторождений.

Такого рода процессы и явления составляют, по-видимому, только общий фон локального проявления тех процессов, которые были рассмотрены выше.

Металлогенические и прогнозные карты

В результате изучения закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых составляются металлогенические и прогнозные карты по регионам, структурно-металлогеническим зонам и прогнозные карты по рудным районам, полям и месторождениям. В соответствии со степенью детальности металлогенических исследований составление таких карт имеет целью:

1) выделение в пределах регионов крупных геологоструктурных элементов и структурно-металлогенических зон, подзон и рудных районов, перспективных для поисков разных типов полезных ископаемых в связи с особенностями их геологического развития и строения (масштабы карт 1 : 200 000—1 : 500 000 и мельче);

2) выделение более ограниченных площадей в пределах таких геологоструктурных элементов для детальных поисков определенных типов полезных ископаемых, а также для проведения поисково-разведочных работ (масштабы карт 1 : 100 000—1 : 25 000) с целью выявления месторождений и рудных полей.

3) выделение участков для проведения поисково-разведочных работ в рудных полях и месторождениях.

Региональные металлогенические карты составляются на основе государственных геологических карт и данных геотектонического районирования, дополняемых обычно специализированными исследованиями. При этом различаются:

1) геосинклинальные системы и среди них ранние прогибы и выполняющие их формационные комплексы, центральные и другие внутренние геоантиклинали, оставшиеся стабильными срединные жесткие массивы, поздние внутренние и краевые прогибы, зоны региональных разломов и т. п.

2) докембрийские платформы с геотектоническим или геоструктурным их расчленением, зоны разновременной древнейшей складчатости, зоны поднятий, передовые прогибы, зоны краевых разломов, площади развития платформенного чехла и т. п.

3) послепротерозойские платформы с выделяющимися среди них прогибами, поднятиями, расколами фундамента, магматическими комплексами и др.;

4) активизированные позднейшими движениями платформы или их части с различными типами структур первых порядков.

На металлогенических картах регионов показываются стратиграфо-литологические комплексы или геологические формации, тектоно-магматические комплексы, структурные этажи и ярусы, основные структурные элементы, а также рудные комплексы в виде серий месторождений и характерных рудопроявлений. Такая металлогеническая карта должна давать отчетливое представление о распределе-

Виды карт	Масштаб	Методика	Цель	Геологическое содержание	Тектоническая основа
Региональные металлогенические карты	1:1 000 000—1 : 500 000	Обобщение и анализ всех данных по истории геологического развития региона, геотектоническое районирование	Выделение металлогенических провинций и поясов	Выделение стратиграфических и геологических комплексов и формационных рядов	Выделение областей разновременной складчатости, платформенных, активизированных, зон океанических, материковых промежуточных (мозаичных), планетарных разломов, платформенных чехлов
Прогнозно-металлогенические карты металлогенических провинций и поясов	1 : 200 000—1 : 100 000	Государственная геологическая карта и дополнительные исследования Выделение структурно-формационных зон на основе анализа геологического развития региона	Выделение рудных поясов, зон, рудных узлов и рудных районов	Установление внутренних зон в пределах подвижных областей	Установление внутренних зон подвижных областей, рудоконтролирующих, ВГА, ВГС, краевых прогибов, наложенных впадин, жестких срединных массивов
Прогнозно-металлогенические карты рудных районов	1 : 50 000—1 : 25 000	Специализированное геологическое и металлогеническое картирование	Выявление продуктивных площадей, рудных полей, аномалий и рудопроявлений	Выделение благоприятных формаций стратиграфо-литологических горизонтов и геологических формаций	Установление благоприятных рудоконтролирующих и рудовмещающих структур складчатых, разрывных и магматических

