

Метаморфогенное  
рудобразование



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
Отделение геологии, геофизики и геохимии  
Научный совет по рудообразованию

553.061

# Метаморфогенное рудообразование

---

8661  
1998



Издательство «Наука»  
1977



В книге подведены итоги современного состояния изученности основных аспектов теории метаморфогенного рудообразования и намечены направления дальнейших исследований в этой области геологической науки. Освещаются различные стороны проблемы: геологические процессы метаморфогенного рудообразования; физико-химические условия рудообразования; зональность размещения месторождений в условиях различных фаций регионального метаморфизма; особенности миграции рудогенных элементов в условиях прогрессивных и регрессивных этапов метаморфизма; источники рудообразующих компонентов и генетические типы и классификация метаморфогенных месторождений, а также ряд других проблем, имеющих отношение к теоретическим и прикладным вопросам метаморфогенного рудообразования.

Редакционная коллегия:

академик АН УССР Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ (ответственный редактор),  
В. П. БУХАРЕВ, В. И. ГОРОШНИКОВ,  
Г. И. КАЛЯЕВ, Г. В. ТОХТУЕВ

## Предисловие

В последние годы быстрыми темпами развиваются исследования о генетической связи некоторых месторождений полезных ископаемых с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. С каждым годом возрастает количество работ, в которых на базе геологических и экспериментальных данных рассматривается генетическая связь рудных и нерудных месторождений, расположенных на кристаллических щитах и древних платформах, с метаморфическими и ультраметаморфическими процессами.

На прошедших двух Межведомственных совещаниях по проблеме метаморфоженного рудообразования обсуждалось большое количество докладов о метаморфоженном образовании железорудных, медно-никелевых, колчеданных и многих других месторождений Украины, Урала, Кольского п-ова, Забайкалья, Средней Азии, Восточной Сибири, Дальнего Востока, Приморья — практически всех регионов Советского Союза.

Несмотря на это, до настоящего времени существуют различные, а иногда и противоречивые представления относительно основных проблем метаморфоженного рудообразования, например источников металлов и растворов, значения термодинамических условий прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма и др. Многие исследователи неоднозначно трактуют само понятие «метаморфоженное месторождение» и в связи с этим по-разному представляют себе процесс зарождения рудоносных гидротермальных растворов, особенно их связи с зонами ультраметаморфизма и гранитизации.

В настоящую книгу включена лишь часть докладов, заслушанных на втором Межведомственном совещании по проблемам метаморфоженного рудообразования, состоявшемся в 1974 г. в г. Комсомольске.

Значительное место отведено общетеоретическим вопросам, классификации метаморфоженных месторождений и условиям их образования.

Большое внимание уделено особенностям метаморфоженного рудообразования в докембрии, которые объясняются особой мобильностью земной коры в этот период, интенсивностью вулканизма, широко развитыми процессами метаморфизма и ультраметаморфизма. Характерной особенностью метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических месторождений, отличающей их от других эндогенных месторождений, являются высокие давления и широкий интервал температур

при их образовании. В этих условиях осуществлялась перегруппировка металлов с общей тенденцией выноса подавляющей части рудогенных элементов из пород и концентрацией их в благоприятных зонах по мере роста метаморфизма. Метаморфические месторождения возникли в результате перекристаллизации и изменения минерального состава исходного вещества пород либо при перемещении рудных компонентов метаморфогенными растворами на значительные расстояния за пределы исходных пород. Этим они отличаются от метаморфизованных месторождений, образовавшихся без изменения вида полезного ископаемого и места его нахождения.

Ультраметаморфические месторождения являются конечными продуктами процессов гранитизации или образуются в консолидированных породах при поступлении термальных постгранитизационных растворов по проницаемым зонам из глубинных зон ультраметаморфизма.

В ряде статей обсуждается вопрос об источниках метаморфогенных растворов. Таким источником служит связанная вода горных пород, для которой характерно особое состояние молекул в поле поверхностных сил вмещающих пород при их метаморфизме. Неаддитивность ее растворяющих свойств определяет возможность формирования в метаморфогенных водах исключительно высоких концентраций растворенных компонентов. Это свойство сохраняется при ее перемещении в направлении зон разгрузки, пока она не попадает в пространства, размеры которых превышают величину дальностей действия поверхностных сил. Способность к генерированию природных растворов в горных породах сохраняется несмотря на то, что в предшествующие этапы они уже подверглись воздействию обезвоживающих факторов и испытали метаморфизм.

Значительная часть статей посвящена геологическим, геохимическим, физико-химическим условиям образования метаморфогенных месторождений железа, никеля, меди и других полезных ископаемых, а также закономерностям их размещения. На примерах отдельных месторождений или рудных провинций показана генетическая связь рудообразования с региональным метаморфизмом, начиная с этапа первичного накопления рудного вещества, обусловленного глубоко дифференцированными процессами осадконакопления в геосинклинальных условиях, и завершая стадиями прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма. В ходе развития метаморфизма каждому ряду подвижности петрогенных компонентов соответствует свой ряд подвижности мобилизуемых рудных элементов, которые определяются режимом кислотности-щелочности и окислительно-восстановительными процессами.

Таким образом, в книге освещены многие аспекты метаморфогенного рудообразования, представляющие интерес для широкого круга геологов.

## Общие вопросы теории метаморфогенного рудообразования

---

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ

### Геологические и физико-химические условия метаморфогенного рудообразования

В послевоенный период открыты и введены в эксплуатацию многие крупные и уникальные месторождения, освоены новые виды сырья, такие как железистые кварциты, которые теперь являются основной сырьевой базой черной металлургии во многих странах мира, бедные руды меди и многих других металлов. Благодаря интенсивной эксплуатации месторождений вскрыты рудные залежи на больших глубинах, достигающих 1 км и более, а в отдельных случаях — до 2—3,5 км.

Многие месторождения разведаны скважинами до 3—4 км и прослежены геофизическими методами до 7—10 км. Часть месторождений Центральной Европы разрабатываются на глубинах 1,2—1,6 км, а месторождение золота Колор в Индии — на глубине 3,5 км.

С помощью глубокого сейсмического зондирования получен разрез земной коры, близкий к реально существующему. Данные по рудным месторождениям на указанных глубинах во многих случаях противоречат ранее принятым представлениям об их строении и генетических особенностях. Эти материалы, в частности, показали, что на кристаллических щитах, где все породы в той или иной мере подверглись метаморфизму и гранитизации, подавляющее большинство месторождений формировалось под влиянием этих процессов, а условия их размещения принципиально отличны от условий, свойственных магматогенным месторождениям.

В последнее время интенсивно разрабатывается теория метаморфогенного рудообразования. Доказано метаморфогенное образование золото-сульфидной минерализации некоторых районов Забайкалья (Буряк, 1969, 1972 г.); обосновано метаморфогенное образование кварц-гиперстен-магнетитовых руд Алдана (Билибина, Титов, 1969); установлена подвижность некоторых элементов при метаморфизме в Горном Алтае (Мельгунов, 1969);

разработаны физико-химические условия метаморфогенного образования железистых пород Украинского щита (Мельник, 1973); показана роль воды при метаморфогенном рудообразовании (Блох, 1969); роль регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в формировании высокоглиноземистых, флогопитовых и железорудных месторождений Алдана (Кулиш, 1973); отмечено значение метаморфизма в формировании Печенгского медно-никелевого месторождения (Макаров, 1969); на примере изучения касситерит-сульфидных месторождений приведены данные, убедительно свидетельствующие о метаморфогенном образовании жильных месторождений цветных и редких металлов (Сапрыкин, 1969).

Важные данные получены В. Г. Горьковцом, В. А. Хохловым и другими о метаморфогенном рудообразовании в докембрийских метаморфических комплексах Южного Тянь-Шаня; Л. А. Мирошниченко, Н. П. Ильющенко и М. И. Ильющенко — о метаморфогенном образовании свинцового оруденения Большого Каратау; В. С. Шibaковым — о метаморфогенно-гидротермальном образовании золота в Казахстане и многие другие. Особенно интересны новые материалы о метаморфогенном рудообразовании на основании изучения железорудных месторождений джеспилитовой формации Украины, Кольского п-ова и Алдана, медно-никелевых руд Кольского п-ова и Индии, золото-сульфидных руд Байкальской зоны и Средней Азии, касситерит-сульфидных месторождений Приморья.

Образование метаморфогенных месторождений освещалось на Международном симпозиуме по генезису рудных месторождений в Токио (1970 г.), на XXIV сессии Международного геологического конгресса в Канаде (1972 г.). В обобщающей статье о состоянии геологической науки и задачах ее развития В. И. Смирнов (1974) указал на большую роль метаморфизма в формировании гидротермальных месторождений и рудоносных пегматитов.

Таким образом, в настоящее время уделяется большое внимание разработке и совершенствованию теории метаморфогенного рудообразования, имеющей важное значение для установления закономерностей размещения месторождений в пределах кристаллических щитов и в кристаллических основаниях платформ.

Метаморфогенные месторождения включают большую группу рудных скоплений, которые образовались на значительных глубинах в земной коре под влиянием температуры, давления и минерализованных растворов и по характеру этих рудообразующих факторов являются эндогенными. С геологических позиций возникновение метаморфогенных месторождений обусловлено накоплением металлов при седиментации, вулканизме, тектонических перемещениях, региональном метаморфизме и ультраметаморфизме.

Сложным и еще не установленным является понятие «метаморфогенные месторождения». Оно может быть очень емким, сюда можно включать месторождения, образование которых вызвано протометаморфизмом (метаморфизмом погружения), региональным динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом. Современный уровень знаний позволяет рассмотреть геологические и физико-химические условия метаморфогенного рудообразования. К геологическим факторам следует относить особенности геологического развития докембрия, первичное накопление металлов в осадках и вулканитах и концентрацию металлов в породах, вызванную региональным (динамотермальным) метаморфизмом и ультраметаморфизмом; к физико-химическим — термодинамические условия рудообразования, источники вещества и растворов при метаморфогенном рудообразовании. Эти проблемы различны по методам решения.

### Геологические условия метаморфогенного рудообразования

**Особенности геологического развития в докембрии.** Новые материалы, полученные при изучении металлогении Украинского щита и Курско-Воронежского массива, сравнительное изучение месторождений Кольского п-ова, Алдана, Китайской платформы, Индийского и Канадского щитов и сопоставление этих материалов с литературными данными по другим щитам мира позволили наметить важные особенности геологического развития докембрийских щитов.

Геологическое развитие докембрия происходило в условиях самого раннего и длительного периода геологической жизни Земли, который отличался маломощной и мобильной корой, своеобразием химизма атмосферы и гидросферы, интенсивностью вулканизма, специфическими условиями седиментационных процессов, развитием плитовой тектоники и интенсивным метаморфизмом. Эти особенности были причиной своеобразного, неповторимого геологического развития докембрия. Длительность докембрийского периода в пять раз больше всех фанерозойских эпох геологической жизни Земли и составляет около 3 млрд. лет. Докембрий был насыщен многими событиями, которые не повторялись в последующие эпохи. К ним относится грандиозная вулканическая деятельность, составившая одну из главнейших особенностей развития архея (3,5—2,8 млрд. лет). Поэтому основную часть разреза архея составляют в настоящее время продукты метаморфизма вулканогенных пород основного и ультраосновного состава. Они представлены в настоящее время амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, серпентинитами, тальковыми сланцами и продуктами их гранитизации: всевозможными гранитоидами с останцами основных магматических пород. Например, архейские образования Украинского щита более чем

наполовину состоят из метаморфических продуктов спилит-кратофировой толщи или магматитов — амфиболитов, амфиболовых гнейсов и мигматитов, образовавшихся по этим породам. Если принять мощность этих пород, по данным ГСЗ, около 30—35 км, то объем их составит 5—6 млн. км<sup>3</sup>, а площадь Канадского, Бразильского, Австралийского, Балтийского и Индийского щитов в десятки раз превышает площадь Украинского щита. По данным А. И. Тугаринова (1973), архейское основание всех щитов на 60% сложено эффузивными породами основного или ультраосновного состава. Лишь в конце архея появляются осадочные породы, представленные в настоящее время кристаллическими сланцами, кварцитами и гнейсами. Такой состав архейских образований свидетельствует о большой мобильности земной коры в это время, малой ее мощности и грандиозных излияниях вулканических масс. Вулканические породы основного и ультраосновного состава характеризовались высоким содержанием Fe, Mn, Co, Ni и Cu, которые определяли металлогенический облик архея. В настоящее время доказано, что железо поступало в зону седиментации непосредственно из основных магм или при подводном излиянии, и это привело к образованию в архее значительной части железистых пород и железных руд железисто-кремнистых формаций. Малое количество кислорода в атмосфере в течение архея способствовало разрушению железистых силикатов вулканитов и накоплению в водных бассейнах больших количеств железа, кремнезема, марганца и других металлов.

В нижнем протерозое (2,8—2,2 млрд. лет) произошла относительно резкая смена условий геологического развития, выразившаяся, во-первых, в снижении интенсивности вулканизма и развитии процессов седиментации, что привело к образованию мощных толщ кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством вулканитов. Большое значение для многих геологических процессов имела высокая энергетическая активность Земли в архее, которая резко падает на рубеже архей — протерозой. В геологическом развитии подвижных зон в протерозое достаточно четко выделяются: начальный, ранний этап — вулканогенно-седиментогенный, средний этап — складчато-метаморфический и поздний — разломно-интрузивный. Во-вторых, появление свободного кислорода в атмосфере и гидросфере способствовало выпадению в значительных количествах окислов железа, марганца, кремния и других элементов, т. е. продуктов разрушения вулканогенных пород архея и протерозоя. К этому периоду относится образование большей части джеспилитовой формации, включающей около 80% железных руд земного шара, огромные массы марганца, алюминия, свинца, цинка, циркония и многих других металлов, определивших металлогенические особенности протерозойских образований.

Дальнейшее геологическое развитие докембрия привело к

проявлению метаморфизма и ультраметаморфизма, оказавших глубокое воздействие на осадочные и вулканогенные образования. Так как метаморфогенные месторождения сформировались в процессе метаморфического преобразования пород, понять природу метаморфогенного рудообразования возможно лишь благодаря раскрытию сущности метаморфических процессов. Как известно, под метаморфизмом в настоящее время понимается преобразование минерального состава пород под действием физических и химических факторов, господствующих в глубинах Земли, вне области выветривания и диагенеза.

Изучение геологических условий образования различных метаморфических пород на щитах и в складчатых областях, а также весьма значительные результаты экспериментального моделирования и термодинамического анализа многих сторон метаморфизма позволяют более или менее обоснованно выделять три главных типа метаморфического преобразования пород.

Региональный динамотермальный метаморфизм развивался в земной коре одновременно с образованием первичных складчатых структур в геосинклинальных зонах и пространственно и причинно был связан с региональным горообразованием. Он проявился на значительных по площади участках земной коры, в пределах которых метаморфизм протекал равномерно при постоянных термодинамических условиях. Для областей развития регионального динамотермального метаморфизма характерны следующие особенности: а) равномерная перекристаллизация пород в пределах одной фации — зеленосланцевой, амфиболитовой или гранулитовой; б) преимущественно изохимический характер метаморфизма, без привноса и выноса вещества, и только в завершающие этапы возможно появление аллохимического типа метаморфизма; в) процессы дегидратации и десилификации усиливались с переходом от низких к более высоким ступеням метаморфизма, причем содержание воды и кремнезема уменьшалось с переходом от фации зеленых сланцев к амфиболитовой и гранулитовой фациям.

Региональный ультраметаморфизм возникал на завершающих стадиях образования складчатых структур в геосинклинальных областях, захватывал значительно меньшие площади земной коры и проявлялся в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального динамотермального метаморфизма. Ультраметаморфизм пород мог проходить в условиях закрытой и открытой систем вследствие привноса и выноса материала растворами.

В настоящее время многие исследователи выделяют два типа ультраметаморфизма: 1) метаморфический или палингенно-анатектический, протекающий в закрытой системе, приводит к образованию магм за счет расплавления метаморфических пород; 2) палингенно-метасоматический тип ультраметаморфизма протекает в открытой системе под влиянием растворов под-

корового происхождения (трансмагматических — по Д. С. Коржинскому, 1967).

Региональный метаморфизм погружения (Винклер, 1969) связан с погружением на большие глубины осадков и вулканитов в геосинклинальных прогибах, не сопровождаемым горообразованием или интрузиями. При нормальном геотермическом градиенте (20 град/км) осадки, погруженные до глубины 20—25 км, будут иметь относительно низкую температуру (порядка 400—450° С), находясь в условиях высоких давлений — до 7—8 кбар. В этом случае метаморфические породы сохраняли первичные структуры, но изменяли минеральный состав.

В результате метаморфизма погружения образовались породы цеолитовой фации и фации глаукофановых сланцев.

Разломная тектоника привела к образованию плитового (блокового) строения щитов. На Украинском щите выделяется ряд блоков — плит, которые в настоящее время перемещены по вертикали на 15—25 км один относительно другого и состоят из пород различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма. Зоны сочленения этих часто долгоживущих блоков благоприятны для размещения месторождений различных генетических типов.

Приведенные особенности геологического развития докембрия показывают, что щиты и кристаллические основания платформ представлены глубоко измененными породами — продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма осадочно-вулканогенных образований древних геосинклинальных областей.

**Первичное накопление металлов в осадках и вулканитах.** Важной причиной накопления рудного материала в земной коре явилось разделение первичного вещества Земли на оболочки под влиянием расплавления, перемещения и кристаллизации. Плавление первичного вещества Земли сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразных элементов, которые способствовали перемещению многих металлов в земной коре. Если принять эту схему, то в зонах плавления и кристаллизации рудные элементы должны размещаться в зависимости от способности их к плавлению: в мантии — тугоплавкие металлы, выше, в зоне эклогитов и базальтов, они, вероятно, сменяются более легкоплавкими элементами, и, наконец, наиболее легкоплавкие металлы должны подняться в область гранито-гнейсовых и осадочных слоев.

Первичное преобразование исходного, планетарного вещества Земли привело к обогащению земной коры легкоплавкими металлическими компонентами, которые в дальнейшем служили источником для формирования эндогенных рудных месторождений. Образование рудных месторождений происходило под влиянием общих — планетарных и местных — региональных причин.

Первой причиной накопления металлов в породах докембрия являлась грандиозная вулканическая деятельность, представленная основными магмами, вследствие чего возникли мощные толщи основных пород спилит-кератофировой и офиолитовой формаций. Вулканические породы основного и ультраосновного ряда в Украинском щите содержат значительные количества сидерофильных и халькофильных металлов — Ti, V, Cr, Cu, Co, Zn, Ni и других (см. таблицу).

Средние содержания малых металлов  
в главнейших группах пород Украинского щита (в %)

Группы пород	Сидерофильные Ti, Cr, Co, Ni, V	Халькофиль- ные Pb, Cu, Sn, Zn	Литофильные Zr, Ba, Mo	Сумма
Вулканические основные и ультраосновные	0,425	0,021	0,048	0,494
Терригенные	0,110	0,012	0,048	0,170
Хемогенные	0,031	0,005	0,002	0,038

Вторым условием первичного накопления металлов в породах докембрия, несомненно, была седиментация. В отличие от архея в протерозое господствовала седиментация при подчиненном значении вулканических процессов. Протерозойские щиты и кристаллические основания платформ более чем на 80% были сложены седиментогенными породами, которые в последующем при метаморфизме превращены в метаморфические сланцы, гнейсы, мигматиты и граниты. Первичными эквивалентами мигматитов, анатектитов и полигенных гранитов были в значительной мере седиментогенные сланцы, песчаники и карбонатные породы. Так, на Украинском щите гнейсы и кристаллические сланцы занимают в настоящее время около 12—15% территории; мигматиты, анатектиты и полигенные граниты — 77%, из которых более половины образовались из седиментогенных пород.

Терригенные породы (сланцы, кварциты, метаконгломераты и др.) содержат значительные количества различных металлов и прежде всего Cr, Ni, Ti, Co, Zr, Pb, Zn, Mo, Mn (см. таблицу). В 1 км<sup>3</sup> осадочных пород в этом случае находилось около 5—8 млн. т металлов, а одного из металлов, содержащегося в породах в количестве 0,01%, — около 0,5—1,0 млн. т. Если иметь в виду, что объем первично-осадочных пород в пределах Украинского щита был не менее 5—6 млн. км<sup>3</sup>, то при их метаморфизме происходило грандиозное перемещение металлов, несравнимое ни с какими другими геологическими процессами. По данным Н. М. Страхова (1960, 1962), среди осадочных пород довольно широко распространены микрорудные фации — породы, содержащие значительные, в несколько раз превышающие

фоновые скопления металлов (медистые песчаники, убогие руды свинца, цинка и многих других металлов). Микрорудные фации образовались вследствие эмбриональных условий рудоотложения; они несравненно чаще встречаются, чем макрорудные, и концентрируют подавляющую часть рудных компонентов осадочных пород.

Большие объемы осадочных и вулканогенных пород, а также значительные содержания в них микрорудных фаций показывают, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемым источником для образования рудных месторождений.

**Концентрация металлов в породах, вызванная метаморфизмом и ультраметаморфизмом.** Метаморфизм и ультраметаморфизм вулканогенных и седиментогенных пород, охватившие земную кору почти на всю ее толщину и вызвавшие несравнимое ни с какими другими геологическими процессами перемещение рудогенных элементов в породах, способствовали образованию многочисленных рудных месторождений.

Приведенные подсчеты количества малых элементов в породах различных метаморфических фаций, а также в продуктах ультраметаморфизма раскрыли тенденцию уменьшения содержания металлов с развитием метаморфизма. В породах метаморфических фаций наблюдается постепенное снижение суммы малых металлов от пород дозеленосланцевой и зеленосланцевой фаций через эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую до гранулитовой. Среднее содержание таких распространенных металлов, как Cr, Ti, Cu, Zn, Co, Ni, Pb, в терригенных породах зеленосланцевой фации 0,17%, а в амфиболитовой оно снижается до 0,145%, при этом снижение идет неравномерно. В породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций уменьшается содержание металлов по сравнению с породами зеленосланцевой фации, тогда как в породах гранулитовой фации фиксируется некоторое повышение их содержания. Закономерность концентрации отдельных элементов в породах метаморфических фаций была отмечена рядом исследователей (Буряк и др., 1967; Семенов, Смыслов, 1967; Смыслов, Титов, 1967 и др.; Белевцев, Горлицкий, 1969). Общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что накопление отдельных металлов происходит в определенных метаморфических фациях.

Литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых комплексных соединений, накапливаются в метаморфических породах средних и низких ступеней метаморфизма (Mo, Zr, Ba). В этих же условиях накапливаются и халькофильные элементы (Pb, Zn, Au). Сидерофильные элементы образуют силикаты и окислы и накапливаются среди пород высоких ступеней метаморфизма (Fe, Ti, Co, Cr, Ni), однако некоторые из них весьма активно образуют комплексные кислородные соединения и сульфиды в зонах относительно низких ступеней мета-

морфизма. Многие из элементов этой группы можно назвать «космополитами», так как вследствие меняющихся условий метаморфической дифференциации они накапливаются в разных минеральных формах среди пород низких, средних и высоких ступеней метаморфизма.

Область ультраметаморфизма характеризуется еще более интенсивным выносом рудных элементов, о чем свидетельствует снижение содержания многих рудогенных металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами, в которых достаточно отчетливо сохранились черты первичного их распределения.

Частичное выплавление и полная перекристаллизация осадочных и вулканогенных пород при метаморфической гранитизации привели к возникновению гранитоидных пород (магматиты, анатектиты, граниты), которые отличаются от исходных потерей значительных количеств FeO, MgO, Ca и многих рассеянных металлов. В реоморфических и метасоматических гранитах наблюдается накопление свинца, цинка и марганца. Длительная по времени и неоднородная по интенсивности миграция различных элементов привела к сложному распределению металлов в породах, не отвечающему их первоначальному содержанию.

Рудные элементы, перемещенные метаморфическими растворами, могли накапливаться в породах в виде месторождений либо создавали метаморфические микрорудные фации.

Описанная закономерность перемещения элементов — главная причина образования зон, обогащенных рудными элементами, которые потенциально рудоносны. Эти зоны расположены в верхней части земной коры среди пород низких и средних ступеней метаморфизма.

**Условия образования различных типов метаморфогенных месторождений.** Метаморфогенное рудообразование осуществлялось в процессе дифференциации вещества пород при метаморфизме и вследствие растворения, перекристаллизации, выплавления и метасоматоза. Для низких стадий метаморфизма характерны частичная дегидратация, растворение и перекристаллизация, которые с усилением метаморфического процесса сменяются полным растворением, а затем и частичным выплавлением. Во всех зонах наблюдаются метасоматические замещения, вызванные потоками минерализованных вод, возникших при метаморфической дифференциации.

Образование различных типов метаморфогенных месторождений зависит от состава метаморфизируемых толщ, их строения, проницаемости, наличия рассеянных металлов и форм их нахождения, а также режима температуры и давления.

Для понимания условий метаморфогенного рудообразования целесообразно выделить две главные генетические линии — регионально-метаморфическую, или метаморфическую, и ультраметаморфическую.

Метаморфические месторождения образуются в зонах динамотермального регионального метаморфизма и отчетливо делятся на две группы: метаморфизованных и собственно метаморфических.

Метаморфизованные месторождения образовались до метаморфизма и подверглись существенным изменениям в условиях прогрессивной стадии протекавшего изохимически регионального метаморфизма. Эти изменения вызваны растворением и перекристаллизацией первичных пород с незначительным перемещением рудного вещества внутри пласта или горизонта вследствие собирательной перекристаллизации.

Для таких месторождений характерны рудные пласты, уплотненные линзы и пластовые стратиформные залежи среди пород, близких по составу рудам и отличающихся от них главным образом по содержанию рудных компонентов. Рудные залежи и вмещающие их породы относятся к одним и тем же осадочным или осадочно-вулканогенным формациям, а парагенезисы минералов пород и руд — к одинаковым метаморфическим фациям. Метаморфизм изменил первичную минеральную форму нахождения элементов, которая часто определяет промышленное значение месторождения (магнетитовые, кианитовые, графитовые и др.). Этим месторождениям свойственны складчатые структуры — разрывные и трещинные, обычно послерудные. Ореолы изменения вмещающих пород на контакте с рудой отсутствуют, контакты выражены постепенным убыванием рудогенных компонентов.

В зависимости от состава первичных пород можно выделить три группы метаморфизованных месторождений: осадочные метаморфизованные месторождения (Fe, Mn, Au, Ti, Cu и др.); вулканогенные метаморфизованные (Cu, Ni, Co, Ti, Fe, Cr и др.); магматогенные метаморфизованные. Встречаются и промежуточные группы — осадочно-вулканогенные или вулканогенно-осадочные метаморфизованные месторождения.

Собственно метаморфические месторождения образовались при метаморфической дифференциации рудогенных компонентов метаморфизируемых пород, имевшей аллохимический характер. Обособление рудоносных флюидов и гидротермальных растворов происходило во время перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород. Рудные и безрудные компоненты, не вошедшие в кристаллические решетки метаморфических минералов, становились подвижными, переходили в раствор или флюид. Перемещение рудоносных флюидов и растворов, так же как и отложение рудного вещества и формирование рудных залежей, происходило в основном в конце прогрессивного этапа регионального метаморфизма в открытых полостях или при метасоматическом замещении пород в тектонически подготовленных зонах; иногда руды образовывались благодаря выносу безрудных компонентов породы — как остаточные (остаточно-метаморфические).

В рудном процессе подвижными были не только  $H_2O$ ,  $CO_2$ , но и рудообразующие компоненты. Парагенезисы минералов руд могут не отвечать метаморфическим фациям вмещающих пород. По способу рудообразования выделяются следующие типы месторождений: остаточные, жильные или прожилковые, метасоматические и пегматоидные; по морфологическим особенностям — столбообразные, жильные, штокверковые и линзовидные.

Метаморфические месторождения либо формируются непосредственно в толще материнских пород (автохтонные), либо размещаются в ближайших к ним толщах метаморфических пород (аллохтонные). Если рудные месторождения расположены непосредственно в метаморфизируемой толще пород, а парагенезисы рудных минералов соответствуют фациям метаморфизма вмещающих пород, происходят относительно небольшие перемещения рудного вещества в период рудообразования. Закономерности размещения этих месторождений определяются в основном метаморфическими, первичными и осадочно-вулканогенными факторами, а также развитием протоструктур в породах.

В других случаях собственно метаморфические — аллохтонные месторождения расположены среди пород, минеральные парагенезисы которых не согласуются с парагенезисами рудных минералов. Вероятно, рудное вещество при образовании этих месторождений перемещалось на значительные расстояния, и рудоотложение осуществлялось в различных структурах, нередко секущих вмещающие породы. Закономерности размещения таких месторождений определяются структурно-литологическими факторами.

Ультраметаморфические месторождения формируются при палингенезисе или метаморфической перекристаллизации пород, а также под влиянием постгранитизационных растворов в узких смятых зонах пород. Они представлены рудносными гранитоидами, пегматоидами и различными диафторитами (альбититы, листвениты, березиты и др.), образующими часто тектоно-метасоматические зоны с парагенезисами минералов, характерными для регрессивной стадии метаморфизма.

Гранитизация — процесс частичного выплавления и перекристаллизации метаморфических пород — осуществляется под действием флюидов, содержащих Si, Al, Na, K. При гранитизации эти флюиды обогащались рудными и щелочноземельными компонентами, которые освобождались из первичных пород и не входили в состав новых минералов, слагающих мигматиты и граниты. Таким образом формировались постгранитизационные растворы, обогащенные различными рудными компонентами, в зависимости от состава гранитизируемых пород.

При благоприятных условиях часть рудогенных элементов могла концентрироваться при кристаллизации гранитоидов,

образуя рудоносные граниты. Постгранитизационные флюиды, а при снижении температуры и давления растворы, содержащие Fe, Mg, Ca, Na, K, редкие и цветные металлы, поднимались в область расслоенных метаморфических пород и по пути могли обогащаться новыми элементами.

Постультраметаморфические месторождения характеризуются следующими особенностями: рудные тела размещены среди метасоматических зон диафоритов по наложенным структурам (милониты, катаклазиты и др.); в формировании месторождений главную роль играли метасоматические процессы, а выполнение пустот имело подчиненное значение; рудоносные метасоматиты протягиваются на многие десятки, сотни, а в отдельных случаях и на тысячу километров с однотипными парагенезисами и близкой геохимической характеристикой; метасоматические рудоносные зоны накладываются на породы различных фаций регионального метаморфизма и не зависят от размещения тел гранитоидов; изотопный возраст этого типа месторождений близок к изотопному возрасту пород гранитизации. Так, на Украинском щите возраст пород зоны щелочного метасоматоза 1700—2000 млн. лет, а гранитоидов нижнего протерозоя по различным определениям — от 1800 до 2200 млн. лет.

### **Физико-химические условия метаморфогенного рудообразования**

Физико-химические параметры рудообразования служат важным критерием для определения закономерностей формирования и размещения метаморфогенных месторождений. Особенно большое значение они имеют для месторождений, залегающих на значительных глубинах. Глубину образования месторождения можно приблизительно определить по давлению и температуре, при которых возникли рудные парагенезисы. Определение температуры, давления и состава рудообразующих растворов проводится по данным, получаемым при изучении включений в минералах маточной среды рудообразования. По количеству углекислоты можно судить о давлении; с помощью гомогенизации или декрепитации газовой-жидких включений в минералах определяется температура. Современные методы позволяют также получить сведения об агрегатном состоянии минералообразующей среды, ее плотности, вязкости, химическом составе, кислотности и др.

**Температура рудообразования.** Значительные фактические данные получены по температурам формирования рудообразующих минералов эндогенных месторождений (Лазько, Ляхов, 1968; Бабенко и др., 1970; Глевасский, Савенко, 1970; Наумов, Ходаковский, 1972; Тугаринов, Наумов, 1972). Значения температур образования рудных минералов из многочисленных эндогенных месторождений мира меняются в относительно неболь-

Схема полей рудообразования (на графике фаций регионального метаморфизма по В. С. Соболеву и др., 1970)

Фации метаморфизма:

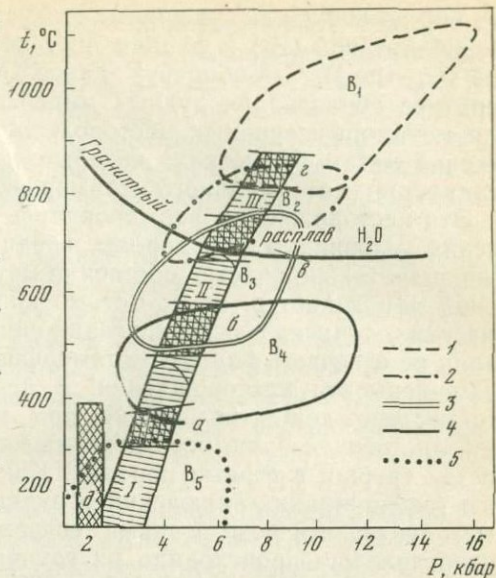
- 1 — гранулитовая,
- 2 — амфиболитовая,
- 3 — эпидот-амфиболитовая,
- 4 — зеленосланцевая,
- 5 — пумпеллитовая.

Поля рудообразования метаморфизованных месторождений:

- I — низкотемпературных ( $B_1+B_5$ ),
- II — среднетемпературных ( $B_3$ ),
- III — высокотемпературных ( $B_1+B_2$ ).

Поля рудообразования метаморфических месторождений:

- a — низкотемпературных,
- б — среднетемпературных,
- в (возможно — г) — высокотемпературных,
- д — поле аллохтонно-метаморфических и постгранитизационных гидротермальных месторождений



шом интервале — от 50—100 до 600—750° С, за эти пределы выходят лишь единичные определения.

Температуры образования рудных парагенезисов метаморфогенных месторождений варьируют (Сиворонов, 1968; Глеваский, Савенко, 1970) от 600—750° С (оленегорские и мариупольские пироксеновые железистые кварциты гранулитовой фации), 450—550° С (амфиболовые железистые кварциты КМА и амфиболитовой фации Северного Кривого Рога) до 300—400° С (биотит-хлоритовые железистые кварциты зеленосланцевой фации метаморфизма Кривого Рога). Среди железистых пород встречаются диафторические минералы, образовавшиеся при 80—100° С (Сиворонов, 1968). Редкометалльные месторождения Центрального Казахстана формировались при температурах от 400 до 280° С; хрусталеносные месторождения Алдана и Урала — при температурах от 180—250 до 450—515° С (Лазыко и др., 1968). Эти и другие многочисленные данные, которые не представляется возможным привести здесь, свидетельствуют о значительном размахе температур рудообразования метаморфогенных месторождений.

По температурам образования рудных парагенезисов (или минералов) метаморфические месторождения можно разделить на три группы. Первая группа — фации низких температур (от 100—120 до 450° С), отвечающих дозеленосланцевой и зеленосланцевой фациям (соответственно  $B_4+B_5$  — по В. С. Соболеву). Вторая группа — фации средних температур (от 400—450 до 650° С), отвечающие эпидот-амфиболитовой фации ( $B_3$  — по В. С. Соболеву). Третья группа — фации высоких температур

(от 600 до 800° С; см. рисунок), отвечающие гранулитовой ( $B_1$ ), амфиболитовой ( $B_2$ ) и фациям дистеновых гнейсов и амфиболитов ( $C_2$ — по В. С. Соболеву). Такое деление на группы по температуре образования рудных минералов справедливо только для метаморфизованных месторождений и для той части собственно метаморфических, которые возникли в прогрессивную стадию динамотермального метаморфизма.

Эти месторождения формировались в таких же термодинамических условиях, как и породы, среди которых они залегают. Для значительной части собственно метаморфических месторождений или гидротермально-метаморфических и ультраметаморфических, точнее, постгранитизационных, температуры образования не отвечают фациям метаморфизма пород, среди которых размещены эти месторождения. В подавляющем большинстве это месторождения, возникшие при метасоматозе (альбитизации, лиственизации, березитизации и др.) или выполнении полостей трещин в горных породах. Как можно судить по изучению газовой-жидких включений в рудных минералах или нерудных, парагенетически с ними связанных в рудном процессе, рудоотложение происходило из горячих (термальных) растворов при температуре от 80—120 до 360° С (см. рисунок).

**Давление при рудообразовании.** О давлении, при котором происходило метаморфогенное рудообразование, сведений значительно меньше, чем о температуре. Имеются лишь единичные определения давлений минералообразования по количеству углекислоты в газовой-жидких включениях.

Наиболее высокое давление установлено для минералов метаморфогенных месторождений — от 1500 до 3500 *бар*, для многих процессов альбитизации и связанных с ними месторождений оно составляет от 600—800 до 1500 *бар* (см. рисунок). Для сравнения приведем данные по плутоно-гидротермальным среднетемпературным месторождениям, которые образовались, судя по такого типа определениям, при давлениях 400—600 *бар*, а низкотемпературные — при давлениях в пределах первых сотен *бар*.

Эти данные, хотя еще и недостаточные для окончательного суждения, все же указывают на отличие метаморфогенных от плутоно-гидротермальных или тем более гидрогенных месторождений. Плутоно-гидротермальные месторождения формировались при относительно низком давлении, измеряемом несколькими сотнями *бар*, а аналогичные им метасоматические или прожилковые месторождения метаморфогенного происхождения — от 1—1,5 до 3,5 *кбар*. Надо полагать, что метаморфизованные и некоторые собственно метаморфические месторождения, возникшие в условиях высоких фаций метаморфизма, должны характеризоваться еще более значительным давлением рудообразования, достигающим 5—6 *кбар* для метаморфизованных месторождений гранулитовой фации метаморфизма (см. рисунок).

По величине давления можно приблизительно определить глубину, на которой происходило рудообразование. Наибольшие глубины (15—18 км) свойственны метаморфизованным месторождениям гранулитовой и амфиболитовой фаций. На меньших глубинах (от 3 до 5—6 км) образовались собственно метаморфические и постгранитизационные месторождения, связанные с гидротермальными растворами метаморфогенного происхождения.

Выше указывалось, что глубина залегания месторождений в настоящее время определяется не только глубиной рудообразования, но и величиной смыва пород после рудообразования, а также вертикальным размахом оруденения. Размах оруденения для многих хорошо разведанных или отработанных месторождений определен. Урановые месторождения Эйс-Рей в районе Эльдорадо (оз. Атабаска) в Канаде имеют вертикальную протяженность 1160 м (Beck, 1970), породы джеспилитовой формации нижнего протерозоя — до 1100—1400 м. На других месторождениях, расположенных в гранитоидных породах, вертикальный размах равен 1200—1500 м. Исключение составляют метаморфизованные и некоторые собственно метаморфические месторождения, которые образовались на больших пространствах по горизонтали и по вертикали, где господствовали устойчивые термодинамические условия фаций метаморфизма. Например, месторождение золота Колар в Южной Индии имеет размах оруденения свыше 3500 м, магнетитовые руды Северного Криворожья — свыше 3000 м, магнетитовые и маргитизированные руды Центрального Криворожья — более 3000 м и др.

Эти данные о глубине эндогенного рудообразования и о вертикальном размахе оруденения являются основанием для поисков месторождений, залегающих на различной глубине от современной поверхности.

### **Источники рудного вещества**

Для метаморфогенных месторождений, образовавшихся при метаморфизме и ультраметаморфизме осадочных и вулканогенных толщ, наиболее реальным источником рудообразующих веществ можно считать породы земной коры и лишь с некоторым допущением — подкоровое вещество Земли. При рассмотрении этого сложного вопроса надо иметь в виду две его стороны. Одну — в какой-то степени доказуемую и вторую — гипотетическую, предполагаемую, но не доказуемую в настоящее время, хотя и представляющуюся логической и вполне возможной. Основываясь на первой из них, мы пока не можем обойтись и без второй, так как понимание источников рудообразования должно исходить из общих современных геологических представлений. Рассмотрим, чем же оправданы наши представления об источнике рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании.

1. Для метаморфизованных месторождений нет никаких оснований предположить иную природу рудного вещества, кроме пород, среди которых они находятся. Метаморфизм пород при образовании месторождений не сопровождался привносом или выносом рудных компонентов, а состоял в перекристаллизации и некоторой перегруппировке рудного материала, вследствие чего порода или руда часто приобретала новые технологические свойства, становилась промышленной рудой. Так, порода с гидроокислами или карбонатами железа, содержащая 20—25% железа, не являлась рудой по технологическим причинам, однако вследствие метаморфизма образовались магнетитовые породы с таким же содержанием железа, которые стали промышленной магнетитовой рудой.

2. Для собственно метаморфических месторождений не всегда можно достаточно точно установить природу рудного вещества, но все же имеются материалы, дающие право судить об источниках рудного вещества и для этой группы месторождений. Собственно метаморфические месторождения четко делятся на две группы — автохтонные, образовавшиеся среди метаморфизируемых пород, и аллохтонные, расположенные на значительном удалении от метаморфических пород, которые могли быть источником рудообразующих веществ.

Месторождения первой группы сохраняют геохимические особенности пород, среди которых они залегают. Так, например, богатые магнетитовые руды Северного Криворожья расположены среди железистых сланцев, роговиков или кварцитов; медно-никелевые руды Печенги (Кольский п-ов) или Южной Африки размещены среди медистых песчаников или медно-никелевых сланцев, а холодненские и центрально-австралийские полиметаллические руды размещаются среди сланцев с высоким фоном свинца и цинка. При этом рудные тела указанных месторождений имеют разнообразную форму — пластовые, секущие, прожилковые и др., но они во всех случаях отвечают геохимическим особенностям вмещающих пород.

Полученные нами значения изотопных соотношений  $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$  в магнетитах сланцев, джеспилитов и магнетитовых руд Криворожских месторождений наиболее высоки — от 18 до 36‰, а в гидроксильной воде из хлоритов метаморфических сланцев — от 22 до 26‰. Магнетит в окисленных породах и рудах характеризуется очень низкими значениями этих соотношений (от +3 до -5). Такое повышение отношений изотопов кислорода в магнетитовых рудах могло произойти только благодаря участию в процессе оруденения гидроксильной воды сланцев, имеющей высокие соотношения изотопов кислорода. Заметим, что гидротермальная вода магматического происхождения имеет соотношение изотопов кислорода от 5 до 7‰, и, естественно, она не могла привести к таким высоким соотношениям  $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$  при образовании магнетитов рудных залежей. Высокие значения соотноше-

ния изотопов кислорода в магнетите магнетитовых залежей указывают на участие в рудообразовании метаморфических гидроксильных вод, возникших при дегидратации сланцев и карбонатных пород, и заимствование железа из магнетитов железистых пород с высокими соотношениями изотопов кислорода.

Нами изучен изотопный состав серы сульфидов согласных прослоев и секущих жил и зон метасоматоза, взятых из руд и пород Криворожского бассейна. Полученные, хотя еще и не очень многочисленные данные показали, что изотопные соотношения  $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$  находятся в поле биогенной серы для сульфидов, широко развитых в породах в виде согласных прослоев, и сульфидов секущих жил — кварц-сульфидных, сульфидно-карбонатных и сульфидных. Это свидетельствует о том, что остаточные метаморфические растворы, образование которых связано с секущими жилами альпийского типа, выносили из метаморфических пород серу, которая имела первичное биогенное происхождение.

Приведенные здесь данные дают основание считать, что породы земной коры, подвергшиеся метаморфизму, явились источником рудного вещества для образования метаморфических рудных месторождений. Никакие очевидные или доказуемые данные о подкоровых источниках не получены, и все представления об участии их в метаморфическом рудообразовании создаются на гипотетических, т. е. общих, основаниях и соображениях.

3. Для ультраметаморфических месторождений приведем следующие данные, по которым можно судить об источниках рудного вещества.