металлогенического анализа

Магматизм	Метаморфизм	Металлогеническая нагрузка	Другие виды используемых работ	Подобные виды карт	Назначение и прогнозная оценка
Выделение тектономагматических циклов и соответствующих формационных рядов	Метаморфические фации и региональные изменения пород		Региональные геофизические и геохимические исследования. Опорное бурение	Карта природных условий	Государственное перспективное планирование геолого-поисковых и разведочных работ. Сравнительная оценка перспектив различных провинций
В результате применения формационного анализа и выделения магматических формаций		Выделение рудных комплексов всех генетических типов оруденения, отдельных месторождений с выделениями ведущих типов, крупных, средних и мелких м-ний	Общие геофизические и специальные методы, геохимические методы, шлиховая съемка	Ландшафтная карта	Планирование общих поисков, работ отдельных экспедиций и партий на разные виды полезных ископаемых
Выделение магматических комплексов и их фаций	Выделение метасоматических формаций	То же и рудной зональности	Геофизические и геохимические работы	Карта природных условий Геофизическая карта совмещений благоприятных предпосылок и признаков	Планирование детальных поисковых и поисково-разведочных работ на отдельные виды полезных ископаемых

Виды карт	Масштаб	Методика	Цель	Геологическое содержание	Тектоническая основа
Детальные геолого-структурные карты рудных полей	1 : 10 000 1 : 5000	Детальное специализированное геофизическое картирование с бурением и горными выработками	Выявление промышленного оруденения — месторождений	Выделение рудоносных горизонтов на основе формационного анализа	Выделение рудораспределяющих и рудовмещающих структур
Детальные геолого-прогнозные карты месторождений	1 : 2000— 1 : 500	Детальное специализированное структурно-геологическое картирование	Выявление масштабов оруденения	То же	То же

нии геологических структур и месторождений в ходе развития отдельных геотектонических зон и их металлогении по последовательным периодам. Она также должна наглядно отражать взаимосвязи различных генетических типов оруденения с основными указанными выше геологическими факторами.

Устанавливаемые на таких картах контуры фактического и возможного размещения оруденения выделяются уже на отдельных прогнозных картах или накладках в качестве перспективных для поисков площадей.

Составление металлогенических и прогнозных карт по рудным зонам и районам позволяет выделять участки для поисков конкретных месторождений. Составление таких карт существенно различно для районов эндогенного и экзогенного оруденения и имеет свои отличия в зависимости от особенностей их строения.

На картах этого типа показываются геологические элементы более дробных порядков, которые дают между собой и более разнообразные сочетания. Эффективность прогноза зависит от обоснованности выделения, использования и наглядности изображения на карте главнейших из таких элементов и их благоприятных сочетаний, которые с той или иной степенью вероятности можно рассматривать как определяющие размещение и локализацию оруденения.

В связи с этим на металлогенических картах данного типа наносятся:

Продолжение табл. 26

Магматизм	Метаморфизм	Металлогеническая нагрузка	Другие виды используемых работ	Подсобные виды карт	Назначение и прогнозная оценка
Выделение фаз и фаций	Выделение фаций	Выделение перспективных участков	Геофизические (общая и специальная геофизика), геохимические работы, буровые и горные работы	Карта природных условий, изученности благоприятных предпосылок — признаков	Планирование поисково-разведочных работ
То же	То же	То же	То же	Погоризонтные планы и детальные разрезы	То же

1) стратиграфо-литологические комплексы, формации и отдельные рудоносные и благоприятные для оруденения стратиграфические и литологические горизонты. Расчленяются осадочно-вулканогенные и вулканогенные формации с выделением фаций и различных по составу и происхождению пород — морских, лагунных, континентальных, вулканогенных наземных и подводных, игнимбритов и других пирокластических образований, различных по составу лав и др.;

2) разновозрастные магматические комплексы с выделением последовательных интрузивов, их состава, фаций, дайковых серий, экструзивов и др.;

3) элементы складчатых и разрывных структур разного порядка, масштаба и возраста с выделением этапов их формирования и выяснением их соотношений с магматическими интрузивными, дайковыми, экструзивными и вулканическими образованиями. Наносятся также зоны трещиноватости, отражающие расколы и движения фундамента, проявления вулканических структур и др. Особо выделяются системы длительно развивавшихся глубинных и региональных разломов. Складчатые структуры отражаются в обозначениях соответствующих формаций и горизонтов, а для локальных складчатых и вулканических структур специальными обозначениями (купола, диапиры, мульды, оси антиклиналей, синклиналей и др.);

4) месторождения и рудопроявления различных полезных ископаемых с разделением их в условных обозначениях на генетические

типы, по составу, возрасту и масштабу (крупные, средние, мелкие). В условных обозначениях отражается взаимосвязь с магматическими комплексами, осадочными, вулканогенными формациями или горизонтами. В некоторых случаях в результате определения эрозионного среза можно отразить на карте и глубину формирования месторождений;

5) площади проявления различных типов гидротермального контактового и иного метаморфизма и их соотношений с магматическими проявлениями и элементами структуры;

6) проявления метасоматической (изменение вмещающих пород) и рудной зональности;

7) геохимические особенности района в виде ореолов рассеяния различных элементов, их ассоциаций;

8) геофизические данные в виде положения фундамента, скрытых на глубине зон разломов, положения кровли интрузивов и др.

Нанесение на карту указанных элементов, изучение их соотношений между собой и с другими факторами дает возможность наметить не только площади для детальных поисков, но в ряде случаев и конкретные участки для разбуривания и выявления слепых рудных тел.

Можно привести много примеров выявления новых месторождений в результате глубокого металлогенического анализа металлогенических провинций и рудных районов и еще больше примеров нахождения новых рудных тел в рудных полях. Таковы, в частности, Орловское полиметаллическое месторождение в Рудном Алтае, медноколчеданное месторождение Гай на Южном Урале, редкометальное карбонатитовое месторождение в Восточных Саянах, многочисленные месторождения урана, редких металлов и золота в вулканогенных формациях и др.

В результате металлогенического анализа площади и участки, выделяющиеся по строению и сочетанию различных указанных факторов, тщательно оконтуриваются и оцениваются с точки зрения степени их перспективности. Ввиду большой нагрузки металлогенических карт оконтуривание ведется на накладках или специальных картах, которые называются прогнозными. Такие прогнозные карты, легко доступные для практического использования, и ложатся в основу проектирования поисков различных видов полезных ископаемых. В каждом территориальном геологическом управлении и в каждой экспедиции такие прогнозные карты являются научной основой для поисков и разведок. Чем детальнее, полнее и обоснованнее составлены такие карты прогнозов, тем эффективнее производимые на их основе поиски и поисково-разведочные работы. На картах прогнозов выделяются площади следующих различных типов:

1) перспективные площади для поисков месторождений того или иного металла или комплекса полезных ископаемых первой очереди;

2) перспективные площади для поисков второй и третьей очереди;

3) малоперспективные площади для поисков;

4) площади неперспективные, где нахождение промышленных месторождений данного полезного ископаемого по геологическим и другим данным исключается.

В табл. 26 дана характеристика карт прогнозов, составляемых на главных стадиях геологоразведочных работ. В настоящее время методика металлогенических исследований и составления карт прогнозов различных полезных ископаемых находится еще в стадии совершенствования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные проблемы и вопросы в основном отражают современный уровень наших знаний генетического курса минеральных месторождений и теории рудообразования. Однако в настоящее время теория развивается чрезвычайно быстро и уже сейчас явно наметились следующие направления ее ближайшего развития: количественное определение факторов, участвующих в процессах рудообразования, скорости и длительности этих процессов с применением математических методов, дальнейшее изучение (теоретическое и экспериментальное) многообразных природных систем, отражающих эти процессы, выделение и изучение элементарных процессов (например, ранних, поздних, ликвационных, эманационных, магматического и постмагматического замещения и отложения минеральных веществ, их переотложения и регенерации), продуктов этих процессов, дальнейшее изучение минеральных равновесий и его использование для выявления хода процессов. Многообещающим является также широкое развитие парагенетического и изотопного анализов, изучение фактора времени с применением относительного и абсолютного летоисчисления в рудно-геологических процессах, количественное изучение глубин их протекания. Необходимо дальнейшее изучение экзогенных и метаморфогенных процессов, соотношений ювенильных и вадозных растворов в различных процессах, а также сложных соотношений между ранее резко разграничивавшимися магматогенным гидротермальным и метаморфогенным, а также экзогенным инфильтрационным процессами. Перечисление проблем и задач дальнейшего развития нашей теории можно было бы продолжить.