Широкое развитие различных диафоритов (альбититов, лиственитов, березитов, карбонатитов и др.) и связанного с ними оруденения на кристаллических щитах приурочено к разломным и складчатым структурам, залегающим среди различных по составу и условиям образования пород; их размещение не зависит от положения гранитоидных массивов. Протяженность тектоно-метасоматических зон во много раз превосходит толщину земной коры, а парагенезисы минералов рудоносных метасоматитов однотипны и прослеживаются на многие десятки и сотни километров. Установлена приуроченность этих зон к глубинным разломам, подтверждающаяся резким (на 15—20 км) изменением мощности земной коры.

Метасоматиты представлены главным образом натриевыми минералами (альбит, эгирин, рибекит, радузит и др.) и меньше калиевыми (калиевые полевые шпаты). В метасоматических зонах накопились огромные количества Na и меньше K. В альбандах тектоно-метасоматических зон наблюдаются широкие ореолы калиевого метасоматоза в гранитоидах, выраженного заменой в полевых шпатах Na на K. Поисковым признаком нахождения зон альбититов в гранитоидах является калий-натрие-

вое отношение (K/Na), превышающее 1,5, иногда 2. Это свидетельствует о мобилизации натрия растворами из гранитоидов, а не о привносе его из подкоровых глубин для образования альбитовых зон.

Метасоматиты сформировались преимущественно среди гранитизированных метаморфических пород, обладающих относительно повышенным фоном рудогенных элементов,— Канадский, Пержанский (Украина), Алданский редкометалльные пояса.

Магнетиты, встреченные как новообразования в щелочных метасоматитах (альбититах и эгиринитах) Криворожского бассейна, имеют соотношение изотопов кислорода  $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$  от 10 до 16—20‰, что значительно выше, чем в гидротермальных постмагматических водах (5—7‰). Эти данные непосредственно подтверждают участие метаморфических гидротермальных вод в метасоматическом рудообразовании.

Наиболее широко развиты рудоносные метасоматиты на площадях распространения нижнепротерозойских пород, достигших амфиболитовой фации метаморфизма и интенсивно гранитизированных. Такие изменения пород, как указано выше, вызывали наибольшую подвижность рудогенных элементов в породах.

Приведенные данные свидетельствуют о коровых источниках рудного вещества при образовании ультраметаморфических месторождений. Однако большая протяженность рудоносных метасоматитов, связь их с глубинными разломами, однотипность парагенезисов минералов на больших расстояниях дают основание предполагать участие ювенильных подкоровых источников растворов и рудного вещества в образовании ультраметаморфических месторождений.

Наши представления о геологическом развитии докембрия и условиях образования месторождений позволяют раскрыть закономерности размещения рудных месторождений и их прогноз в пределах докембрийских щитов и кристаллического основания платформ.

1. Большинство рудных месторождений на щитах размещается среди метаморфических пород зеленосланцевой и меньше амфиболитовой фаций метаморфизма. Значительно меньше их встречается среди пород гранулитовой фации метаморфизма и в полях развития гранитоидов. Поэтому на щитах могут быть выделены поля и блоки, сложенные в основном метаморфическими породами, как наиболее перспективные для поисков месторождений.

2. Структурно-фациальные зоны метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, преимущественно протерозойских, кластогенных и хемогенных по происхождению, развившихся из древних троговых геосинклиналей, наиболее рудоносны, особенно для метаморфогенных месторождений Fe, Mn, Cu, Pb и др.

3. Зоны сочленения тектонических плит выражены интенсивно смятыми метасоматически-измененными метаморфическими и гранитоидными породами (альбититы, карбонатиты, листвениты, березиты и др.) и нередко образуют рудоносные тектоно-метасоматические зоны.

## Литература

- Бабенко О. В., Гнатенко Г. И., Коваль В. Б.* Особенности формирования уранового месторождения в железорудной провинции докембрия.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии и рудообразования. «Наукова думка», 1970.
- Белевцев Я. Н., Горлицкий Б. А.* Геохимия рудогенных элементов при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме пород кристаллических щитов.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1969.
- Билибина Т. В., Титов В. К.* Метаморфогенные месторождения Алданского щита, закономерности их размещения и геохимические особенности.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1969.
- Блох А. М.* Скачки структурного состояния воды как один из факторов возникновения рудообразующих растворов и процессов рудообразования.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1969.
- Буряк В. А.* Характерные особенности метаморфогенного и постмагматического золотого оруднения (Байкальская горная область).— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1969.
- Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М.* К проблеме метаморфогенного рудообразования.— Сов. геология, 1967, № 5.
- Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. «Мир», 1969.
- Глевасский Е. Б., Савенко Б. Я.* О температурах образования магнетитов метаморфических пород Мариупольского железорудного месторождения.— Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1970, № 24, вып. 3.
- Коржинский Д. С.* Режим кислотности и щелочно-метальности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии, минералогии и эндогенного минералообразования. «Наука», 1967.
- Кулиш Е. А.* Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973.
- Лазько Е. М., Ляхов Ю. В.* К вопросу о температурной систематике постмагматических месторождений.— Записки Всес. минералог. об-ва, 1968, вып. 3.
- Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В.* Газовые растворы и их роль в эндогенном минералообразовании.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Геохимия глубинных минералообразующих растворов. «Наука», 1968.
- Макаров В. Н.* К вопросу о роли метаморфизма в формировании богатых медно-никелевых руд.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1969.
- Макивчук О. Ф., Коваль В. Б., Бабенко О. В., Гнатенко Г. И.* Минеральная и температурная стабильность на одном из урановых месторождений докембрия.— Геол. ж., 1972, № 3.
- Мельгунов С. В.* Миграция урана и тория в процессе прогрессивного метаморфизма.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1969.
- Мельник Ю. П.* Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. «Наукова думка», 1973.
- Наумов Г. Б., Ходаковский И. Л.* Термодинамический анализ факторов образования минералов гидротермальных месторождений.— Геохимия, 1972, № 12.

- Сапрыкин Е. П.* Некоторые особенности генезиса касситеритово-сульфидных месторождений и проблема метаморфогенного рудообразования.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1969.
- Семенов А. И., Смыслов А. А.* Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения.— Записки Всес. минералог. об-ва, 1967, вып. 5.
- Сиворонов А. А.* Об использовании включений растворов при изучении метаморфических пород.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Геохимия глубинных минералообразующих растворов. «Наука», 1968.
- Смирнов В. И.* Состояние и задачи теоретической геологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 7.
- Смыслов А. А., Титов В. К.* Роль регионального метаморфизма в формировании радиогеологической зональности земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 11.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. I—II. Изд-во АН СССР, 1960, 1962.
- Тугаринов А. И.* Общая геохимия. Атомиздат, 1973.
- Тугаринов А. И., Наумов Г. Б.* Физико-химические параметры гидротермального минералообразования.— Геохимия, 1972, № 3.
- Beck L. S.* Genesis of Uranium in the Athabasca Region and its Significance in Exploration.— Chem. Transaction, Canada, 1970, 73.

В. С. ДОМАРЕВ

## О формациях метаморфогенных месторождений

Размещение метаморфогенных месторождений в пределах структурно-металлогенических зон в основном контролируется двумя группами факторов: 1) интенсивностью проявления метаморфизма; 2) характером и закономерностями размещения пород и минеральных месторождений, явившихся источником вещества метаморфогенных концентраций. Эти факторы не в одинаковой степени сказываются на метаморфогенных месторождениях различных типов, в целом еще недостаточно изученных. Последнее обстоятельство обуславливает отсутствие классификации метаморфогенных месторождений, кроме того, объем этого понятия еще далеко не установлен.

По-видимому, наиболее целесообразно различать среди метаморфогенных месторождений две серии: месторождения метаморфизованные и метаморфические, причем объем их требует уточнения. Все месторождения, кроме самых молодых, в продолжение своего существования подвергаются тем или иным изменениям, обусловленным эндогенными процессами, и провести границу между метаморфизованными и неметаморфизованными минеральными скоплениями можно лишь условно. К метаморфизованным обычно относят такие месторождения, которые пре-

терпели существенное изменение минерального состава, распределения отдельных компонентов в залежи и др., без изменения вида полезного ископаемого и места его нахождения. Традиционными примерами таких месторождений являются железистые кварциты, золотоносные и ураноносные конгломераты, полиметаллические месторождения типа Брокен-Хилл (Австралия).

Среди метаморфических хорошо выделяются месторождения, возникшие в основном в результате термального преобразования исходного вещества — залежи графита, мрамора, кианита и др. Происхождение месторождений, возникших путем переотложения материала, как правило, является дискуссионным. Ортодоксальная магматогенная гипотеза, по которой генезис всех эндогенных месторождений связывался с дифференциацией магмы, современными данными не подтверждается. Генетическая связь минералообразования с магматическими процессами во многих случаях достаточно очевидна для группы собственно магматических месторождений. Что же касается так называемых постмагматических месторождений, то представление об их происхождении из растворов (флюидов), возникающих при дифференциации магмы, нередко основывается на пространственных и структурных, иногда весьма общих соотношениях с магматическими породами, геохимических и других косвенных данных и является весьма дискуссионным. Этим в значительной степени объясняются нередко высказываемые в отношении конкретных месторождений мнения о глубинном, подкоровом источнике рудообразующих флюидов, еще менее обоснованные, чем представления о решающей роли магматической дифференциации.

За последнее десятилетие в значительной степени изучена роль вмещающих пород в качестве источника вещества минеральных залежей и роль вадозных и метаморфогенных вод как основных составляющих рудообразующих растворов. Такие воды могут переносить растворенные компоненты вмещающих пород на более или менее значительные расстояния, но во многих случаях пространственная связь отложенного ими материала с исходными породами устанавливается относительно легко. Все такие вновь образованные в эндогенных условиях эпигенетические залежи, по нашему мнению, следует рассматривать как метаморфические (Домарев, 1967, 1973). К ним следует относить пегматиты, месторождения грейзеновой и альбититовой формаций, пластообразные скарновые месторождения в осадочно-эффузивных толщах, жильные и жилообразные месторождения цветных металлов, золота и урана и др.

Эти месторождения порождаются региональным метаморфизмом, охватывающим крупные блоки земной коры, и связаны с проявлениями корового магматизма лишь постольку, поскольку обусловлены общими с ним причинами. Преимущественная приуроченность месторождений определенных формаций к опре-

деленным типам изверженных пород, например грейзенов — к кислым гранитоидам, не свидетельствует об обусловленности минерализации процессами магматизма, а указывает лишь на то, что по геохимическим особенностям кислые гранитоиды являлись наиболее подходящим источником вещества грейзеновых месторождений. Месторождения этой формации могут приурочиваться и к другим, негранитоидным породам, но они возникают лишь в тех случаях, когда вмещающие породы подверглись метаморфизму в условиях, близких к условиям амфиболитовой фации.

Еще менее обоснована постулируемая многими авторами связь с магматизмом жильных и жилообразных месторождений цветных металлов, золота и урана, которые расположены в различных породах (иногда даже вне пространственной связи с интрузиями), всегда претерпевших метаморфизм, преимущественно в условиях, близких к условиям зеленосланцевой фации. Примерно то же можно сказать в отношении многих других эндотермальных месторождений, которые, как отмечено выше, мы рассматриваем как метаморфические.

Для изучения закономерностей размещения метаморфогенных месторождений и использования этих закономерностей на практике следует группировать их, подобно месторождениям других классов, в рудные формации. Целесообразность формационного подхода при металлогенических исследованиях в настоящее время общепризнанна, но несмотря на это в отношении содержания понятия «рудная формация» и принципов выделения рудных формаций существуют различные мнения. Многие авторы за основной критерий выделения рудных формаций принимают минеральный состав руд, но для металлогенических целей группировка месторождений по этому признаку малопригодна, так как минеральный состав руд не определяет закономерностей размещения месторождений. Это неоднократно отмечалось автором (Домарев, 1968) и другими исследователями. Недавно предложение о выделении рудных формаций на основе минерального состава руд детально рассмотрено в работе В. С. Кормилицына, П. А. Строны и П. М. Татарина (1973), по мнению которых под рудной формацией следует понимать «естественное сообщество месторождений полезных ископаемых, образовавшихся на определенных стадиях развития подвижных поясов и платформ в генетической или парагенетической связи с той или иной магматической, осадочной или метаморфической формацией (соответственно для магматогенных, экзогенных и метаморфогенных месторождений), причем при выделении конкретных формаций в них следует включать все гидротермальные образования, связанные с той или иной магматической формацией» (стр. 193).

Такое понимание рудных формаций основывается на представлениях, разработанных Ю. А. Билибиным (1955) и геологами

ВСЕГЕИ и вытекающих из данных о закономерном возникновении определенных групп минеральных образований на конкретных этапах развития подвижных зон и платформ. Рудные комплексы несравненно более продуктивны для металлогенического анализа, чем выделенные по минеральному составу рудные формации. Однако рудные комплексы, возникающие в определенных геотектонических условиях, в разных районах, в силу региональных особенностей последних, как правило, не содержат одинакового набора месторождений и отражают лишь общий характер металлогении тех или иных структурно-формационных зон. Поэтому рассматривать их как «формации» едва ли целесообразно, тем более, что в состав комплекса входят месторождения, различные по генезису и геологическим условиям проявления, например магматические и эндотермальные, скарновые и грейзеновые и др.

По нашему мнению, любая классификационная единица должна объединять объекты, обладающие какими-то только им присущими чертами, независимо от их наличия или отсутствия в тех или иных условиях. Поэтому в рудные формации целесообразно объединять месторождения, обладающие сходными геологическими особенностями, включающими состав вмещающих пород, их характерные изменения, морфологию и состав рудных залежей и др. Примерный перечень таких формаций предложен автором в 1968 г.

Особо следует остановиться на вопросе о соотношении рудных формаций с формациями магматических и осадочных пород. Как отмечено выше, по мнению некоторых исследователей, рудная формация должна быть обязательно связана с какой-либо формацией магматических, осадочных или метаморфических пород. Действительно, месторождения собственно магматической группы теснейшим образом связаны с определенными магматическими породами (формациями), частью которых они являются. Точно так же осадочные месторождения во многих случаях приурочены к определенным осадочным формациям. Однако как магматические, так и осадочные месторождения не являются обязательными компонентами формаций магматических или осадочных пород, и для их образования недостаточно возникновения вмещающих их пород, а необходимы те или иные дополнительные условия. Кроме того, весьма близкие по своим особенностям месторождения могут приурочиваться к различным формациям магматических или осадочных пород. Так, например, магматические сульфидные медно-никелевые месторождения типа Мончетундры и Норильска, могут быть приурочены как к ультраосновным, так и к основным породам, возникающим в геосинклинальных или в платформенных условиях, но тем не менее они обладают большим геологическим сходством, позволяющим рассматривать их как единую формацию. Особенности II и более высоких порядков, по нашему мнению, могут служить

основанием для дальнейшего подразделения рудных формаций.

Осадочные месторождения одной формации также могут быть связаны с различными формациями осадочных пород. Так, осадочные концентрации свинцово-цинковых руд в большинстве приурочены к карбонатным формациям, возникающим в условиях аридного типа литогенеза. Но они встречаются также и в терригенных породах, что, по нашему мнению, не исключает возможности отнесения их к единой формации (с подразделением на субформации), несмотря на то, что в отношении генезиса этих месторождений нет единого мнения. То же можно сказать и о месторождениях медистых песчаников, которые, несмотря на вариации вмещающих толщ, целесообразно рассматривать как единую формацию, подразделяющуюся на субформации.

Что касается эпигенетических рудных залежей, таких как жильные месторождения различных металлов, то, как указано выше, парагенетическая связь их с магматическими формациями весьма условна, и иногда может быть установлена лишь для конкретных районов. Часто также условна связь с осадочными формациями эпигенетических экзогенных месторождений.

В отношении связи метаморфогенных месторождений с формациями метаморфических пород прежде всего следует отметить, что эти месторождения (в указанном выше объеме этого понятия) могут залегать вне метаморфизованных пород, за счет материала которых они произошли, и вопрос о том, с какими метаморфическими породами их следует связывать, становится неопределенным. Так, например, среди гнейсов могут залегать минеральные образования, возникшие в породах, подвергшихся метаморфизму до их гнейсификации, или связанные с более поздними наложенными процессами.

Кроме того, необходимо считаться с отсутствием общепринятого мнения о целесообразности выделения самого понятия «метаморфическая формация», поскольку оно в значительной степени (или полностью) перекрывается понятием «метаморфическая фация». Нецелесообразность выделения метаморфических формаций в достаточной степени аргументирована Ю. Ир. Половинкиной (1970), которая отметила, что поскольку метаморфизм не создает новых формаций горных пород, нельзя и говорить о метаморфических формациях. Общепринятые классификации метаморфических «формаций» пока не выработаны, и предлагаемые некоторыми авторами подразделения имеют главным образом региональное значение.

Несколько иначе обстоит дело с выделением формаций метасоматических пород — «околорудных метасоматитов». Предложенные до настоящего времени классификации их «формаций», с нашей точки зрения, для металлогенических целей неудобны, но, с другой стороны, во многих случаях «околорудные метасоматиты» (альбититы, грейзены, вторичные кварциты и др.) со-

ставляют часть минерального месторождения и являются полезным ископаемым. В этом случае их целесообразно рассматривать как компоненты формаций минеральных месторождений.

Если вопрос о выделении формаций метаморфических пород и о связи с ними определенных минеральных формаций в настоящее время однозначно не решается, то контролирующая роль метаморфических фаций в ряде случаев устанавливается достаточно определенно. Эта роль рассматривалась многими авторами, и в ряде публикаций приведены примеры и более или менее подробные перечни месторождений, образовавшихся в результате метаморфизма, протекавшего в условиях различных фаций. Такие данные приведены в работах Д. И. Горжевского и Б. Н. Козеренко (1965), Д. А. Великославинского, Ю. М. Соколова и В. А. Глебовицкого (1968), В. С. Домарева (1973), Я. Н. Белевцева (1968) и других авторов.

При выделении формаций метаморфогенных месторождений, очевидно, должен быть различный подход к месторождениям метаморфизованным и метаморфическим. Поскольку метаморфизованные месторождения подчиняются тем закономерностям размещения, которыми они обладали до метаморфизма, так как их первичные геологические особенности в значительной степени сохраняются, выделять среди них какие-либо новые формации в общем случае нет надобности, хотя при метаморфизме в них могут возникнуть и метаморфические образования, например типа альпийских жил. Такие образования, если они не имеют самостоятельного практического значения и не влияют на основные закономерности размещения месторождений, не меняют формационного типа последних. Например, метаморфизованные месторождения колчеданной формации типа месторождений Среднего Урала, стратифицированные месторождения свинцово-цинковых руд типа Брокен-Хилл следует относить к тем же формациям, к которым принадлежат их менее метаморфизованные или неметаморфизованные аналоги.

Однако среди метаморфизованных месторождений могут быть выделены своеобразные формации, если неметаморфизованные их аналоги отсутствуют или с достаточной достоверностью не известны. Как отмечено выше, традиционными примерами таких месторождений являются железистые кварциты и золотоносные конгломераты.

Метаморфические месторождения группируются уже в особые формации, отличные от формаций месторождений других классов. Названия этих формаций могут быть самыми различными: по виду возникшего при метаморфизме полезного ископаемого (формация пегматитовая, мраморов, кианитовых сланцев), по типу измененных пород (альбититовая, грейзеновая), по морфологии и составу рудных залежей (жилы, жильные месторождения цветных металлов) и др. Приведенные наименования не отражают, конечно, всех особенностей месторождений форма-

ции и в известной степени условны. Полный перечень формаций пока еще не выработан.

Проявление и размещение месторождений каждой формации имеют свои особенности, но для генетических групп их могут быть намечены некоторые общие черты. Перекристаллизованные и остаточные месторождения автохтонной группы залегают на месте исходных пород, часто сохраняя общие морфологические черты первоначальных залежей, так что их размещение контролируется как условиями первичного образования и залегания исходных пород, так и фаціальными условиями наложенного метаморфизма.

В переотложенных метаморфических залежах связь с исходными породами в той или иной степени может сохраняться, но форма и размеры минеральных тел определяются уже новыми факторами, как это имеет место, например, для альпийских жил. Близкие к переотложенным аллохтонные месторождения грейзеновой формации, сохраняя более или менее тесную связь с гранитами, возникают в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при наличии благоприятных структурных условий в связи с образованием метасоматитов грейзеновой формации. Примерно то же можно сказать о месторождениях альбититовой и пегматитовой формаций, связь большинства которых с гранитоидами еще не определяет закономерностей их размещения. Жильные и жиллообразные месторождения цветных металлов и золота в значительной степени теряют пространственную связь с исходными породами, и закономерности их размещения в пределах соответствующих структурно-формационных зон определяются распространением пород, метаморфизованных в условиях, близких к условиям зеленосланцевой фации, и соответствующей структурной подготовкой.

Размещение метаморфогенных месторождений в общем региональном плане определяется закономерностями проявления тех или иных геологических образований в крупных геотектонических элементах земной коры: в складчатых областях, на щитах и в областях автономной активизации. Специфические металлогенические черты отдельных регионов обусловлены особенностями их геохимии и геологического развития.

## Литература

- Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Л., Госгеолтехиздат, 1955.
- Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. «Недра», 1965.

- Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании.— Сов. геология, 1967, № 4.
- Домарев В. С. Проблемы общей металлогении.— Вестник ЛГУ, 1968, вып. 4.
- Домарев В. С. Роль метаморфизма в размещении рудных месторождений.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1973, 191.
- Кормилицын В. С., Строна П. А., Татаринов П. М. Общие принципы систематики эндогенных месторождений на формационной основе.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1973, 191.
- Половинкина Ю. Ир. Существуют ли метаморфические формации.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. «Наука», 1970.

Б. И. ГОРОШНИКОВ

### Условия образования метаморфогенных месторождений при развитии подвижных зон земной коры

Вопросы метаморфогенного образования месторождений различных полезных ископаемых уже несколько десятков лет обсуждаются как в зарубежной, так и в отечественной геологической литературе.

При метаморфизме вследствие перекристаллизации, метасоматического замещения и образования эвтектического расплава изменяются химический и минеральный состав, структуры и текстуры метаморфизируемых горных пород. При этом часто создаются условия, когда не только возникают породы и отдельные минералы, которые могут являться промышленно-ценным металлическим или неметаллическим ископаемым, но в ряде случаев осуществляются миграция и концентрация в благоприятных условиях того или иного компонента с образованием богатых рудных залежей. Однако метаморфизм может оказаться и отрицательным фактором для месторождений полезных ископаемых, возникших в других генетических условиях, и привести к частичному или полному изменению состава и концентрации полезного компонента, значительно ухудшив первоначальное качество руды.

Под метаморфогенными месторождениями полезных ископаемых нами понимаются месторождения, которые возникли в результате различных метаморфических процессов или каких-либо других явлений, но подверглись в последующем воздействию метаморфизма, вызвавшего изменение количественных и качественных показателей полезного ископаемого. При этом следует отметить, что метаморфизм является следствием развития подвижных зон земной коры. Поэтому происхождение, особен-

ности и классификация метаморфогенных месторождений не могут рассматриваться вне временной и пространственной связи с подвижными зонами Земли. С этих позиций будет сделана попытка кратко охарактеризовать некоторые особенности образования метаморфогенных месторождений.

Под геосинклиналью (подвижной областью Земли) в данном случае понимается полный цикл орогенеза, от прогибания участка земной коры, накопления в прогибе осадков и продуктов вулканизма до образования горного сооружения, представленного метаморфическими и магматическими породами. При этом нами рассматривается «элементарная» геосинклиналь, не отражающая различий структуры и особенностей эволюции геосинклиналей, возникших в различные периоды развития земной коры.

В общих чертах развитие геосинклинали можно разделить на четыре цикла, характеризующихся различными условиями метаморфогенного рудообразования.

Доорогенный цикл. В этот цикл происходит накопление осадков в геосинклинальном прогибе, интенсивный вулканогенный магматизм, диагенез и катагенез осадков, а также начальный метаморфизм; образование эпигенетических и низкотемпературных месторождений в результате дегидратации и простой кристаллизации вещества первичных осадков и вулкаников. Естественно, что в этих условиях источниками вещества полезного ископаемого и растворов являются первичные осадочные и осадочно-вулканогенные породы геосинклинального прогиба.

Вопросы рудообразования в начальные стадии метаморфизма, как и понятия процессов диагенеза, катагенеза и метагенеза, являются дискуссионными. Как принято нами, раннеметаморфическое рудообразование начинается с условий цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций изменения пород и заканчивается условиями фации зеленых сланцев. При этом промежуточной между ними является дозеленосланцевая фация, характеризующаяся парагенезисом эпидот — мусковит — хлорит — стильпно-мелан.

Как показывает анализ литературных данных, большинство промышленных месторождений свинца, цинка, меди, марганца и ряда других полезных ископаемых образуются в условиях дозеленосланцевой фации и низкотемпературных субфаций зеленосланцевой фации метаморфизма.

В доорогенный цикл метаморфизма образуются в основном метаморфизованные и в малой степени метаморфические месторождения. Первые характеризуются вкрапленным типом оруденения, вторые — прожилково-жилным.

Орогенный цикл. В орогенный цикл происходит инверсия геосинклинальной области, развивается складчатость при прогрессивном нарастании температур и давлений. Метамор-

физм по своему характеру является изохимическим, и месторождения полезных ископаемых образуются в условиях различных ступеней метаморфизма от низко- до высокотемпературных. Источниками вещества полезного ископаемого и растворов служат вмещающие породы. Основной процесс минералообразования — перекристаллизация. В этих условиях формируется основная масса метаморфизованных месторождений полезных ископаемых: кварциты, высокоглиноземистые и графитовые сланцы и гнейсы, доломиты, кристаллические известняки, железистые кварциты и др. Полезным ископаемым в этих условиях является вмещающая порода, которая при соответствующих первичном составе и термодинамических условиях изохимического метаморфизма становится полезным ископаемым.

Позднеорогенный цикл (начальный этап). В этот этап завершается складкообразование с формированием трещинскола и растяжения, будинажа, различных кливажей, зон мелкой складчатости, осложняющих крупную региональную складчатость. При этом создаются зоны повышенных и пониженных давлений, вследствие чего происходит миграция метаморфических растворов, а с ними породо- и рудообразующих компонентов из областей повышенных давлений в зоны растяжения. Источниками вещества полезного ископаемого и растворов являются вмещающие породы. Процесс минералообразования — метасоматическая перекристаллизация вещества вмещающих пород в открытых трещинах в виде прожилков и жил. Образовавшиеся в этих условиях месторождения относятся к метаморфическим и могут быть автохтонными, если рудные залежи находятся среди горизонтов пород, содержащих первичные концентрации рудного компонента, или аллохтонными, когда рудные скопления обособляются в соседних горизонтах, т. е. за пределами пород с первичными концентрациями рудного компонента. Этот процесс изохимический, так как рудо- и породообразующие компоненты перемещаются в замкнутой системе — в пределах метаморфизируемой толщи. Типичные примеры автохтонных метаморфических месторождений — пьезокварцевое сырье в виде жил альпийского типа среди кварцитов, залежи железных руд среди горизонтов железистых кварцитов; аллохтонных метаморфических месторождений — залежи медно-никелевых руд среди метаморфических пород Печенгского и Аллареченского районов Кольского п-ова.

Доорогенный, орогенный циклы и начальный этап позднеорогенного цикла соответствуют прогрессивному этапу регионального метаморфизма. Эти процессы, начинаясь с дозеленосланцевых термодинамических условий метаморфизма, заканчиваются  $P-T$  условиями гранулитовой фации. При этом метаморфизм, как упоминалось, всегда в этот период изохимический (в части инертных компонентов), т. е. инертные компоненты (в том числе и рудообразующие) или остаются на месте,

или перемещаются не только в пределах метаморфизируемой толщи, но и в слагающих ее сопряженных горизонтах. Это, в частности, подтверждается как четкими контактами между метаморфизируемыми горизонтами разных по первичному составу пород, так и сходством химизма изофациальных по условиям образования пород, претерпевших метаморфизм в разных  $P-T$  условиях.

Наиболее высокотемпературными продуктами прогрессивно-изохимического этапа метаморфизма являются породы гранулитовой фации. Однако при  $P-T$  условиях, переходных от амфиболитовой к гранулитовой фации, при метаморфизме ряда пород происходит дегидратация слюд с их диссоциацией и замещением безводными силикатами — гранатом, силлиманитом, кордиеритом с образованием кинцититов за счет глиноземистых гнейсов. При этом отщепляются щелочные флюиды, которые, перемещаясь в верхние структурные этажи, гранитизируют вышележащие породы амфиболитовой фации. Метасоматическая биотитизация, фельдшпатизация и окварцевание пород приводят к образованию метасоматических мигматитов, гранитов и пегматитов.

При наиболее полном развитии процесса в кульминационный период гранитизации проявляется ультраметаморфизм, который выражается в селективном плавлении пород, что приводит к образованию анатектитов и палингенных гранитов. В связи с этим одновременно или несколько позднее в периферических зонах продуктов метасоматической гранитизации появляются жильные тела пегматитов, дискордантные тела реоморфических гранитов и зоны щелочных метасоматитов.

Таким образом, гранитизация характеризует переломный момент, завершая прогрессивный этап метаморфизма при переходе его в регрессивный, т. е. переход изохимического метаморфизма в аллохимический. Заканчиваются эти явления (по мере дальнейшего снижения температур и давлений) процессами окварцевания, поздней альбитизации, карбонатизации, хлоритизации и другими, которые могут быть объединены термином «диафторез».

Все описанные выше явления, начиная от процессов гранитизации и кончая низкотемпературным диафторезом (регрессивный этап метаморфизма), относятся по нашей схеме к позднеорогенному и послеорогенному циклам.

Позднеорогенный цикл (конечный этап) — процессы гранитизации и ультраметаморфизма с образованием метасоматических мигматитов, гранитов и пегматитов, а также явлениями анатексиса, которые приводят к образованию палингенных гранитов и пегматитов. Процессы — метасоматическая перекристаллизация и кристаллизация. Место в структуре — ядра крупных антиклинальных поднятий. Источники вещества и растворов (расплава) — перерабатываемые в зонах ультраме-

таморфизма первичные породы, в связи с чем прослеживается преемственность химизма производных ультраметаморфизма от состава перерабатываемых пород. Месторождения, возникающие в этот цикл, относятся к собственно ультраметаморфическим (анатектическим), например, редкоземельные гранитоиды, редкоземельные и редкометалльные пегматиты.

Послеорогенный цикл — формирование крупных тектонических разрывных зон с явлениями трещинообразования, катаклаза, милонитизации во внешних ореолах гранитизированных пород в верхних структурных этажах, в которые поступают рудообразующие растворы из глубинных зон ультраметаморфизма. Источник вещества и растворов — перерабатываемые породы глубинных зон ультраметаморфизма. С растворами выносятся различные рудные компоненты в зависимости от их наличия в рассеянном состоянии в породах, подвергающихся ультраметаморфической переработке в глубинных зонах. Первичный состав пород предопределяет физико-химические свойства растворов, с чем, в свою очередь, связаны выщелачиваемость рудных и породообразующих компонентов, их перенос и перетолжение в благоприятных условиях. Тип месторождений — послегранитизационный. Процессы — метасоматическая перекристаллизация с привнесением полезного компонента в породы тектонической зоны. Термодинамические условия — регрессивные (диафорез) по отношению к термодинамическим условиям метаморфизма вмещающих пород прогрессивного этапа регионального метаморфизма. Характерными представителями подобного типа месторождений являются редкометалльные месторождения среди альбитизированных пород в тектонических зонах.

В связи с изложенным необходимо сделать следующие замечания. В условиях регионального метаморфизма метаморфизируемые породы при той или иной термодинамической обстановке достигали равновесия, которое обусловлено, исходя из первичного состава метаморфизируемых пород, характерными парагенезисами минералов определенного химического состава. В связи с этим в природных условиях минеральные парагенезисы отражают различные уровни термодинамического равновесия, в соответствии с которыми установлены фации и субфации метаморфизма. При нарастании температуры и давления в условиях прогрессивного этапа метаморфизма и при достижении термодинамического уровня порода как бы «застывает», что фиксируется парагенезисом минералов. При снижении температуры процесса и падении давления эти парагенезисы остаются без изменения, т. е. обратное явление, переход породы в более низкую фацию метаморфизма, не отмечается. Правда, в породах, метаморфизованных до высоких фаций, часто появляются новообразования в виде продуктов замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными. Например, наблюдается заме-

шение биотита флогопитом или хлоритом, развитие серицита по полевым шпатам и др. Эти процессы метасоматические и проявляются не повсеместно. Следовательно, регрессивный метаморфизм (как процесс изменения метаморфизируемых пород, связанный с понижением температур и давлений, в понимании некоторых авторов) не имеет существенного значения ни в породе-, ни в рудообразовании, так как он не приводит к перекристаллизации породообразующих минералов и к перемещению значительных количеств как породообразующих, так и акцессорных компонентов.

Другие явления происходят при диафторезе — наложенном гидротермально-метасоматическом процессе, в результате которого ранее метаморфизованные в прогрессивный этап породы приобретают новые (как правило, более низкотемпературные) минеральные парагенетические ассоциации, не характерные для минеральных парагенезисов первичных пород. В этих условиях в связи с привнесением растворами новых компонентов, а также перестройкой кристаллических решеток минералов первичных пород может происходить переотложение рудообразующего компонента в концентрированных массах.

Следовательно, упоминая термин «регрессивный» метаморфизм, мы не можем отождествлять его с термином «диафторез», и под «регрессивным» метаморфизмом следует понимать не процесс, а этап метаморфизма, охватывающий целый ряд разных по характеру процессов минералообразования, в которые объединяются метасоматическая гранитизация, анатексис с явлениями палингенеза до низкотемпературного гидротермального минералообразования, в том числе и процессы, которые определяются термином «диафторез».

Формирование метаморфических месторождений мы отнесли к начальному этапу позднеорогенного цикла, когда осуществляется миграция метаморфических растворов из областей сжатия в области растяжения. Процессы минералообразования в зонах разрядки напряжений, как правило (в связи с падением температур и давлений), более низкотемпературные по сравнению с метаморфизмом вмещающих пород. В связи с тем, что при этом растворы мигрируют из зоны в зону, а с растворами перемещаются рудообразующие компоненты (иногда и породообразующие), может создаться впечатление, что эти процессы аллохимические. Если это так, то этап регрессивного метаморфизма должен начаться раньше — в ранний, а не в конечный этап позднеорогенного цикла, т. е. до гранитизации и ультраметаморфизма. Метаморфические месторождения (автохтонные и аллохтонные) и месторождения, возникшие в регрессивный этап метаморфизма (собственно ультраметаморфические и послегранитизационные), отличаются по условиям формирования. Метаморфические месторождения создаются за счет породе- и рудообразующих компонентов метаморфизируемых пород, без

привноса каких-либо компонентов извне, т. е. изохимически. Миграция растворов и компонентов происходит внутри метаморфизируемой толщи, в закрытой системе. Вместе с тем собственно ультраметаморфические и послегранитизационные месторождения формируются при привносе расплавом или раствором поро-до- и рудообразующих компонентов, иногда совершенно чуждых породам, в которых они минерализуются в виде рудопроявлений и месторождений. Процесс этот носит четкий аллохимический характер.

В позднеорогенный цикл, в его конечный этап, в условиях палингенеза возникают мобильные расплавы, которые перемещаются в верхние структурные этажи, внедряясь в породы, метаморфизованные в разной степени. Таким образом, в подвижных зонах могут последовательно развиваться метаморфизм, ультраметаморфизм и магмообразование, а также явления наложения на метаморфизованные породы процессов контактного метаморфизма. Подмечено, что существуют как незначительные по мощности зоны контактовых роговиков, свидетельствующие об ограниченной роли магматических масс в метаморфических процессах, так и мощные зоны метаморфической переработки пород вокруг отдельных интрузий. Последние возникают при внедрении магматических масс с большим тепловым ресурсом в породы низких фаций метаморфизма, имеющие большие ресурсы растворов и подвижных компонентов. Как в первом, так и во втором случае могут образоваться контакто-метаморфические месторождения полезных ископаемых.

В связи с перемещением магматических масс в верхние структурные этажи контактовый метаморфизм протекает обычно в близповерхностных условиях, поэтому он в отличие от регионального развит в узких локальных зонах, возникающих вблизи интрузивных магматических тел под воздействием температурного поля. Примерами первого типа месторождений могут служить монтичеллитовые мраморы Восточной Сибири, апатитовые руды (метаморфизованные фосфориты) Южного Казахстана; примером второго типа — корунд-силлиманитовые руды Приазовья, УССР, крупнокристаллические кианитовые руды Кольского п-ова.

Во всем многообразии метаморфогенных месторождений полезных ископаемых необходимо выделить еще одного типа — динамометаморфического. Попадая в зоны повторных тектонических движений, метаморфизованные ранее породы и возникшие при этом месторождения полезных ископаемых, а также месторождения, возникшие в других генетических условиях, могут подвергаться механическим преобразованиям, которые в ряде случаев приводят к изменению структурно-текстурных особенностей пород и руд, а также морфологии и свойств слагающих их минералов. Механические воздействия на породы или руды вызывают дробление, раздавливание, пластическое тече-

Условия образования метаморфогенных месторождений

Особенности и условия образования	Метаморфизованные	Метаморфические	Ультраметаморфические		Контактово-метаморфические	Динамометаморфические
			собственно ультраметаморфические (анатектические)	послегранитизационные		
Цикл развития геосинклинали	Доорогенный, орогенный	Позднеорогенный (начальный этап)	Позднеорогенный (конечный этап)	Послеорогенный	Позднеорогенный (конечный)	Поздние- и послеорогенный
Тип метаморфизма	Региональный				Локальный в контактах интрузий	Наложенный динамический
Фации метаморфизма вмещающих пород	От цеолитовой до гранулитовой	От цеолитовой до амфиболитовой	Пограничная область между амфиболитовой и гранулитовой		От цеолитовой до гранулитовой	От зеленосланцевой до гранулитовой
Условия образования месторождений в соответствии с фациями метаморфизма	То же	Дозеленосланцевая, зеленосланцевая, реже эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая	Зеленосланцевая, реже эпидот-амфиболитовая			Низкие температуры, высокие давления
P-T условия образования полезного ископаемого	Прогрессивное нарастание температур и давлений (дегидратация и декарбонатизация); изохимические	Прогрессивные и регрессивные по отношению к вмещающим породам; изохимические; алло- и автохтонные	Прогрессивные и регрессивные по отношению к вмещающим породам; аллохимические	Регрессивные по отношению к вмещающим породам; аллохимические	Прогрессивные и регрессивные по отношению к вмещающим породам; изохимические, аллохимические	Механические воздействия при низких температурах; изохимические
Положение в геологической структуре	Крылья крупных складок	Крылья крупных складок, осложненных мелкой складчатостью, трещинами разрыва и растяжения	Крупные антиклинальные поднятия	Тектонические разрывы близ крупных антиклинальных поднятий	Антиклинальные поднятия и тектонические разрывы в консолидированных структурах	Надвиговые структуры любых порядков
Источники растворов	Метаморфизируемые породы		Магматический расплав	Нижележащие очаги ультраметаморфической активности	Магматический расплав и вмещающие породы	Нет

Окончание

Особенности и условия образования	Метаморфизованные	Метаморфические	Ультраметаморфические		Контактово-метаморфические	Динамометаморфические
			собственно ультраметаморфические (анатектические)	послегранитизационные		
Источники полезного компонента	Метаморфизируемые породы		Магматический расплав	Нижележащие очаги ультраметаморфической активности и вмещающие породы	Магматический расплав и вмещающие породы	Вмещающие породы
Процессы рудного минералообразования	Перекристаллизация	Метасоматическая перекристаллизация и кристаллизация в полостях		Метасоматическая перекристаллизация	Перекристаллизация и метасоматическая перекристаллизация	Дробление, раздавливание, пластическое течение минералов
Морфология рудных залежей	Метаморфизируемая порода в целом	Локальные тела (штокверки) в благоприятных структурах метаморфических толщ	Жилы, штокверки (метасоматические тела) во вмещающих породах	Штокверки (метасоматические тела) в зонах разломов	Штокверки в эндо- и экзоконтактах интрузий	Неправильной формы тела в надвиговых структурах

ние минералов. Температуры такого процесса невелики, в связи с чем изменения пород и руд чисто механические; минералообразование, свойственное региональному и контактовому метаморфизму, отсутствует. Типичным примером подобных месторождений являются рассланцованные и брекчированные медноколчеданные руды Среднего Урала.

Сводные данные об особенностях и условиях образования метаморфогенных месторождений приведены в таблице.

Л. Н. ОВЧИННИКОВ

### К уточнению роли метаморфизма в рудообразовании и понятие «метаморфогенное месторождение»

Рудные месторождения весьма различны по генезису, геологическим условиям образования и нахождения, по минеральным парагенезисам, геохимическому спектру металлов и их спутников, возрасту, составу и свойствам вмещающих пород, размерам промышленных скоплений, концентрациям металлов и др. Однако можно найти то общее, что характеризует в целом процесс рудообразования, определяет его сущность, отличает от других геологических процессов. Чтобы яснее представить себе роль метаморфизма в рудообразовании, следует, вероятно, остановиться на сущности и общих закономерностях последнего.

Образование рудных месторождений в геологической истории нашей планеты, в становлении и развитии земной коры — процесс частный, дополнительный, сопровождающий различные геологические эндо- и экзогенные процессы. При этих геологических явлениях по своим масштабам и затратам энергии процесс рудообразования малозначителен. Но в нем заинтересован человек, так как именно этот второстепенный природный процесс приводит к созданию чрезвычайно важной для него продукции. Иными словами, специально процессов рудообразования, т. е. процессов, приводящих только к образованию руды и слагаемых ею месторождений, в природе нет и не существовало. Отсюда совершенно необходимо знание того, какие же общегеологические процессы и в каких условиях непременно будут сопровождаться образованием рудных месторождений, какие универсальные традиционно планетарные геологические явления и события неизбежно влекут за собой и попутное рудообразование.

Соотношения между различными геологическими процессами и рудообразованием, конечно, весьма не просты и не всегда однозначно прямолинейны. По отношению к рудообразованию геологические процессы подразделяются на созидающие, совершенствующие, разрушающие и регенерирующие. Иначе говоря, гипогенная история формирования месторождения не заканчивается первичным отложением рудного вещества при всей его длительности и многостадийности. В дальнейшем возможны не только качественные изменения рудной массы, но и количественные, направленные на дополнительное обогащение или же, наоборот, приводящие к исчезновению рудных тел. Это особенно важно иметь в виду при рассмотрении роли метаморфизма.

Процесс рудообразования не только второстепенный, но еще и вторичный по отношению к начальной дифференциации не только вещества планеты в целом, но и первичной земной коры. При первичном распределении вещества планеты экономически важные металлы не образовывали, подобно горным породам, скопления в земной коре, а рассеивались в слагающих ее толщах. Таким образом, для формирования любого рудного месторождения было необходимо последующее перераспределение этих металлов с переходом от их рассеяния к концентрации. При большом разнообразии механизмов экстракции, транспортировки и отложения, источников металлов, переносчиков и источников энергии смысл процесса рудообразования всегда одинаковый — переход от рассеяния к концентрации.

Теория рудообразования в целом и суждение о генезисе конкретного месторождения в частности предполагают, в первую очередь, знание трех источников: источника металлов, источника среды, мобилизующей и переносящей металлы, источника энергии, вызывающей мобилизацию металлов и циркуляцию их переносчика. Вся многоликость генетических типов месторождений обусловлена разнообразием этих источников и их взаимосочетаний.