Некоторые из перечисленных проблем уже разрабатываются различными коллективами, но в настоящее время еще преждевременно брать их на наше теоретическое вооружение, особенно в курсах, предназначенных для студентов и молодых геологов. Мы всегда должны определять степень обоснования тех или иных научных представлений, без чего рискуем впасть в ошибки и даже дискредитировать правильные идеи. Достаточно вспомнить историю развития таких

представлений, как проблема первичных источников рудного вещества, роль вулканизма в рудообразовании, происхождение контактово-метасоматических и других месторождений и многие др.

Разрешение многих вопросов и повышающаяся степень научного обоснования ряда принципиальных теоретических проблем все более приближает нас к конечной цели всяких геологических исследований — к уверенному прогнозированию месторождений всех нужных народному хозяйству видов минерального сырья как выходящих на поверхность, так слепых или скрытых. Фонды этих месторождений отнюдь не исчерпаны, более того, они огромны и еще много столетий в состоянии обеспечивать потребности народов. Надо лишь научиться лучше распознавать и прогнозировать их.

По мере дальнейшего накопления теоретических знаний понадобятся новые обобщения, издания новых курсов. В науке не может и не должно быть ни монополий «установившихся взглядов», часто ведущих к застою, ни «скоростных выбросов» новых идей и гипотез без надлежащего их обоснования.

Ближайшими задачами в области изучения проблемы рудообразования являются:

1. Изучение фактора времени в процессах рудообразования, что зависит от дальнейшего совершенствования и разработки новых методов определений абсолютного возраста.

2. Широкое применение изотопного анализа, особенно при изучении вещественного состава руд и их источников.

3. Дальнейшее совершенствование фациально-формационного анализа в приложении к магматическим, метасоматическим и рудно-минеральным образованиям. Необходима разработка фациального анализа этих и особенно метасоматических образований в пределах формаций.

4. Разработка структурного анализа, в том числе изучение нетектонических структур, структурной зональности, сложных взаимосвязей формирования различных магматических формаций и комплексов и развития структуры, изучение структур метаморфогенных месторождений и др.

5. Изучение взаимосвязей сопряженных процессов рудообразования — таких, как магматических и постмагматических, гидротермальных и экзогенных инфильтрационных, сингенетического и эпигенетического рудообразования и т. п. с количественным определением объема и масштабов проявления этих процессов.

6. Дальнейшая разработка вопросов эпигенетического экзогенного рудообразования, роли и содержания при этом процессов метасоматоза, значения бактерий, палеогидрогеологии и др.

При изучении этих и многих других неназванных проблем большое значение несомненно имеют экспериментальные исследования и приложение достижений точных наук.

Геохимия при этом должна пронизывать все области теории рудообразования, но в оторванном, в изолированном от геологических данных виде она едва ли в состоянии решать вопросы наших проблем.

Следовательно геохимия, как и геофизика должна помогать геологии, а не наоборот. Но каждый геолог, изучающий месторождения полезных ископаемых и особенно рудные месторождения, должен владеть современными методами геохимии. Следует всегда помнить, что решающий голос в наших проблемах остается за геологией.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. М., Госгеолтехиздат, 1964.

Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1947.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.

Орлова А. В. и Шаталов Е. Г. Металлогенические и прогнозные карты рудных районов. М., изд-во АН СССР, 1963.

Семенов А. И. Структурно-металлогенические зоны. В сб. «Общие принципы регионального металлогенического анализа». М., Госгеолтехиздат, 1958.

Семенов А. И. О крупномасштабных прогнозных картах. «Советская геология», 1963, № 10.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Старицкий Ю. Г. О принципах и методике составления металлогенических карт платформ. «Советская геология», 1955, № 66.

Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. Изв АН СССР, серия геол., № 2, 1946.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Часть первая

Основные вопросы учения о полезных ископаемых

Глава I. **Введение** 7

Задачи, построение курса и методы изучения месторождений полезных ископаемых 7
Краткая история развития учения о месторождениях полезных ископаемых 10
Современное состояние науки о рудных месторождениях 19

Глава II. **Определение понятий о месторождениях, рудных телах и рудах и связанные с ними вопросы** 21

Месторождения 21
Определение понятий промышленных и непромышленных месторождений 21
Горные породы и месторождения 27
Природные группы месторождений полезных ископаемых 27
Рудные тела 29
Формы рудных тел 29
Условия залегания рудных тел 38
Рудные столбы 40
Руды 43
Состав руд и методы их изучения 43
Текстуры и структуры руд 46
Некоторые общие вопросы геохимии руд в приложении к изучению месторождений полезных ископаемых 55
Ассоциации химических элементов в рудах месторождений полезных ископаемых 60
Изотопный состав элементов и его значение в изучении руд и месторождений 64
Связь рудных элементов с различными породами 69

Глава III. **Процессы рудообразования и общая классификация месторождений полезных ископаемых** 70

Главные процессы образования руд 70
Краткий обзор классификаций минеральных месторождений 71

Стр.

Часть вторая

Магматогенные месторождения

Глава IV. **Основные вопросы эндогенного рудообразования** 75

Общие данные об эндогенных процессах 75
Некоторые основные представления о магматизме и магматических комплексах 77
Раскристаллизация магмы и развитие магматического процесса в различных условиях глубинности 79
Магматические комплексы и формации в приложении к изучению месторождений полезных ископаемых 85
Металлогеническая специализация магм 87

Глава V. **Магматические месторождения** 90

Общие данные 90
Геологическое положение 93
Роль магматизма в образовании месторождений 94
Вмещающие породы 95
Структуры месторождений 95
Классификация магматических месторождений 96

Глава VI. **Пегматитовые месторождения** 120

Пегматиты как геологические тела 121
Теоретическое обоснование пегматитового процесса . . . 122
Геологические условия образования пегматитовых месторождений 124
Влияние вмещающих пород 125
Структуры пегматитовых месторождений 126
Текстурные особенности пегматитов 128
Соотношения пегматитов и гидротермальных рудных жил 131
Геохимические особенности пегматитового процесса . . 132
Классификация пегматитовых месторождений 133

Глава VII. **Постмагматические месторождения** 135

Основные положения 135
Состав гидротермальных растворов 136
Происхождение воды гидротермальных растворов . . . 137
Источники рудного вещества 139
Гипотеза о магматогенной природе рудного вещества . . . 139
Гипотеза глубинного подкорового происхождения рудного вещества 141
Латераль-секреционная гипотеза 142
Теоретическое обоснование образования магматогенных растворов 143
Формы связи гидротермальных месторождений с магматическими породами 147
Основные различия условий формирования месторождений, связанных с плутоническими интрузивными и вулканогенными комплексами 149
О пневматолитовом процессе и его значении в рудообразовании 150
Физико-химические условия постмагматического процесса 151
Химизм гидротермальных растворов 159
Роль некоторых главных элементов в гидротермальном процессе 161
Кислотность — щелочность рудоносных растворов . . . 163

Гипотеза Д. С. Коржинского опережающей волны кислотности 165
Эволюция растворов в субвулканических условиях . . . 166
Причины и скорость движения гидротермальных растворов 169
Длительность постмагматических процессов 171
Развитие гидротермального процесса во времени. Этапы и стадии минерализации 174
Перенос рудных веществ в растворах 179
Метасоматоз в гидротермальном рудообразовании 184
Околорудные изменения вмещающих пород и значение этих изменений в классификации постмагматических месторождений 191
Основные факторы рудоотложения 199
Глубина образования постмагматических месторождений 201
Рудные формации и рудные фации 204
Гипогенная или первичная зональность 205
Магматические, метасоматические, структурно-геологические и рудные формации и фации в постмагматических месторождениях 208
Основные факторы, обусловливающие генетическую классификацию постмагматических месторождений 209
Приповерхностные гидротермальные месторождения, переходные к экзогенным инфильтрационным 211