Изложенная концепция позволяет классифицировать рудные месторождения, их формации и генетические типы в зависимости от того, в результате каких общегеологических процессов они сформировались. К основным геологическим процессам, могущим вызвать попутное рудообразование, относятся (Овчинников, 1972): 1) плутогенная интрузивная деятельность, 2) вулканогенная деятельность, 3) деятельность интрателлурических растворов, 4) осадкообразование, 5) метаморфизм и ультраметаморфизм.

Не останавливаясь на первых четырех случаях и на ультраметаморфизме, обратимся непосредственно к роли метаморфических процессов в рудообразовании. Необходимо выделить два аспекта влияния метаморфизма на рудообразование. Первый из них можно назвать видимым (явным), характеризующимся су-

ществованием многочисленных метаморфизованных месторождений докембрия, метаморфизованных сульфидных и некоторых иных руд фанерозоя и другими явными следами воздействия метаморфизма. Второй аспект — невидимое (предполагаемое) влияние, заключающееся в возможном отделении при метаморфизме водных горячих растворов, мобилизующих рассеянные металлы. Эти растворы, уходя вверх, за пределы метаморфических зон, могут отлагать свой полезный груз в виде различных жильных или метасоматических месторождений, относимых обычно по условиям образования к гидротермальным. Эти две стороны роли метаморфизма в рудообразовании, более или менее активно обсуждающиеся в литературе, как известно, изучены в различной степени. Весьма характерны при этом, хотя логически и вполне объяснимы, значительная переоценка влияния метаморфизма в первом случае и недооценка — во втором.

Несколько подробнее необходимо остановиться на видимом влиянии метаморфизма и на так называемых «метаморфических» месторождениях. Допуская полную возможность формирования промышленных рудных концентраций при метаморфизме, я все же вынужден обратить внимание на тот факт, что, несмотря на многочисленную литературу, посвященную условиям образования метаморфических месторождений, нет ни одного исследования, где было бы охарактеризовано возникновение такого месторождения только в результате процессов метаморфизма, без привлечения магматической или гидротермальной деятельности, т. е. факторов, обусловленных уже иными процессами.

Представляется, что роль метаморфизма в образовании известных типов рудных месторождений значительно преувеличена. Широко распространенный метаморфизм, в отличие от прочих геологических процессов, все же предпочтительнее не создает заново рудные скопления, а их совершенствует или, наоборот, разрушает, т. е., как принято говорить, метаморфизует. Поэтому в большинстве группировок и классификаций естественное, казалось бы, наименование «метаморфическое» или «метаморфогенное» месторождение заменяется ставшим почти обязательным словосочетанием «метаморфизованное» и «метаморфическое», «возникшее или преобразованное» месторождение. Многие авторы вообще не делают различия между понятиями «метаморфический» и «метаморфизованный».

Таким образом, точное определение термина «метаморфогенное месторождение» не существует. В этот тип месторождений включают не только глубоко метаморфизованные первично-осадочные или магматогенные месторождения, но иногда и месторождения, просто залегающие в метаморфических породах. Для облегчения понимания сути и механизма весьма сложных и многообразных процессов рудообразования, безусловно,

необходимо навести порядок в номенклатуре генетических типов рудных месторождений и четко определить содержание понятия каждого типа, особенно понятия «метаморфогенное месторождение».

Чтобы не быть голословным, укажем, например, как трактуются метаморфогенные месторождения в недавно вышедшем трехтомнике «Рудные месторождения СССР» (1974), в котором описание месторождений построено по металлам и только в пределах каждого металла — по генетическому принципу. Здесь также нет четкого разграничения между метаморфогенными и метаморфизованными месторождениями при правильном в целом принятии традиционной генетической группировки. Упоминание о существовании этих типов месторождений встречается в восьми очерках из двадцати восьми, описывающих месторождения железа, марганца, титана, ванадия, кобальта, свинца и цинка, урана и золота.

Среди железорудных месторождений Г. А. Соколов выделяет генетическую группу метаморфических, сопровождая слово «метаморфические» в скобках неизбежным при существующем подходе словом-близнецом — «метаморфизованные». И не зря, так как к этому генетическому типу он относит именно метаморфизованные осадочные месторождения, подразделяя их на два подтипа: железистых кварцитов и контактово-метаморфизованных. Он подчеркивает, что «железистые кварциты представляют собой железистые фации докембрийских осадочных формаций и связаны с ними фаціальными переходами» (Рудные месторождения СССР, т. I, 1974, стр. 34). Далее эти месторождения подразделяются по разной степени метаморфизма, который они претерпели.

В главе, посвященной марганцу, указывается на существование только метаморфизованных (не метаморфических!) месторождений, к которым принадлежат подвергшиеся региональному или контактовому метаморфизму осадочные или магматогенные рудные накопления. При описании месторождений титана Л. Ф. Борисенко выделяет группу метаморфогенных месторождений, подразделяющихся, в свою очередь, на метаморфизованные и метаморфические. Последние опять-таки не являются собственно метаморфическими, так как, по свидетельству автора, они «приурочены к древним кристаллическим сланцам, гнейсам, эклогитам, амфиболитам и образуются в результате метаморфизма интрузивных, эффузивных и осадочных пород, предварительно обогащенных титаном» (Рудные месторождения СССР, т. I, 1974, стр. 235). В группе метаморфогенных месторождений ванадий сопутствует титану в метаморфизованном ильменит-магнетитовом месторождении в амфиболитах, а также образует рудные скопления в зоне аргиллизации на контакте нефелиновых сиенитов и кристаллических сланцев древних метаморфических толщ. Рудой здесь является глина, и возник-

новение подобного месторождения еще труднее связать непосредственно с процессом метаморфизма, чем указанные ранее.

К метаморфическим кобальтсодержащим месторождениям Г. А. Крутов относит зальбанды — слои и линзы рассеянной рудной вкрапленности, залегающие в амфиболитах, тальковых и амфиболовых сланцах. Среди месторождений свинца и цинка выделяются рудные залежи, метаморфизованные вместе с вмещающими породами.

Среди промышленных скоплений урана в цитируемой монографии выделяются метаморфогенные месторождения древних платформ, которые подразделяются на два типа: а) железо-урановые месторождения, связанные с натриевыми и карбонатными метасоматитами; б) урановые месторождения, связанные с натриевыми метасоматитами. Эти месторождения принадлежат к гидротермальным образованиям, и их не следует именовать метаморфогенными. В классификации месторождений золота выделяется метаморфогенный тип. Но к нему также относятся месторождения, которые по происхождению не являются продуктами метаморфизма. Это знаменитые так называемые золотоносные конгломераты и гравелиты — продукт преобразования древних россыпей. Роль метаморфизма в их формировании, по свидетельству самих авторов очерка, свелась к тому, что в его условиях «в наиболее метаморфизованных разностях происходила, по-видимому, перегруппировка и частичное переотложение золота» (Рудные месторождения СССР, т. III, 1974, стр. 10).

Вот и все типы рудных месторождений, отнесенных большим коллективом авторов трехтомника к группе метаморфических — метаморфогенных — метаморфизованных. Как следует из фактического материала и даже из формулировок самих авторов, все упомянутые в трехтомнике и описанные с той или иной степенью детальности месторождения этой группы принадлежат только к метаморфизованным, первично образованным не в результате метаморфизма, а под действием иных геологических процессов, в первую очередь осадкообразования.

В. А. Обручев (1935, стр. 15), выделяя метаморфические месторождения и называя их одновременно «измененными», прямо указывает, что «условием, определяющим отношение какого-либо месторождения в этой группе, является его существование до процесса метаморфизма, который не создал рудное скопление, а только преобразовал его в большей или меньшей степени...» У В. И. Смирнова (1965), в отличие от многих четко различающего метаморфизованные и метаморфические месторождения, перечень последних весьма ограничен. Он включает из собственно рудных месторождений только индийские месторождения меди и непромышленные уральские месторождения титана. Остальные примеры относятся к нерудному сырью; амфибол-асбест, кианит, силлиманит, наждак, графит, мрамор, квар-

пит, кровельный сланец — вот типичные полезные ископаемые метаморфического происхождения.

Если обратиться к зарубежному опыту, то американские исследователи, например, не выделяют метаморфических месторождений совсем. В. Линдгрэн (1934, стр. 182) указывает, что при региональном метаморфизме «изменения пород, как многие полагают, протекают без достаточного количества воды и сопровождаются незначительной концентрацией металлов». В книге Ч. Ф. Парка и Р. А. Мак-Дормида (1966), выпущенной несколько десятилетий спустя, метаморфические месторождения также отсутствуют.

Вероятно, рудные месторождения, расположенные среди метаморфических образований, даже если они весьма глубоко метаморфизованы, не следует относить к метаморфогенным или метаморфическим. Как показывает весь накопленный опыт, эти месторождения или были созданы ранее, до метаморфизма, и метаморфизм только их преобразовал, или если и образованы синхронно с метаморфизмом, то обязаны своим возникновением не метаморфизму, а иным процессам. Сюда могут относиться, в частности, месторождения, возникшие в результате деятельности постмагматических гидротермальных растворов или иных влияний магматизма (например, тепла интрузий).

Чтобы объективно разобраться в настоящем положении вещей, нельзя рассматривать слова «метаморфические» и «метаморфизованные» как синонимы, как это делают некоторые авторы, нельзя и объединять их в классификациях через союз «и» («метаморфические и метаморфизованные»). Кроме того, необходимы поиски доказательств и критериев образования нового месторождения в результате именно метаморфических процессов. Если мы не будем строго различать продукты только метаморфизации, то искусственно будем сдерживать познание этого важнейшего и в то же время сложнейшего процесса, раскрытие истинных механизмов метаморфических явлений, факторов и параметров, управляющих этими механизмами.

Рассматривая роль метаморфизма в рудообразовании в широком плане, следует остановиться также и на такой проблеме, как метаморфизм сульфидных залежей. В последнее время, особенно за рубежом, все больший интерес вызывают наблюдения, свидетельствующие о заметных и даже значительных метаморфических преобразованиях различных сульфидных месторождений. В связи с этим появляются даже высказывания о том, что процессы ремобилизации вещества в результате метаморфизма могут преобразовать непромышленные сульфидоносные слои в промышленные рудные тела большей мощности и лучшего качества. Здесь мы можем иметь дело с образованием именно метаморфического месторождения (Sangster, 1971).

Однако истинные причины, агенты и механизм такого процесса не вскрыты и не описываются. Может оказаться, что в

конкретных наблюдаемых случаях это гидротермальные растворы, порожденные не метаморфизмом, а иными, более распространенными процессами. Однако, с другой стороны, достаточно много публикаций затрагивают интересный вопрос регионально-метаморфической мобилизации сульфидов, при которой их плавление рассматривается в качестве основного механизма, ведущего к образованию мобилизатов (Vokes, 1971). В частности, о метаморфическом плавлении сульфидов Брокен-Хилла высказал предположение Лоуренс (Lawrence, 1967). То же предположил П. Симс (см. Vokes, 1969) относительно каледонских месторождений Норвегии. Экспериментальные данные еще Фридриха (Friedrich, 1907), а позднее Крейга и Куллера (Craig, Kullerud, 1968), а также и А. А. Годовикова (1972) свидетельствуют о том, что в условиях ряда ступеней метаморфизма возникновение и существование сульфидного расплава вполне возможно. Экспериментально подтверждается достаточно низкая температура плавления рудообразующих сульфидов, лежащая в пределах 475—540° С.

Теперь рассмотрим второй аспект роли метаморфизма. Как мы уже упоминали, бытует представление, и, вероятно, не без основания, что полигенные гидротермальные растворы, приводящие к образованию эпигенетических гидротермальных месторождений, могут иметь и метаморфическое происхождение. Скиннер и Бартон (мл.) (Skinner, Barton, 1973) обращают внимание на то, что осадочные породы содержат в несколько раз больше воды, чем эквивалентные им по составу метаморфические породы. Вода выделяется при метаморфизме в результате как уплотнения с последующим сокращением порового пространства, так и реакции дегидратации на более высоких ступенях метаморфизма (White, 1957). Предполагается также, что рассолы в находящейся в равновесии системе рассол — вмещающая порода будут преимущественно концентрировать металлы, и, таким образом, выделяющиеся метаморфические растворы должны характеризоваться большим разнообразием растворенных веществ. Этот процесс совершается как при региональном, так и при контактовом метаморфизме. Еще Грей (Gray, 1958) предположил, что метаморфическая вода или вода, высвобождающаяся путем дегидратации осадочных образований, переносит и концентрирует широко рассеянные металлы. Впоследствии этой проблеме был посвящен еще ряд работ (Noble, 1963; Beals, Jackson, 1966 и др.).

Ч. Ф. Парк и Р. А. Мак-Дормид (1966, стр. 532) указывают, что гипотеза возникновения рудообразующих растворов в результате мобилизации металлов и сульфидов в процессе метаморфизма, высказанная Г. В. Де-Воре, «пользуется распространением среди геологов-практиков и в ряде случаев рассматривается как наилучшее объяснение генезиса некоторых месторождений». Характерным примером таких месторождений

они считают меднорудный район Мичигана, где самородная медь концентрируется вдоль кровли докембрийских базальтовых покрытий.

Возможность возникновения при метаморфизме рудообразующих растворов и мобилизация металлов из метаморфизирующихся толщ вполне допустимы. Число примеров и предположений, относящихся к определенным месторождениям и районам, можно было бы увеличить. Однако сейчас из-за отсутствия каких-либо доказательств метаморфогенного происхождения растворов и металлов, поставляемых растворами для формирования месторождения, можно говорить только о постановке вопроса, о существовании проблемы в целом. Что же касается конкретных доказательств связи образования того или иного месторождения с определенным типом источника рудного вещества и источника рудообразующего раствора, то на современном уровне развития геологии и ее методов для этого мы не располагаем какими-либо объективными данными. Рудные тела, так же как и окружающие их ореолы изменения вмещающих пород, не содержат никаких доказательств ни источника металлов, ни источника растворов, поскольку к образованию одних и тех же рудных ассоциаций могут привести совершенно различные процессы. Широко обсуждаемые в литературе критерии установления источников рудного вещества, несомненно, убедительные при общетеоретических построениях, неприменимы к условиям образования конкретного месторождения; в любом случае здесь сохраняется возможность противопоставления конкурирующих источников металлов и источников растворов.

## Литература

- Годовиков А. А. Висмутовые сульфосоли. «Наука», 1972.
- Линдгрен В. Минеральные месторождения. Вып. 1. ОНТИ, 1934.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, 1935.
- Овчинников Л. Н. Геологические процессы рудообразования (к основам систематики).— В кн.: Редкометальные месторождения, их генезис и методы исследования. «Недра», 1972.
- Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. «Мир», 1966.
- Рудные месторождения СССР. Т. I—III. «Недра», 1974.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. «Недра», 1965.
- Beals F. W., Jackson S. A. Precipitation of lead-zinc ores in carbonate reservoirs as illustrated by Pine Point ore field, Canada.— Trans. Inst. Min. Met., Sec. B, 1966, p. B 278—285.
- Craig J. R., Kullerud G. Phase relations and mineral assemblages in the copper—lead—sulfur system.— Am. Mineral., 1968, 53, № 1—2.
- Elliston J. The genesis of some epigenetic type ore deposits.— Casopis pro mineral. a geol., 1969, 14, № 2.
- Friedrich K. Die Schmelzdiagramme der binaren Systeme Schwefelsilber-Kupfer-sulfur und Bleiglanz-Kupfersulfur.— Metallurgie, 1907, 4.
- Gray A. The future of mineral exploration.— Bull. Inst. Min. Met., 1958, 68, № 624.
- Lawrence L. J. Sulphide neomagmas and highly metamorphosed sulphide deposits.— Mineral. Depos., 1967, 2, № 1.

- Noble E. A.* Formation of ore deposits by water of compaction.—*Econ. Geol.*, 1963, 58, № 7.
- Sangster D. F.* Metamorphism as an ore forming process.—*Econ. Geol.*, 1971, 66, № 3.
- Skinner B. J., Barton P. B., jr.* Genesis of mineral deposits.—*Ann. Rev. Earth and Planet Sci.*, Palo Alto, 1973, 1, p. 183—211.
- Vokes F. M.* Regional metamorphism of the Paleozoic geosynclinal sulphide deposits of Norway. Рец.: *Siems P. Z.*—*Trans. Inst. Min. Met., Sec. B.*, 1969, 78, № 748.
- Vokes F. M.* Some aspects of the regional metamorphic mobilization of preexisting sulphide deposits.—*Mineral. Depos.*, 1971, 6, p. 122—129.
- White D. E.* Magmatic, connate and metamorphic waters.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1957, 68, p. 1659—1682.

В. Г. КУШЕВ, В. Е. РУДЕНКО

## Условия образования ультраметаморфических месторождений

В настоящее время можно определенно утверждать, что эволюция рудообразования в истории Земли тесно связана с явлениями дифференциации вещества планеты, в частности с формированием земной коры, атмосферы и гидросферы. Именно этими важнейшими геологическими событиями вызвано появление на Земле всего многообразия типов пород и месторождений полезных ископаемых. В общей цепи взаимообусловленных природных экзогенных и эндогенных процессов ультраметаморфизм выступает как мощное геологическое явление планетарного масштаба, как одна из форм глубинной дифференциации вещества и важнейший механизм формирования силикатной оболочки. В последние десятилетия и в отечественной, и в зарубежной литературе широко обсуждается роль процессов ультраметаморфизма в метаморфогенном рудообразовании (Locke, 1941; Sullivan, 1948; Read, 1954; Судовиков, 1955, 1959, 1964; Белевцев, 1955, 1964, 1967 и др.). Для развития рассматриваемого направления в нашей стране важное значение имеют исследования украинских геологов. Вопреки существовавшим ранее традиционным представлениям эти работы на примере конкретных объектов показали значение ультраметаморфизма в формировании рудных концентратов и дали основания для выделения типа ультраметаморфических месторождений (Белевцев, 1967). Вместе с тем следует отметить, что проблема связи рудообразования с процессами ультраметаморфизма находится в стадии разработки и содержит множество нерешенных вопросов. Эти вопросы касаются, в первую очередь, понимания сущности процессов гранитизации (метасоматического гранитообразования),

условий формирования метаморфогенных растворов, источников рудного вещества, характера, форм миграции элементов и особенностей рудоотложения. Некоторые из указанных вопросов затронуты в предлагаемом сообщении.

### Геологические условия проявления метаморфизма и ультраметаморфизма

Как известно, термин „ультраметаморфизм“ в его широком понимании охватывает всю совокупность метасоматических и магматических процессов, развивающихся в глубоких сечениях подвижных зон и имеющих общую тенденцию к гранитообразованию (Менерт, 1971; Судовиков, 1964). Несомненна связь ультраметаморфизма с проявлениями интенсивного регионального метаморфизма, однако в представлениях о характере этой связи в последние годы наметились существенные изменения. Ранее принималось, что ультраметаморфизм происходит только в результате погружения метаморфизирующихся пород и является прямым следствием регионального метаморфизма при прогрессивном увеличении температур и давлений. После специального изучения тектонической эволюции подвижных поясов было обращено внимание на широкое развитие ультраметаморфизма в связи с началом инверсии складчатых областей (Read, 1957; Хорева, 1966; Судовиков и др., 1970; Добрецов и др., 1974). При этом отмечается, что развивающиеся на фоне общего снижения давления различные процессы гранитообразования (в том числе и глубинный метасоматоз) происходят при значительном притоке тепла, в температурных условиях, соответствующих амфиболитовой и гранулитовой фациям регионального метаморфизма. Тепловой поток в инверсионные стадии приобретает неравномерный характер, вследствие чего в пределах подвижных поясов повсеместно возникают термальные аномалии. Именно в эти периоды наблюдается становление метаморфической зональности, формируются различные по масштабам проявления зональные метаморфические комплексы. Рассматривая временные соотношения зонального метаморфизма и ультраметаморфизма, важно заметить, что многочисленные геологические данные и результаты парагенетического анализа не оставляют сомнений в том, что ультраметаморфические преобразования всегда вторичны по отношению к региональному метаморфизму. В целом выдерживается последовательность, на которую неоднократно обращал внимание Н. Г. Судовиков: метаморфизм → метасоматическая гранитизация → мигматиты, магматические граниты. В связи с ультраметаморфизмом отмечаются первые проявления регрессивного метаморфизма. Таким образом, и зональный метаморфизм, и ультраметаморфизм являются следствием одной причины — увеличения интенсивности теплового потока в начальные стадии инверсии подвижных поясов.

В числе современных данных, имеющих важное значение для разработки проблемы метаморфогенного рудообразования, следует учитывать также результаты исследований, касающихся типизации регионального метаморфизма. Эти работы, начатые Мияширо (Mijashiro, 1961), получили признание и широкое развитие как в нашей стране, так и за рубежом (Den Tex, 1963; Винклер, 1969; Судовиков и др., 1970, 1973; Добрецов и др., 1974). Типы метаморфизма (или метаморфические фациальные серии), выделенные Мияширо и другими исследователями, различаются по величине отношения температуры к давлению. Они используются для оценки тепловых режимов и их эволюции в пределах подвижных поясов. Установлено, что фациальная серия высокого давления, как правило (жадеит-глаукофановая), характерна для начальной стадии развития метаморфического пояса, в периоды инверсии она сменяется сериями умеренных и низких давлений (кианит-силлиманитовой, андалузит-силлиманитовой; Судовиков и др., 1970; Глебовицкий, 1973). Однако многие исследователи (например, Добрецов и др., 1974) обращают внимание на то, что давление в условиях метаморфизма не всегда является функцией глубинности. В связи с этим требуется определенная осторожность в применении градиента температура — давление для определения плотности метаморфизирующего теплового потока.

При обсуждении условий метаморфизма и ультраметаморфизма в связи с проблемой метаморфогенного рудообразования, по-видимому, нельзя игнорировать последние достижения планетарной геологии и глобальной тектоники, имея в виду металлогеническое значение крупных тектонических структур типа зон Беньофа, их развитие и роль в формировании подвижных поясов. В. И. Смирнов (1974) рассмотрел некоторые стороны рудообразования в связи с проявлениями магматизма в подобных структурах. Очевидно, что такого рода анализ может оказать весьма плодотворным и для разработки модели метаморфогенного рудообразования. В настоящее время мы еще далеки от того, чтобы с достаточной полнотой осветить эту проблему, поэтому остановимся лишь на некоторых положениях.

Зона Беньофа рассматривается многими исследователями как аналог древних геосинклинальных систем. Структурно-петрологические исследования, проведенные в пределах развития раннедокембрийских геологических образований на древних щитах и в фундаменте областей фанерозойской складчатости (Добрецов и др., 1974), показали, что подобный механизм в несколько специфическом виде возможен для объяснения формирования внутриконтинентальных поясов и областей развития докембрия. Предполагается, что надвиг континентальных плит на океанические осуществлялся и в прежние геологические эпохи, начиная с докембрия, т. е. с момента заложения протогеосинклинальных систем. В случае надвигов плиты кристалличе-

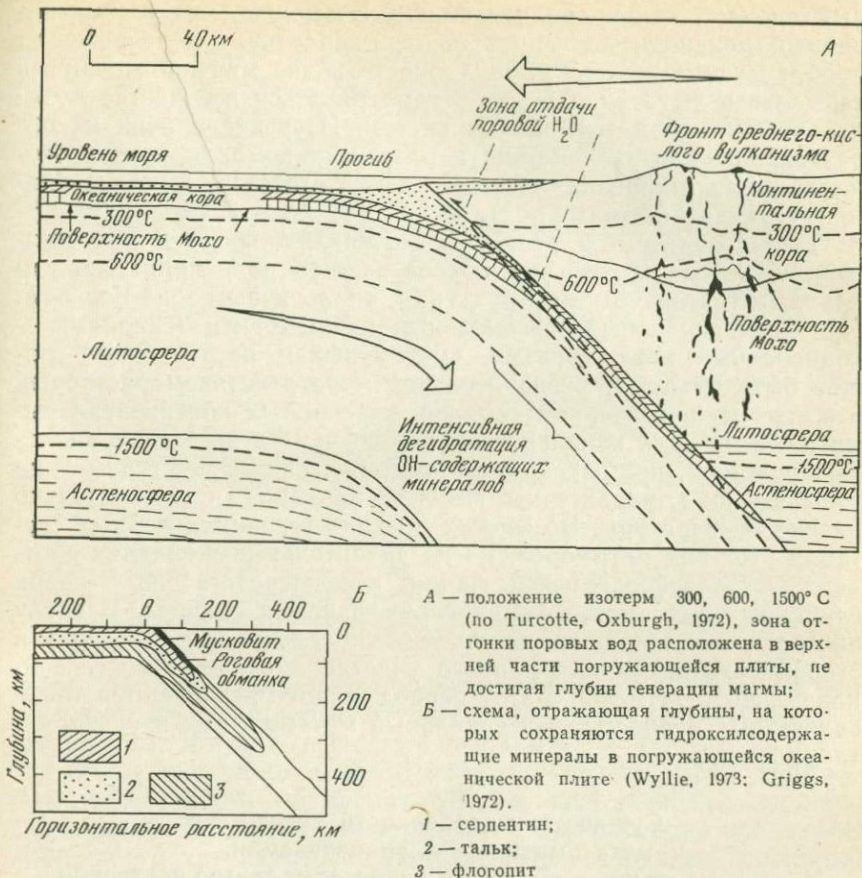


Рис. 1. Обобщенная тектоническая модель зоны сочленения океанической и континентальной плит (на основе диаграммы Эрнста, 1973)

ских пород (континентальные окраины) могли перекрывать толщи неметаморфизованных осадков и позднее подвергаться новому метаморфизму уже по всему разрезу. При таком наложенном метаморфизме вода, выделяющаяся из обогащенных ею пород в нижней части разреза, должна поступать в бедные ею породы верхней части разреза, выступая на этом уровне как «эндогенная» или «ювенильная». Рассматриваемая модель предложена рядом исследователей (Miyasiro, 1961, 1973; Turcotte, 1972; Griggs, 1972; Ernst, 1973; Wyllie, 1973 и др.) на примере подвижных областей Тихоокеанского кольца (так называемая концепция парных метаморфических поясов) (рис. 1, А, Б). С ее помощью можно объяснить гидротермальную деятельность в районах интенсивного проявления древнего и современного вулканизма (в частности, такой распространен-

ный процесс, как пропилитизацию). Возможно, что рассматриваемый механизм даст правильное направление в разрешении проблемы генезиса спилитов. Существующие минерализованные термальные источники могут рассматриваться в качестве моделей древних гидротермальных систем. Изучение причин их образования, условий действия и разгрузки поможет понять особенности формирования месторождений сложного генезиса (например, стратиформных руд).

Таким образом, в развитии геосинклинальных и протогеосинклинальных подвижных поясов важная роль принадлежала крупным тектоническим структурам, аналогичным зоне Беньофа. При этом начальный региональный метаморфизм (синонимы — «однородный метаморфизм», «метаморфизм погружения») может быть объяснен в значительной мере действием растворов, отжатых из погребенных осадков, перекрытых континентальными плитами. Для начального метаморфизма в эвгеосинклинальных участках, примыкающих к тектоническим структурам типа зоны Беньофа, характерны высокие давления и сравнительно низкие температуры. Во многих древних геосинклинальных системах этот вид метаморфизма на значительных площадях соответствует зеленосланцевой фации, а непосредственно в зонах глубинных разломов — фации глаукофановых сланцев. В эпоху инверсии эвгеосинклинальные условия смещаются (обычно в сторону океана) и для данного участка сменяются миегеосинклинальными. Именно в этот период широко развиваются такие эндогенные процессы, как зональный метаморфизм и ультраметаморфизм.

### **Сущность и особенности химизма метасоматической гранитизации.**

#### **Некоторые данные о составе гидротермальных растворов, формирующихся в зонах ультраметаморфизма**

Метаморфическая зональность, возникающая в стадию инверсии в пределах термальных аномалий (рис. 2), прослеживается в горизонтальном и вертикальном направлениях. Эксперименты по анатексису различных парагнейсов, образовавшихся за счет исходных глин и граувакк, показали, что, в зависимости от состава и количественных соотношений компонентов исходного материала и флюида, плавление охватывает температурный интервал от 600 до 800°С (Платен, 1967; Винклер, 1969). При определении температур образования мигматитов на природных объектах с использованием геологических термометров получены значения от 450 до 800°С (Крылова, Васильева, 1966). Если эти крайние величины принять как граничные, то даже при наиболее крутых геотермических ступенях мощности зон ультраметаморфизма будут достигать нескольких километров. Естественно, что процессы, распространенные в таких участках земной

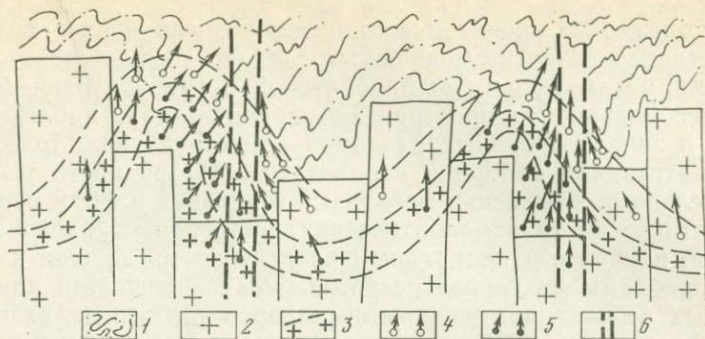


Рис. 2. Схема распределения термальных аномалий в начальные стадии инверсии тектонического режима (фрагмент подвижной зоны)

- |  |  |
|--|--|
| <p>1 — различные комплексы стратифицированных вулканогенно-осадочных отложений;</p> <p>2 — кристаллические породы фундамента;</p> <p>3 — изограды зонального метаморфизма (ниже изограды <math>600^{\circ}</math> — область ультраметаморфизма);</p> <p>4 — пути миграции растворов, сфор-</p> | <p>мированных в условиях зонального метаморфизма;</p> <p>5 — пути миграции растворов, генетически связанных с процессами ультраметаморфизма;</p> <p>6 — тектонически ослабленные участки — зоны развития рудообразующих метаморфогенных гидротермальных систем</p> |
|--|--|

коры, весьма значительные по интенсивности и масштабам проявления, должны находить отражение на верхних уровнях, представленных метаморфическими породами.

Во многих работах последних лет, посвященных вопросам генезиса гранитов и мигматитов, большое значение придается анатексису. При этом часто остаются без внимания проявления глубинного метасоматоза, широко распространенные в областях ультраметаморфизма. Такое положение нельзя считать оправданным. Как правило, гранитизация является необходимым этапом, предшествующим формированию гомогенных гранитоидных масс. Помимо гранитизированных в различной степени пород, об этом свидетельствуют также многочисленные теньевые текстуры, резистеры, особенности структур и состава автохтонных и аллохтонных гранитов. Гранитизация охватывает все разновидности метаморфизованных осадочных, вулканогенных и интрузивных образований. В связи с проявлениями глубинного метасоматоза наблюдается наиболее значительная в пределах земной коры миграция вещества.

В числе проблем, касающихся процессов ультраметаморфизма, большую трудность представляет вопрос о происхождении щелочей, кремния и других элементов, необходимых для формирования гранитов. Представление об их подкоровом источнике противоречит ряду фактов, в числе которых можно отметить: 1) несоответствие с геологическими и экспериментальными сведениями о составе верхней мантии (Грин, Рингвуд и др., 1968);

2) закономерное проявление гранитообразования на определенных стадиях развития подвижных зон, его тесную связь с процессами метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций; 3) региональное распространение гранитизации, наблюдаемое лишь в зонах глубинных разломов или структурах, трассируемых интрузиями габбро и перидотитов; 4) трудности удовлетворительного объяснения механизма отделения и форм переноса гипотетических трансмагматических растворов. С нашей точки зрения, наиболее рациональным представляется подход к решению проблемы на основе расчетов баланса вещества для конкретных серий гранитизированных пород различных разновидностей с оценкой масштабов проявления и особенностей процессов гранитизации.

Изучение характера метасоматической гранитизации различных по составу гнейсов и амфиболитов показывает, что физическая сущность этого явления заключается в разуплотнении вещества главным образом в результате выноса тяжелых катионов. Проследивая теневые текстуры по направлению от резисторов к гранитизированным породам, можно сделать вывод о неизменности геологических объемов в условиях глубинного метасоматоза при общем уменьшении плотности пород. Специальные исследования в основном подтверждают это положение (Рудник, 1967; Крылова и др., 1972). Таким образом, при расчетах баланса вещества для серий гранитизированных пород возможно использование атомно-объемной системы пересчета (Казицын, Рудник, 1968).

В составе архейских и протерозойских образований зон ультраметаморфизма многих регионов значительное место занимают в различной степени гранитизированные основные породы, в частности ортоамфиболит-метавулканы. По мнению А. Б. Родина (1964), В. М. Сеницына (1972) и других исследователей, указанные образования преобладали в составе первичной коры. В связи с этим изучение химизма гранитизации амфиболитов представляет особый интерес. При определении баланса вещества для серий гранитизированных амфиболитов (Руденко, 1971) установлены следующие особенности процессов метасоматической гранитизации: 1) с увеличением интенсивности гранитизации четко проявляется тенденция к уменьшению количества атомов, приходящихся на единицу объема; 2) главное содержание метасоматических процессов заключается не в привносе вещества извне, а в выносе из зон гранитизации Mg, Fe, Ti, Mn, Ca, гидроксил-иона, а также Ni, Co, V, Cr, Sc (рис. 3, 4). Вынос вещества преобладает над привносом. В результате в зонах гранитизации относительно возрастает удельное содержание «гранитофильных» элементов — Si, Al, Na, K и др.

Следует отметить, что поведение «гранитофильных» элементов не является инертным и определяется конкретными условиями гранитизации. Иногда удается установить определенную

сопряженность процессов. Так, при гранитизации нижнепротерозойских амфиболитов Хаутоварской структуры (Южная Карелия) наблюдается привнос калия, а в подстилающих биотит-амфиболовых гнейсах архея фиксируется вынос этого элемента (рис. 5). Г. В. Ициксон (1970) подчеркивает роль давления

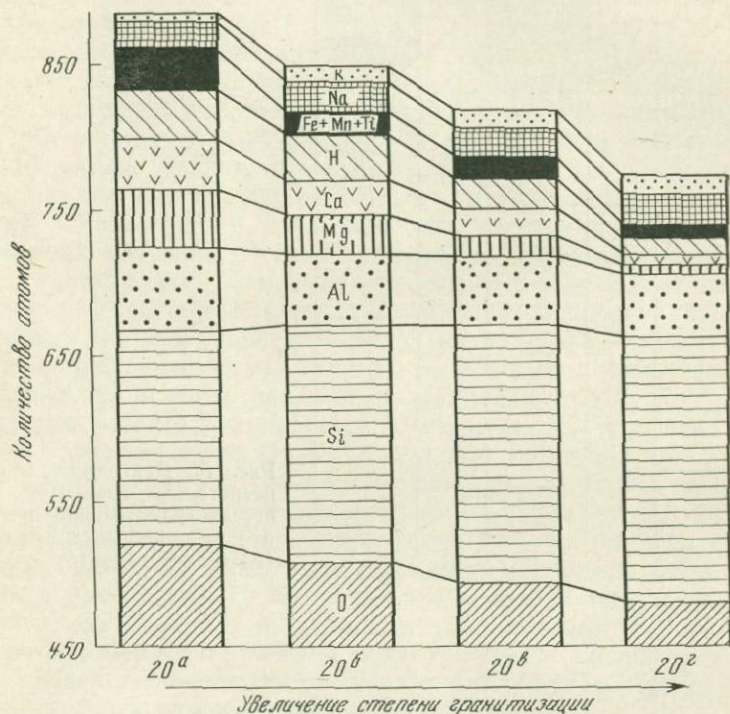
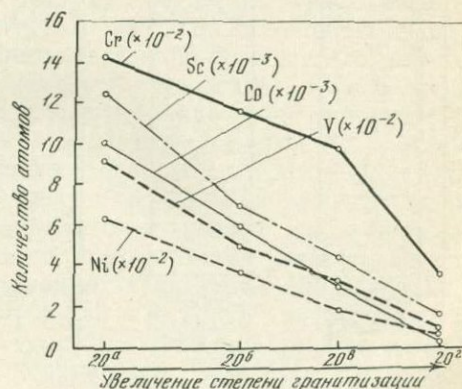


Рис. 3. Диаграмма миграции петрогенных элементов в процессах метасоматической гранитизации ортоамфиболитов (из расчета на стандартный геометрический объем  $10,000 \text{ \AA}^3$ )

Расстояния по оси абсцисс пропорциональны содержанию в пробах магния; по оси ординат — количество атомов элемента в стандартном геометрическом объеме  $10,000 \text{ \AA}^3$ , умноженное на порядок, указанный при обозначении элемента (см. также рис. 4)

Рис. 4. График миграции малых элементов в процессах гранитизации ортоамфиболитов



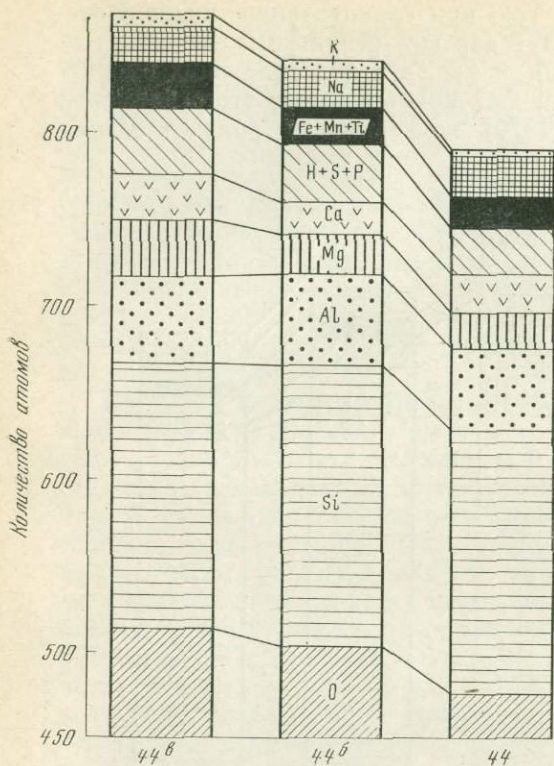


Рис. 5. Диаграмма миграции петрогенных элементов в процессах гранитизации архейских биотит-амфиболовых гнейсов (Южная Карелия)

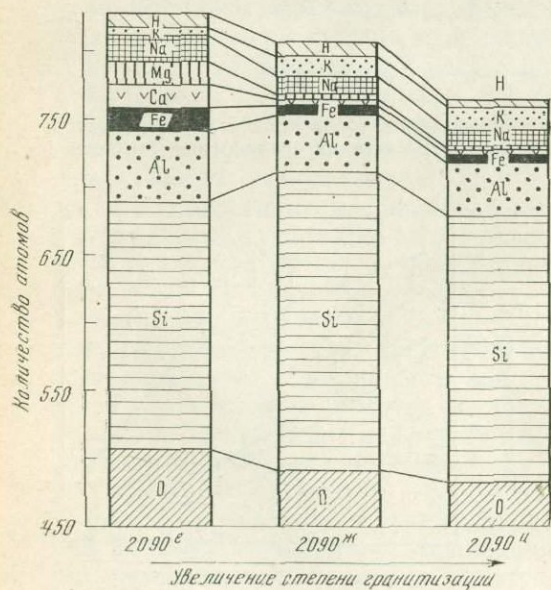


Рис. 6. Диаграмма миграции петрогенных элементов в процессах гранитизации биотитовых гиперстен-диоритовых гнейсов Приладожья

в распределении натрия и калия. В общих чертах проявляется тенденция к накоплению калия в условиях меньших давлений. Для многих разновидностей гранитизированных метапелитов Приладожья (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) характерен четко проявленный вынос натрия, сопряженный с привносом калия (рис. 6). При гранитизации кварцитов наблюдается значительный вынос кремния (Судовиков, 1964). Все эти данные свидетельствуют не о привносе «гранитофильных» элементов из внешнего источника, а об их относительном накоплении и перераспределении в зонах ультраметаморфизма.

Обсуждая механизм метасоматической гранитизации, следует обратить внимание на то, что основная причина этого явления заключается в неустойчивости и разрушении породообразующих метаморфических минералов (в основном гидроксилсодержащих) под воздействием высоких температур на фоне снижения давления. В результате широко распространяются устойчивые в новых условиях безводные силикаты — полевые шпаты и кварц, а элементы, необходимые для их построения, относительно накапливаются в зонах гранитизации. В кристаллохимическом аспекте это означает замену плотных структур минералов более рыхлыми. При неизменности геологических объемов в условиях метасоматоза избыток вещества компенсируется выносом. Расчеты баланса вещества указывают на возможность формирования метасоматических гранитов за счет ресурсов исходных пород. Например, за счет амфиболита возможно образование плагиогранита без привноса вещества из внешнего источника. В то же время вариации составов метасоматических гранитов вполне объяснимы, если учитывать разнообразие пород, подвергающихся гранитизации, и масштабы миграции вещества в зонах ультраметаморфизма.

Массовое разрушение гидроксилсодержащих метаморфических минералов (амфиболов, биотитов и др.), наблюдаемое в гранитизированных породах, приводило к возникновению гидротермальных растворов. Вынос гидроксил-иона при гранитизации амфиболитов и гнейсов достигает 70—90% по отношению к субстрату, не затронутому процессами глубинного метасоматоза. Таким образом, можно определенно утверждать, что в ходе гранитизации осуществляется обезвоживание («высушивание») огромных объемов пород зон ультраметаморфизма. О составе гидротермальных растворов, формировавшихся в этих областях, можно судить на основании расчетов баланса вещества для серий гранитизированных амфиболитов и гнейсов. Как видно из рис. 7, главными и неизменными компонентами образующихся флюидов были (в порядке убывания значимости) Mg, Ca и Fe, а из рудогенных элементов — Mn, Ti, Cr, V, Ni, Co, Sc. Важно отметить, что диаграммы (см. рис. 6) отражают лишь суммарный эффект весьма длительных процессов. Некоторое представление о флюидах, отделившихся на различных стадиях гранити-

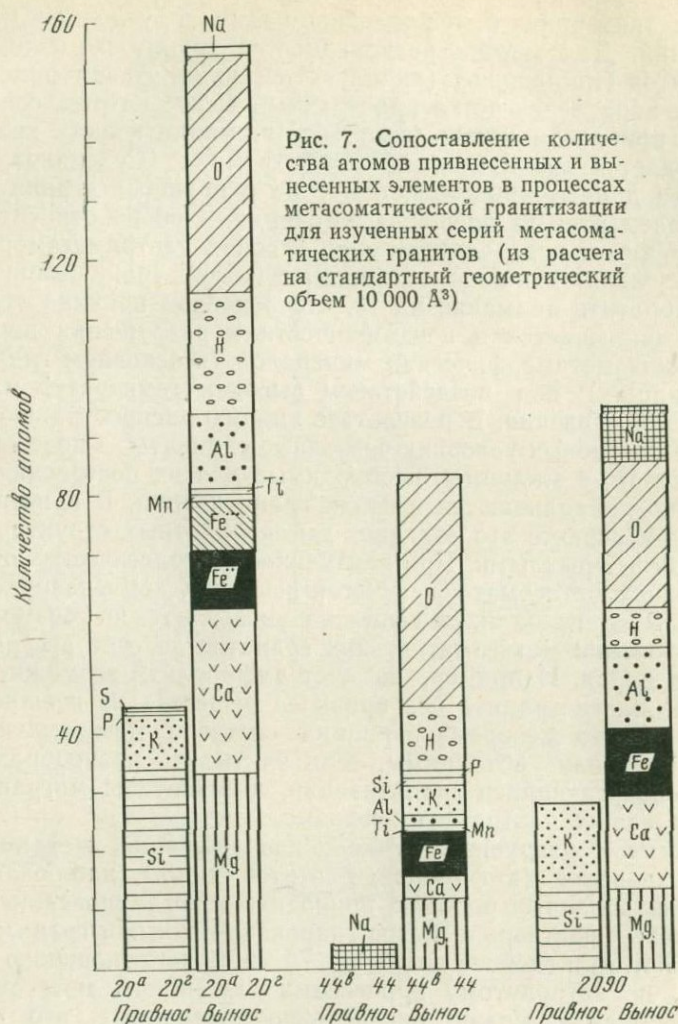


Рис. 7. Сопоставление количества атомов привнесенных и вынесенных элементов в процессах метасоматической гранитизации для изученных серий метасоматических гранитов (из расчета на стандартный геометрический объем 10 000 Å<sup>3</sup>)

зации, можно получить, сравнивая соседние члены гранитизационных серий.