Глава VIII. **Плутоногенные постмагматические месторождения** . . 213

Скарновые (контактово-метасоматические) месторождения 213
Альбититовые месторождения 225
Грейзеновые месторождения 231
Березитовые месторождения 242
Кварцито-доломитизитовые, или телетермальные, месторождения 251

Глава IX. **Вулканогенные постмагматические месторождения** . . . 263

Глубинно-вулканические месторождения 266
Карбонатитовые месторождения 266
Скаполито-скарноидные месторождения 281
Вторичнокварцитовые и турмалинитовые месторождения 285
Субвулканические месторождения 288
Серицитолито-пропилитовые месторождения 289
Серицитолито-аргиллизитовые месторождения 298
Вулканические гейзерито-опалитовые месторождения 307

Часть третья

Экзогенные месторождения

Глава X. **Месторождения зоны гипергенеза** 317

Основные типы выветривания 317
Геохимия процессов выветривания и типы кор выветривания 321
Профиль коры выветривания и длительность ее формирования 323
Остаточная концентрация рудных компонентов и условия формирования остаточных месторождений 324

Стр.

Глубина и морфологические типы выветривания 325
Особенности образования силикатно-никелевых остаточных месторождений 327
Особенности образования месторождений легированных бурых железняков 331
Особенности образования бокситов коры выветривания 333
Особенности образования месторождений каолинов и глин 334
Зона окисления рудных месторождений 335
Инфильтрационные месторождения 358

Глава XI. **Осадочные месторождения** 368

Общие данные 368
Способы переноса и отложения веществ в стадию седиментогенеза 370
Роль диагенеза осадков в рудообразовании 371
Катагенетическое рудообразование 372
Основные группы элементов осадочных месторождений и рассеянные элементы 373
Типы осадочного процесса по Н. М. Страхову 375
Области рудоотложения 378
Об условиях осадочного рудообразования в пределах зон и поясов (локальные факторы осадочного рудообразования) 380
Осадочные рудные формации 382
Механические осадочные месторождения (россыпи) . . . 382
Хемогенные и биогенные месторождения гумидных зон 391
Хемогенные месторождения аридных зон 396
Вулканогенно-осадочные месторождения 400
Биогенные месторождения 406

Часть четвертая

Метаморфогенные месторождения

Глава XII. **Основные вопросы образования метаморфогенных месторождений** 409

Основные понятия 409
Метаморфические растворы и перемещение вещества . . . 412
Экспериментальные данные о миграции рудных веществ при метаморфизме 413
Характер изменения руд при метаморфизме 414
Мобилизация рудного вещества при метаморфизме и классификация метаморфогенных месторождений . . . 414
Метаморфизованные месторождения 417
Метаморфические месторождения 422

Часть пятая

Металлогения

Глава XIII. **Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых** 427

Особенности геологического развития и геотектоническое районирование как основа металлогении 428
Основные понятия и терминология 429
Внутреннее строение геосинклинальных областей . . . 430

Стр.

Об основах региональной эндогенной металлогении подвижных зон 432
Экзогенная металлогения 437
Структурно- и формационно-металлогенические зоны 439
Особенности региональной металлогении платформ . . . 441
Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах 443
Общие закономерности размещения рудных районов в структурно-металлогенических зонах 445
Главнейшие типы рудных районов 446
О металлогенических эпохах 447
Металлогенические и прогнозные карты 449

Заключение 456

Котляр Василий Никитич

ОСНОВЫ ТЕОРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Редактор издательства *Т. В. Калошина*
Техн. редактор *А. Г. Иванова*
Переплет художника *В. А. Петрова*
Корректор *Р. Я. Ускова*

Сдано в набор 22/XII 1969 г.
Подписано в печать 16/IV 1970 г. Т-07504.
Формат 60 × 90¹/₁₆. Печ. л. 30,0 с 2 вкл.
Уч.-изд. л. 31,56 с вкл. Бумага № 1.
Индекс 1—4—1. Заказ 1152/2764—4.
Тираж 4200 экз. Цена 2 р. 41 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12,
Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская типография № 14
«Красный Печатник»
Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР.
Московский проспект, 91.