Несмотря на определенную общую направленность химизма глубинного метасоматоза, очевидно, что состав флюида, формировавшегося в зонах ультраметаморфизма, находился в тесной зависимости от состава субстрата и в каждой конкретной зоне отличался специфическими особенностями. В целом же данные по расчетам баланса вещества на примере различных гранитизационных серий свидетельствуют о том, что в областях гранитизации в больших масштабах происходило зарождение гидротермальных растворов, насыщенных рудогенными компонентами.

**Ультраметаморфизм  
как причина регрессивного метаморфизма.  
Понятие о развитии  
метаморфогенных рудообразующих систем**

В зависимости от физико-химических условий ультраметаморфизма флюиды, отделявшиеся в результате гранитизации, претерпевали различную эволюцию. Частично они, по-видимому, расходовались на образование анатектических гранитоидных магм. Этот вывод хорошо согласуется со следующими данными: 1) постоянно наблюдаемая в природе ассоциация метасоматических и анатектических гранитов; 2) известная при этом последовательность метасоматических гранитов → мигматиты; 3) обилие магматических гранитоидов, сформированных в сравнительно низкотемпературных условиях амфиболитовой фации. Как известно, флюидная фаза является флюсом, способствующим плавлению и снижающим его температуру (Платен, 1967; Винклер, 1969).

В благоприятных условиях при изобилии летучих в зонах ультраметаморфизма возникают слюдоносные провинции. Так, Ю. М. Соколов (1970) показал, что их формирование происходит в регрессивной обстановке и связано с проявлениями регионального метаморфизма кианит-силлиманитового типа. По-видимому, низкое давление и высокая температура при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа не способствовали удержанию летучих, вследствие чего метаморфические и ультраметаморфические комплексы этого типа рассматриваются как неблагоприятные для образования слюдоносных пегматитов.

Независимо от типа метаморфизма определенная доля растворов всегда задерживалась в областях ультраметаморфизма. Частично это растворы, формировавшиеся в процессах гранитизации, частично — более поздние, отделявшиеся при консолидации автохтонных гранитоидных магм. Эти растворы влияют на образование более поздних, подчиненных в количественном отношении генераций гидроксилсодержащих минералов, в частности, с ними связаны проявления регрессивного метаморфизма в резистерах гранитизированных пород.

Другая, по-видимому, наиболее значительная часть растворов фильтровалась в участки пониженного давления, главным образом в верхние структурные зоны, сложенные метаморфическими породами (см. рис. 2). Большое значение для направленного движения растворов, помимо давления, имели градиенты температур и конкретные тектонические условия. В обстановке инверсии тектонического режима, по мере падения температур и давлений, а также в результате непрерывных реакций с вмещающими породами существенно изменялись состав, строение, кислотность-щелочность и другие характеристики растворов. На пути миграции они производили отложение, растворение и переотло-

жение вещества. В начальные периоды характерна фронтальная миграция флюидов, с действием которых связаны проявления регрессивного метаморфизма, широко распространенные в пределах любого метаморфического комплекса. Такие регрессивные изменения (ослюденение, эпидотизация, хлоритизация и др.), как правило, сопровождаются рассеянной рудной минерализацией (в основном сульфиды Fe, Cu, Ni, окислы Fe). Трудно учесть общее количество этого рудного вещества, но даже приближенные минимальные оценки показывают, что оно весьма значительно.

В благоприятных физико-химических условиях (обычно в тектонически ослабленных участках — зонах высокой проницаемости) формировались ультраметаморфические месторождения. Как отмечено рядом исследователей (Белевцев, Стрыгин, 1960; Судовиков, 1964 и др.), для месторождений этого типа характерны проявления железисто-магнезиального, щелочного и кальциево-углекислого метасоматоза. Рудообразование развивается в определенных складчато-трещинных структурах, большую роль при этом играет литологический контроль. В настоящее время в числе месторождений, для которых доказывается связь с процессами ультраметаморфизма, отмечаются высокотемпературные полевошпат-кварцевые обособления с редкометальной минерализацией, диопсид-флогопитовые жилы, куммингтонит-магнетитовые руды, рудные щелочные метасоматиты, скарновые образования с халькопиритом, магнетитом и молибденитом, халькопирит-магнетитовые, титаномагнетитовые штокверковые рудные тела и др.

На некоторых месторождениях устанавливается временная связь определенного этапа рудообразования с процессами ультраметаморфизма. В частности, такое сложное поэтапное формирование рудных тел наблюдается на колчеданно-полиметаллических месторождениях Карелии и Северного Прибайкалья. Эти месторождения приурочены к системам древних долгоживущих разломов — зонам повышенной проницаемости. Анализ геологического развития рудных районов дает основание считать, что разрывные нарушения контролировали рудообразование еще в период осадконакопления. Первый этап рудообразования (формирование стратиформных руд) обусловлен разгрузкой гидротерм непосредственно в пределах бассейнов седиментации. Источниками рудного вещества и растворов в этот период глубинного эпигенеза и начального метаморфизма могли служить черные сульфидные сланцы и вулканогенные образования, вмещающие и подстилающие оруденение.

Следующий этап формирования рассматриваемых месторождений проявился после главной фазы складчатости и генетически связан со становлением метаморфической зональности. На Холоднинском месторождении (Северное Прибайкалье) для гидротермальных рудных жил этого этапа характерно присутст-

вие в качестве жильных минералов дымчатого кварца и дистена. Температура гомогенизации газово-жидких включений кварца 550—650° С. Рудные жилы формировались в условиях высоких давлений, достигающих 6—8 кбар (Ручкин и др., 1972 г.). Аналогичные термодинамические характеристики получены при определении условий регионального метаморфизма вмещающих пород, в которых наблюдаются равновесные ассоциации ставролит-кианит-биотит-мусковитовой и гранат-биотит-кианит-мусковитовой субфаций эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Наиболее широко в районах рассматриваемых месторождений распространены сравнительно низкотемпературные изменения (серицитизация, карбонатизация, хлоритизация, окварцевание), с которыми связан третий этап рудообразования. Эти проявления регрессивного метаморфизма, обусловившие формирование значительной доли полиметаллического оруденения, синхронны с развитием ультраметаморфизма в глубоких сечениях подвижных зон.

Таким образом, на примере колчеданно-полиметаллических месторождений мы приходим к представлению о существовании длительно развивающихся метаморфогенных рудообразующих систем. Они приурочены к тектонически ослабленным участкам земной коры и характеризуются определенными особенностями гидротермального минералообразования (Руденко, 1970). В разные периоды метаморфизма и ультраметаморфизма рудообразующие системы питаются различными источниками рудного вещества и гидротермальных растворов.

Рассматривая условия метаморфогенной гидротермальной деятельности, важно учитывать возможность смешивания глубинных терм с глубоко проникающими метеорными водами и постмагматическими растворами (Кушев, 1972). В результате наложения различных природных процессов в некоторых рудных районах картина оказывается настолько сложной, что иногда весьма трудно определить первопричину рудообразования (Предовский, 1969). На всех этапах метаморфогенной гидротермальной деятельности, по-видимому, значительную роль играет изменение структурного состояния флюидов. Как показали специальные исследования (Блох, 1968), изменение структурного состояния воды резко сказывается на ее физических свойствах, в частности на растворяющей способности.

Метаморфогенное рудообразование начинается уже с ранних эпигенетических изменений пород в эпоху осадконакопления (Копелиович, 1965) и продолжается в условиях метаморфизма погружения. Значительную рудообразующую роль в эти периоды играют поровые растворы, а в участках типа зоны Беньофа — растворы, отжатые из осадков, погребенных континентальными плитами. Впоследствии, в связи с процессами складкообразова-

ния, в начальные стадии инверсии тектонического режима возникают очаги зонального метаморфизма. В это время часто создаются условия, когда  $P_{лит}$  превышает  $P_{пл}$ , что вызывает увеличение растворимости твердых фаз и переотложение вещества (Хлестов, 1969; Добрецов и др., 1974). В дальнейшем, по мере становления метаморфической зональности, интенсивность метаморфогенной гидротермальной деятельности значительно уменьшается. Новый этап рудообразования начинается в период развития в глубинных зонах ультраметаморфизма. Под ультраметаморфическими понимаются все месторождения, возникновение которых обусловлено этим процессом. Так как подобная связь теперь устанавливается или предполагается для многих рудных проявлений, то рассматриваемый тип оруденения постоянно пополняется новыми разновидностями. При этом необходимо отметить, что закономерно проявленный этап формирования руд, связанный с ультраметаморфизмом, является одним из важных звеньев в общей цепи метаморфогенного рудообразования.

## Литература

- Белевцев Я. Н. О метаморфогенном рудообразовании.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1955.
- Белевцев Я. Н. Проблемы метаморфогенного рудообразования в докембрии (по материалам Украинского щита).— В кн.: Проблемы генезиса руд. «Недра», 1964.
- Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование в Украинском щите.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. «Недра», 1967.
- Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И. Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование (на примере железорудных месторождений Украины).— В кн.: Гранито-гнейсы. Изд-во АН СССР, 1960.
- Блох А. М. Скачки структурного состояния воды и их возможная роль в процессах рудообразования.— В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. М., 1968.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. «Мир», 1969.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С. и др. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. «Недра», 1974.
- Ицксон Г. В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. «Наука», 1970.
- Казыцын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. «Недра», 1968.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 121.
- Крылова М. Д., Васильева С. Н. О температурах формирования жильного материала мигматитов докембрия.— В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. «Наука», 1966.
- Крылова М. Д., Седова И. С. и др. Эволюция вещества при ультраметаморфизме. «Наука», 1972.
- Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. «Недра», 1972.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. «Мир», 1971.

- Платен Г.* Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. «Мир», 1967.
- Предовский А. А.* Некоторые геологические и геохимические условия формирования метаморфогенно-гидротермальных рудовмещающих систем.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1969.
- Ронов А. Б.* Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8.
- Руденко В. Е.* Некоторые закономерности формирования нижнепротерозойской колчеданоносной провинции (Южная Карелия).— Вестник ЛГУ, 1970, № 24.
- Руденко В. Е.* Некоторые особенности химизма процессов региональной метасоматической гранитизации ортоамфиболитов (метавулканитов).— Вестник ЛГУ, 1971, № 12.
- Рудник В. А.* Химизм процесса анатектической гранитизации в пределах хребта Джагды-Тукурингра (Дальний Восток).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1967, 122.
- Синицын В. М.* Спаль. «Недра», 1972.
- Смирнов В. И.* Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.
- Соколов Ю. М.* Метаморфические мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970.
- Судовиков Н. Г.* К вопросу о возможной связи оруденения с гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1955.
- Судовиков Н. Г.* Ультраметаморфизм и гранитообразование.— Вестник ЛГУ, 1959, № 6.
- Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С. и др.* Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970.
- Хлестов В. В.* Значение неравносторонних давлений при метаморфизме.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. «Наука», 1969.
- Хорева Б. Я.* Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— Геотектоника, 1966, № 6.
- Den Tex E.* A Commentary on the Correlation of Metamorphism and Deformation in Space and Time.— Geol. Mijrh., 1963, 42, R. 2.
- Ernst W. G.* Blueshist metamorphism and  $P-T$  regimes in active subduction zones.— Tectonophysics, 1973, 17, № 3.
- Griggs D. T.* The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes.— In: The Nature of the Solid Earth. New York, 1972.
- Locke A.* Granite and ore.— Econ. Geol., 1941, 36, № 4.
- Mijashiro A.* Evolution of Metamorphic belts.— Geol. and Petrol., 1961, 2, № 3.
- Mijashiro A.* Paired and unpaired metamorphic belts.— Tectonophysics, 1973, 17, № 3.
- Read H. H.* Granitization and mineral deposits.— Geol. Mijnbouw, nieuwe Serie, 1954, jg. 16, № 4.
- Read H. H.* The granite controversy. London, 1957.
- Sullivan C. J.* Ore and granitization.— Econ. Geol., 1948, 43, № 6.
- Turcotte D. L., Oxburgh E. R.* Mantle convection and the new global tectonics.— Ann. Rev. Fluid. Mech., 1972, № 4.
- Wyllie P. J.* Experimental petrology and global tectonics — a prewiew.— Tectonophysics, 1973, 17, № 3.

## Геохимические аспекты метаморфогенно-гидротермального рудообразования и типы связи оруденения с метаморфизмом

Важнейшей исходной геохимической предпосылкой, определяющей принципиальную возможность образования гидротермальных месторождений при метаморфизме, является миграция рудных элементов под воздействием агентов этого процесса. Вопросам миграции рудного вещества при метаморфизме в различных его проявлениях посвящены многочисленные публикации советских и зарубежных геологов (Горлицкий, 1970; Миловский, Матвеева, 1970; Петров, Макрыгина, 1970; Marowsky, Wedepol, 1971; Wodzicki, 1971; Тихомирова, 1971; Вербицкий, 1972; Комаров, 1972; Летников, 1972; Хильтова и др., 1972 и др.). В более ранние годы аналогичные исследования проводились Шоу (Shaw, 1954). Данные по миграции отдельных элементов (меди, молибдена, ртути и др.) содержатся в работах Флойда (Floyd, 1968), Н. Х. Айдиньян с соавторами (1970), В. А. Буряка (1972), С. В. Мельгунова (1972), В. К. Титова (1972), В. Г. Моисеенко, Г. И. Неронского (1973), В. Н. Ушакова, Л. В. Шпотовой (1973), В. В. Потапьева (1974) и других авторов.

Мнение большинства исследователей, изучавших геохимические аспекты метаморфизма, сводится к тому, что прогрессивный метаморфизм сопровождается перемещением больших масс рудогенных элементов.

Существует и несколько иная точка зрения, сторонники которой считают, что прогрессивный метаморфизм способен вызвать значительное перераспределение малых элементов только на стадии ультраметаморфизма. На более низких ступенях его роль ограничивается в основном переводом малых элементов в миграционно-способное состояние (Горлицкий, 1970; Вербицкий, 1972) с перераспределением между минералами и частично внутри объема пород (Петров, 1972). Различные суждения по этому вопросу объясняются, вероятно, тем, что некоторая часть исследований проводилась в сравнительно узком в геохимическом отношении диапазоне метаморфических фаций.

Автором изучено распределение некоторых рудных и сопутствующих элементов в метаморфизованных терригенных породах Фурмановского рудного района, расположенного в крайней юго-восточной части Приморья. Выбор именно этого района для геохимических исследований определился тем, что метаморфизм здесь проявлен весьма широко и вместе с тем достаточно контрастно. Кроме собственно контактовых ореолов ороговикования, обрамляющих выходы гранитоидных массивов, в районе

развиты обширные поля метаморфизованных пород, не связанные с конкретными интрузивными телами. Наряду с этим имеются площади, где изменения пород не превышают стадии позднего эпигенеза (Коссовская и др., 1957).

При геохимической оценке все породы по степени и характеру метаморфизма разделены на три группы: 1) наименее измененные (исходные) породы с гидрослюдисто-хлоритовыми новообразованиями в цементе и слабой структурной перестройкой мелкообломочного материала; 2) преимущественно серицитизированные или гидрослюдизированные породы с переменным, обычно небольшим количеством зеленовато-бурого биотита; 3) биотиты и роговики; первые выделялись по отсутствию других слюд (кроме наложенных продуктов регрессивного этапа), вторые — по типичной роговиковой структуре.

На основании количественных химических и спектральных анализов изучено распределение Hg, Ag, Pb, Cu, Zn, V, Sn, W, Nb, Ta, F, Mo. Полученные данные полностью подтвердили основной вывод предыдущих исследователей о миграции микроэлементов при метаморфизме. Установлено, что прогрессивный метаморфизм уже на низших ступенях сопровождается дифференцированным перераспределением рудных элементов. С повышением степени метаморфизма содержание большинства изученных элементов также возрастает, за исключением золота, ртути и серебра, для которых максимумы содержаний приходится на исходные или слабо метаморфизованные породы. Относительное накопление отдельных элементов в биотитах и роговиках, по сравнению с исходными породами, составляет 60—300%. Абсолютный привнос изученных элементов на 1 км<sup>3</sup> породы приближается к 600 тыс. т. Более детально результаты петро-геохимического изучения метаморфизованных терригенных пород данного района освещены нами ранее (Сапрыкин, 1975).

Основные положения, базирующиеся на результатах многочисленных примеров геохимического изучения метаморфизованных пород, сводятся к следующему.

1. Метаморфизм, охватывающий громадные объемы пород, сопровождается перемещением огромного количества рудных элементов, по сравнению с которым в эндогенных месторождениях заключена весьма незначительная часть.

2. Никакой конкретный интрузив, даже самый рудогенный, экстрагировать такое количество рудных элементов и тем более необходимых для их транспортировки растворов не в состоянии.

Следовательно, миграция рудных элементов при метаморфизме выступает как вполне реальная предпосылка эндогенного рудообразования. Однако геохимическое накопление металлов во всем объеме метаморфизованных пород еще далеко не идентично их содержанию в рудных телах, где оно на 2—3 и более порядков выше, чем в любых метаморфизованных породах. Несмо-

тря на внушительный суммарный привнос рудных элементов, они по-прежнему находятся в породах в рассеянном состоянии.

Вместе с тем допустимо поставить также вопрос о возможности образования при определенных условиях локальных скоплений металлов в виде минеральных рудных тел. Эти условия в наиболее общем случае заключаются в длительном и интенсивном питании локальных областей растворами и осаждении в них значительной части мигрирующих рудных компонентов. При этом если образование локальных скоплений металлов предполагается только за счет их неравномерного распределения на путях миграции (без дополнительного привноса специальными высококонцентрированными рудоносными растворами), то по соседству с участками концентрации должны находиться более крупные блоки пород с дефицитом тех же элементов по сравнению с общим уровнем их содержания в метаморфизованных породах.

Чтобы подойти к выяснению этого вопроса, рассмотрим на примере оловорудных месторождений Южного Сихотэ-Алиня некоторые особенности взаимоотношений собственно гидротермального процесса и метаморфизма. Ранее при металлогенических исследованиях в более северных районах Сихотэ-Алиня Ю. Н. Размахниным и Э. М. Размахниной (1966) было установлено, что все касситерит-сульфидные месторождения расположены по периферии обширных полей интенсивно метаморфизованных (биотитизированных) пород, именуемых авторами «криптобатолитами». Во внутренних зонах криптобатолитов и экзо-, эндоконтактовых частях интрузивных тел преимущественно развиты оловянные рудопроявления кварцевой формации: грейзены и кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом и другими типами высокотемпературного оруденения.

При более детальном изучении оказалось, что месторождения не просто приурочены к краевым частям криптобатолитов или контактовых ореолов, а отделены от них достаточно четко выраженными зонами слабо измененных пород, в пределах которых на глубине расположены крутые локальные выступы биотитизированных пород, а над ними — метасоматиты и жильные рудные тела (Антушевич и др., 1967; Сапрыкин, Василенко, 1972). Обрамляющие их зоны (околорудные поля) слабо измененных пород на современной поверхности имеют форму незамкнутых овалов, вытянутых по простираанию основных рудооключающих структур — ослабленных зон, трещин и др. Своей незамкнутой частью они обращены в сторону общего понижения степени метаморфизма пород за пределами этих сопряженных структур и постепенно сливаются с региональными полями слабо метаморфизованных пород. С противоположной стороны, в направлении к центрам криптобатолитов, границы околорудных полей более контрастны вследствие резкого возрастания степени метаморфизма от пропиловидных изменений к биотитизации и ороговиканию. Таким образом, участки локальной минерали-

зации и обрамляющие их околорудные поля как бы врезаны во внешнюю кромку метаморфитов, придавая ей сложные очертания с чередованием бухтообразных выступов и выемок.

На разрезах, ориентированных субпараллельно кромке метаморфических ореолов, эти сопряженные структуры имеют форму опрокинутой воронки с сильно загнутыми краями, в осевой части которой расположены рудные тела или в общем случае — локальные зоны интенсивной гидротермальной переработки пород (гидротермалиты).

Размеры околорудных полей в плане варьируют от единиц до нескольких десятков квадратных километров в зависимости от масштабов месторождений, но в любом случае они неизмеримо больше заключенных в них локальных участков.

Минерализация в этих срединных участках всегда представлена более высокотемпературными ассоциациями по сравнению с изменениями пород в пределах околорудного поля, особенно во внутренних и глубинных зонах. При этом характерно, что наиболее типоморфный минерал, по наличию которого, наряду с другими признаками, выделяются околорудные поля, развит и в локальных метасоматитах, где он слагает периферийные зоны в целом более высокотемпературного метасоматического ореола. Сводная колонка метасоматической зональности для оловорудных месторождений, залегающих в терригенных породах, имеет следующий вид (от внешних зон к внутренним): карбонатный «чехол», хлоритовая или гидрослюдисто-хлоритовая зона, иногда с актинолит-эпидотовой подзоной, серицитовая или серицит-мусковитовая зона с турмалином или без него и биотитовая зона. Последняя книзу резко расширяется и погружается, снова вздымаясь к поверхности уже в пределах криптобаталитов или контактовых ореолов.

Взаимоотношения между одновременно сосуществующими минеральными ассоциациями внутри метасоматического ореола, включая и подрудные биотититы, таковы, что высокотемпературные парагенезисы внутренних и соответственно глубинных зон развиваются путем замещения сравнительно низкотемпературных минеральных новообразований (и субстрата) внешних и верхних зон. Нижняя граница распространения метасоматитов и жильной минерализации строго повторяет сложный контур выступа биотитизированных пород, нигде не пересекая его.

Переход от биотититов к вышележащим самостоятельным метасоматическим телам или околожильно-измененным породам совершается постепенно. Начинается он с появления редких овальных гнезд, просечек, зоннок и ветвящихся прожилков микролитового биотита, развивающихся по серицитовым или серицит-турмалиновым метасоматитам. По мере приближения к участкам сплошной биотитизации количество и размеры этих новообразований все более возрастают, и биотит нередко становится преобладающим минералом.

Таким образом, положение подрудных биотитов в локальном ореоле гидротермально-измененных пород вырисовывается вполне отчетливо: они неразрывно связаны с формированием вышележащих гидротермалитов и представляют собой тыловую зону единой метасоматической колонки, объединяющей весь ореол измененных пород, связанный с данной рудолокализирующей структурой.

Описываемые локальные образования (гидротермалиты I группы) повторяют в уменьшенном виде строение крупных полей и ореолов метаморфизма, выступая как проявления прогрессивного метаморфизма. Однако, будучи приурочены к локальным зонам, они отличаются интенсивной переработкой пород вплоть до появления не свойственных региональным метаморфитам минеральных зон, например турмалинитов, и резко повышенной концентрацией рудных элементов.

Формирование гидротермалитов данной группы можно представить как результат неравномерной фильтрации восходящих метаморфизирующих растворов в анизотропных породах верхних структурных этажей земной коры. При появлении на пути движения растворов локальной зоны с высокой проницаемостью происходит дренирование потока растворов. Основная масса растворов, до этого равномерно просачивающихся через весь объем пород, вовлекается в локальную фильтрацию, вследствие чего в прилегающих блоках сравнительно слабо проницаемых пород происходит замедление и отставание метаморфического фронта. За пределами влияния данного дренирующего канала гипсометрическое положение идентичных зон метаморфизма будет, естественно, более высокое. Таким путем формируются описанные выше комбинированные структуры гидротермалитов I группы, состоящие из блоков (околорудных полей) слабо метаморфизованных пород и срединных компенсирующих зон локальной минерализации.

Длительная и интенсивная фильтрация растворов через локальную ослабленную зону или другой высокопроницаемый структурный элемент земной коры, проявляющаяся на фоне резкого ослабления того же процесса в сопредельных блоках пород, представляется главным фактором локального накопления рудных элементов. Недосыщение окружающих пород растворами определяет низкую степень их метаморфизма и геохимического обогащения, что компенсируется концентрацией металлов в срединной локальной зоне. Баланс некоторых металлов в данных сопряженных структурах показывает, что таким путем могут образоваться месторождения соответствующих металлов.

Наряду с описанными метаморфическими образованиями существует другая обширная группа гидротермалитов, характеризующихся принципиально иной связью с метаморфизмом. Гидротермалиты 2 группы в целом представляют собой продукты более поздних (наложенных) процессов локальной гидротермаль-

ной переработки ранее метаморфизованных пород. Эта минерализация накладывается на породы всех ступеней метаморфизма, но наиболее развита в роговиках и других интенсивно метаморфизованных породах, захватывая также эндоконтактные зоны и апикальные части интрузивных тел.

Характер наложенной минерализации и связанного с ней оруденения весьма разнообразен — от карбонатно-кварцевых, кварц-хлоритовых жильных тел с полиметаллическим и другими типами низкотемпературного оруденения до грейзенов включительно. Однако при всем разнообразии и пестроте минерально-химического состава постоянно выдерживается следующая закономерность: минеральные парагенезисы, сформировавшиеся в пределах данной зоны предшествующего прогрессивного метаморфизма, могут быть представлены аналогичными или сходными ассоциациями всех (или отдельных) внешних зон метаморфизма, но никогда не встречаются ассоциации, соответствующие его внутренним, тыловым зонам. Например, наложенная турмалинизация может развиваться в любых внутренних зонах, начиная с биотитовой, поскольку рассеянная турмалинизация в сводной колонке прогрессивного метаморфизма тяготеет к внешней части биотитовой зоны. По этому же закону наложенные процессы локальной карбонатизации, хлоритизации, серицитизации могут проявляться соответственно в гидрослюдисто-хлоритовой, серицитовой и биотитовой зонах прогрессивного метаморфизма. Естественно, что возможность проявления низкотемпературной минерализации во внутренних зонах не исключается, но вероятность ее широкого развития тем меньше, чем дальше отстоят друг от друга данные парагенезисы в сводной колонке прогрессивного метаморфизма. Такого рода функциональная зависимость наложенной минерализации от степени предшествующего метаморфизма вмещающих пород строго выдерживается как в пределах крупных структурно-формационных или металлогенических подразделений, так и на ограниченных участках, например на площади отдельного рудного поля. Универсальность данной закономерности свидетельствует о том, что вся совокупность проявлений наложенной минерализации принадлежит собственно регрессивному этапу метаморфизма и сформировалась без повторного участия эндогенных процессов.

Нельзя, очевидно, связывать минерализацию этого типа и с контактовым воздействием интрузий или постмагматических эманаций, поскольку она развивается как вблизи или непосредственно у контактов, захватывая апикальные части интрузивных тел, так и на разном удалении от них и вообще независимо от наличия или отсутствия выходов интрузивных пород на данной площади. Необходимым и достаточным условием является предшествующий метаморфизм пород, степенью которого определяются интенсивность проявления наложенной минерализации и состав минеральных ассоциаций. Вследствие указанной функ-

циональной зависимости гидротермалиты 2 группы всегда представлены более низкотемпературными парагенезисами по сравнению с метаморфитами площадного распространения, что является одним из важных диагностических признаков этих образований.

Иная природа гидротермалитов 2 группы придает им еще ряд специфических черт, четко отличающих их от локальных проявлений прогрессивного метаморфизма. Они различаются по степени распространенности, морфологическим и генетическим особенностям рудолокализирующих структур, степени концентрации оруденения, характеру вертикальной минералогической и температурной зональности, относительному возрасту и физической сущности явлений, их порождающих.

Если гидротермалиты 1 группы, контролируемые трещинными зонами, могут формироваться только на внешнем фронте метаморфизма, где породы еще не потеряли способность к дизъюнктивным деформациям, то для гидротермалитов 2 группы таких ограничений не существует, и поэтому они по степени распространенности значительно превосходят аналоги прогрессивного этапа.

Рудолокализирующими структурами для гидротермалитов 1 группы обычно служат протяженные сколовые трещины, формирующиеся в обстановке сжатия. Одной из причин образования сколовых трещин на внешнем фронте метаморфизма, возможно, является неравномерный разогрев и объемное расширение пород, что вызывает деформации скола в относительно жестких и анизотропных породах околорудного поля (Сапрыкин, Василенко, 1972). Гидротермалиты 2 группы локализируются в контракционных трещинах отрыва, возникающих при общем остывании и сокращении объема пород в регрессивный этап метаморфизма. Поскольку контракционная трещиноватость развивается во всем объеме остывающих пород, концентрация оруденения обычно оказывается очень низкой вследствие «распыления» по многочисленным разно ориентированным мелким трещинам. Вместе с тем они нередко группируются в штокверковые зоны, и тогда общий объем минерализованных пород резко возрастает.

Имеющиеся определения абсолютного возраста оруденения некоторых соседних оловянных месторождений и рудопроявлений Южного Сихотэ-Алиня показывают, что объекты, относящиеся по совокупности признаков к гидротермалитам 2 группы, имеют более молодой возраст. При абсолютном возрасте от 40 до 90 млн. лет временной разрыв составляет 15—20 млн. лет (Назарова и др., 1969; Назарова, Пантелеев, 1972). Эти возрастные различия хорошо согласуются с общегеологической позицией гидротермалитов 2 группы как продуктов регрессивного этапа более общего эндогенного процесса. Отсюда следует, на первый взгляд, парадоксальный вывод, что некоторые высокотемпературные гидротермалиты, например оловоносные грейзены, бо-

лее молодые, чем касситерит-сульфидные месторождения. Однако это противоречие только кажущееся, поскольку во внутренних зонах метаморфизма даже через значительный промежуток времени температура могла быть значительно выше, чем на внешнем фронте метаморфизма в его кульминационную фазу.

Важнейшим отличительным признаком гидротермалитов 2 группы является характер вертикальной минералогической и температурной зональности метасоматических тел и одностадийных отложений жил выполнения. Основное отличие от гидротермалитов 1 группы заключается в том, что при одинаковом расположении идентичных или сходных зон по горизонтали каждая последующая в плане внешняя и соответственно более низкотемпературная зона на разрезе оказывается не верхней, а нижней, т. е. вертикальная зональность по сравнению с гидротермалитами 1 группы оказывается обратной. Книзу же направлены и вектор снижения температур минералообразования (Голева, Пастухов, 1971; Хельвас, Грушкин, 1974 и др.).

Обратную зональность в гидротермалитах 2 группы, как и другие особенности генезиса гидротермального оруденения, можно объяснить, используя физическое явление термовлагодиффузии, теоретически обоснованное и экспериментально доказанное А. В. Лыковым (1950). Сущность этого явления заключается в следующем. Если в какой-либо среде, представляющей собой увлажненное пористое вещество, поместить источник тепла, то под влиянием градиента температуры возникает также градиент влажности. Ближайшие к источнику зоны обезвоживаются, а впереди возникает «волна» повышенной влажности. Наличие градиента влажности вызывает встречную термодиффузию влаги, которая стремится выровнять влажность в нагретых и относительно холодных зонах. Такое динамическое равновесие существует до тех пор, пока функционирует источник тепла. С прекращением или ослаблением действия источника, т. е. с понижением градиента температуры, начинается процесс выравнивания влажности, стремящейся войти в равновесие с новыми условиями. Другими словами, возникает обратный поток влажности, направленный уже в сторону источника тепла.

Поскольку все горные породы представляют собой естественные пористо-капиллярные тела, то на них, следовательно, могут быть распространены те закономерности размещения влаги, которые обнаруживаются при экспериментах с капиллярно-пористыми средами вообще (Шипулин, 1960).

Все проявления метаморфизма обусловлены теми же одновременно действующими факторами, что и эффект термовлагодиффузии, отличаясь лишь масштабами. Так, нарастание градиента температуры, восходящее движение растворов, неравномерный разогрев пород — необходимые предпосылки прогрессивного метаморфизма. Регрессивный метаморфизм, обусловленный ослаблением подтока тепла с глубины, протекает в обстановке

общего снижения и выравнивания температуры между верхними и нижними зонами метаморфического фронта. Согласно закону термовлагодиффузии, понижение температуры во внутренних зонах сопровождается одновременным выравниванием влажности, т. е. оттоком растворов в сторону источника тепла, в данном случае — на глубину. Отсюда следует, что минералогическая и температурная зональность по отношению к потоку растворов в гидротермалитах обеих групп одинакова, а меняется только направление движения растворов: в прогрессивный этап оно восходящее, а в регрессивный — нисходящее (Сапрыкин, Федчин, 1971). При этом подразумевается, что вместе с влагой перемещаются и рудные компоненты.

Разнонаправленное перемещение рудных элементов в условиях, имитирующих прогрессивный и регрессивный этапы метаморфизма, подтверждается результатами проведенного нами эксперимента в полевых условиях по нагреванию больших масс горных пород в их естественном залегании. Содержание эксперимента кратко заключается в следующем. Блок предварительно опробованных однородных глинистых отложений объемом около 1000 м<sup>3</sup> с помощью стержневого электрического нагревателя мощностью 10 квт непрерывно прогревали с постепенным повышением температуры до 750—800° С в течение 7 суток. По окончании нагрева и спустя 20 суток породы снова опробовали. Количественный спектральный анализ проводили на Ni, Co, Cr, V, Ti, B, Ga, Cu, Pb, Zn и Hg. Сравнение содержаний указанных элементов в породах до нагрева и после него, а также после остывания показало, что перераспределение элементов происходит как в период нагревания пород, так и при их остывании. Для всех изученных элементов проявляется достаточно четкая тенденция выноса в период нагревания из зоны источника тепла и последующего накопления в период остывания. Влажность пород в зоне нагрева резко понижается, а затем выравнивается по всему опробованному разрезу до исходных значений.

Таким образом, выявленные на примере оловорудных месторождений Южного Сихотэ-Алиня особенности формирования гидротермального оруденения указывают на его тесную связь с метаморфизмом. По совокупности признаков выделяются гидротермалиты прогрессивного и регрессивного этапов. Сводная характеристика гидротермалитов обеих генетических групп приведена в таблице.

В настоящем сообщении затронуты далеко не все стороны проблемы гидротермального рудообразования. Но даже частичный анализ связей оруденения с эндогенными процессами показывает, что метаморфогенная концепция приемлема не только для узкой группы собственно метаморфических месторождений. Она позволяет с единых позиций, достаточно объективно объяснить многие особенности генезиса типичных гидротермальных месторождений.

## Сравнительная характеристика гидротермалитов 1 и 2 групп

Признаки	Гидротермалиты 1 группы	Гидротермалиты 2 группы
Пространственное положение по отношению к полям и ореолам метаморфизма	Формируются по периферии суб-региональных полей и контактовых ореолов метаморфизма; всегда отделены от них подково- или дугообразными (в плане) локальными зонами (околорудными полями) слабо измененных пород, занимая их центральную или осевую часть	Расположены в пределах полей и ореолов метаморфизованных пород и в магматических породах, особенно в апикальных и эндо- и экзоконтактовых частях интрузивных тел гранитоидов
Характер связи локальной минерализации с метаморфизмом	В миниатюре повторяют строение метаморфических ореолов, но с более интенсивной переработкой пород; внешние зоны метасоматитов сливаются с региональными изменениями пород, а все внутренние представлены более высокотемпературными парагенезисами	Развиваются путем локального выщелачивания метаморфизованных и магматотипных пород. Локальная минерализация, сформированная в данной зоне метаморфизма, может быть представлена минеральными парагенезисами всех (или отдельных) внешних зон прогрессивного метаморфизма. Аналоги внутренних зон отсутствуют
Характер вертикальной минералогической и температурной зональности метасоматитов или одностадийных отложений в жилах выполнения	Прямая минералогическая зональность: каждая последующая внешняя (в плане) зона является в то же время более верхней, т. е. зоны замыкаются вверх. Наиболее глубинная зона представлена локальным выступом метаморфизованных пород (биотититов), ограничивающим распространение оруденения на глубину. Вектор понижения температур образования отдельных минералов и всего метасоматического ореола всегда направлен вверх	Обратная зональность: каждая последующая внешняя (в плане) зона является соответственно более глубокой, т. е. зоны замыкаются книзу. Вектор понижения температур минералообразования направлен книзу. Самая нижняя зона представлена наиболее низкотемпературными минеральными новообразованиями
Условия развития (отношение к метаморфизму) локализирующих структур	Формируются только в слабо метаморфизованных породах (в пределах околорудных полей), еще не потерявших жесткости и способных к дизъюнктивным деформациям	Развиваются преимущественно в интенсивно метаморфизованных и магматотипных породах в период их остывания или затвердевания и последующего остывания
Критические ступени метаморфизма, при котором формирование структур становится невозможным	Для терригенных и эффузивных пород среднего состава интенсивная биотитизация, для кислых эффузивов — серицит-мусковитизация, для основных — амфиболитизация, для всех пород — гранитизация	Подобных ограничений не существует. Непременное условие их развития — предшествующий интенсивный метаморфизм и ультраметаморфизм
Морфологические особенности рудовмещающих структур	Сравнительно малочисленные, но протяженные по простиранию и падению трещины, ориентированные преимущественно в одном направлении	Серии многочисленных мелких разно ориентированных трещин, образующих в местах сгущения штоков-верковые или плащобразные зоны, реже нарушения типа «межформационных» срывов

## Окончание

Признаки	Гидротермалиты I группы	Гидротермалиты 2 группы
Генетический тип рудовмещающих структурных элементов (трещин, зон и др.)	Преимущественно сколовые трещины или зоны дробления, формирующиеся в обстановке сжатия	Трещины отрыва, формирующиеся в обстановке растяжения
Причины образования рудовмещающих трещин	Неравномерный разогрев пород: тепловое расширение пород при метаморфизме и разрядка возникших напряжений сжатия за счет дизъюнктивных деформаций в жестких породах околорудного поля	Контракционное трещинообразование, связанное с остыванием и сокращением объема пород
Характер временной связи с процессами метаморфизма	Частные (локальные) проявления прогрессивного метаморфизма	Частные (локальные) проявления регрессивного метаморфизма
Относительный возраст при прочих равных условиях	Сравнительно древние	Более молодые
Главная генетическая особенность	Формируются на фронте восходящих метаморфизирующих растворов за счет их неравномерного просачивания в анизотропных породах	Образуются при нисходящем движении растворов в регрессивный этап метаморфизма; приурочены к участкам интенсивного развития контракционной и других типов трещиноватости
Источники рудного вещества (области питания)	Вещество полигенное, мобилизованное эндогенными процессами из любых глубинных зон земной коры	Участвует вещество, привнесенное в вышележащие толщи в прогрессивный период развития эндогенных процессов и вновь мобилизованное нисходящим потоком растворов

**Некоторые геолого-экономические показатели оловорудных объектов  
(в молодых складчатых областях)**

Относительная распространенность	Сравнительно небольшая, но удельная продуктивность высокая	Очень многочисленные, но в подавляющем большинстве представляют собой непромышленные объекты
Степень локализации оруденения	Высокая; в единичных крупных жилах и зонах	Низкая; оруденение рассредоточено по многочисленным мелким рудным телам (трещинам)
Относительная промышленная значимость	Очень высокая: содержат основные запасы промышленных руд в коренных месторождениях	Низкая: в основном служат источником россыпей. Исключение составляют мелкие месторождения с богатыми высококачественными рудами или крупные объекты, где низкие содержания компенсируются большими запасами руд, пригодными для открытой разработки
Типичные представители	Месторождения касситерит-сульфидной, касситерит-силикатной и переходной формаций	Рудопоявления кварцевой формации: грейзены и кварцевые жилы с грейзеноподобными околосильными изменениями

## Литература

- Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А., Головня С. В.* О поведении ртути в процессе регионального метаморфизма осадочных горных пород.— В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. «Наука», 1970.
- Антушевич И. И., Ляхнюк В. С., Николаев М. М., Сапрыкин Е. П.* Геологические предпосылки расширения сырьевой оловорудной базы в Кавалеровском рудном районе.— В кн.: Проблемы металлогении советского Дальнего Востока. «Наука», 1967.
- Буряк В. А.* О характере связи эндогенного оруденения с процессами метаморфизма.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. «Наукова думка», 1972.
- Вербицкий В. Н.* Влияние процессов метаморфизма на распределение рудогенных элементов в породах северокриворожского комплекса.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. «Наукова думка», 1972.
- Голева Р. В., Пастухов Е. С.* Об особенностях зональности натровых метасоматитов.— В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. М., 1971.
- Горлицкий Б. А.* Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенной формации докембрия Украинского щита. «Наукова думка», 1970.
- Комаров А. Н.* Характер миграции малых и рудогенных элементов при процессах гранитизации, дислокационного метаморфизма и натриевого метасоматоза.— Геол. ж., 1972, № 6.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д.* О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— Докл. АН СССР, 1957, 116, № 2.
- Летников Ф. А.* О влиянии регионального метаморфизма на процесс перераспределения рудного вещества.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. «Наукова думка», 1972.
- Лыков А. В.* Теория сушки. Госэнергоиздат, 1950.
- Мельгунов С. В.* Поведение урана и тория при формировании метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. «Наукова думка», 1972.
- Миловский А. В., Матвеева С. С.* Поведение элементов в процессе гранитизации пород.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3.
- Моисеенко В. Г., Неронский Г. И.* О приуроченности золотого оруденения к метаморфическим комплексам.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока. Владивосток, 1973.
- Назарова А. С., Пантелеев А. И.* О взаимоотношении кварц-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой минеральных ассоциаций на месторождении Юбилейном (Приморье).— В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. «Наука», 1972.
- Назарова А. С., Пантелеев А. И., Александров Е. П.* К вопросу о возрасте оловянного оруденения в Южном Приморье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 1.
- Петров Б. В., Марыгина В. А.* Прогрессивный зональный метаморфизм в Патомском нагорье.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Петров В. П.* Особенности метаморфической мобилизации и миграции редких элементов.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. «Наукова думка», 1972.
- Потальев В. В.* Поведение золота в процессе контактового метаморфизма и некоторые вопросы генезиса золотого оруденения, связанного с гранитоидами.— В кн.: Минералогия и геохимия золота. Владивосток, 1974.
- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.* О роговиковых полях Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. «Наука», 1966.
- Сапрыкин Е. П.* Поведение рудогенных элементов при метаморфизме.— Геол. ж., 1975, вып. 1.
- Сапрыкин Е. П., Василенко В. П.* О возможных причинах образования рудо-вмещающих трещин.— Геол. и разведка, 1972, № 3.

- Сапрыкин Е. П., Федчин Ф. Г.* О двух типах вертикальной метасоматической зональности.— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1971.
- Титов В. К.* Уран и торий в метаморфических породах.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1972.
- Тихомирова Н. И.* Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации (на примере Сыростано-Тургойского массива, Южный Урал).— Геохимия, 1971, № 2.
- Ушаков В. Н., Шпотова Л. В.* Распределение золота в вулканогенных формациях Западного Узбекистана.— Докл. АН Узб. ССР, 1973, № 2.
- Хельвас И. Г., Грушкин Г. Г.* О зональности отложения минералов на оловорудном месторождении Хинган.— Записки Всес. минералог. об-ва, 1974, ч. 103, вып. 6.
- Хильтова В. Я., Шулешко И. К., Савельев А. А.* Поведение петрогенных окислов и малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме осадочных пород.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1. М., 1972.
- Шипулин Ф. К.* К теории процессов контактового метаморфизма.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3.
- Floyd P. A.* Distribution of Cu in the basic hornfels of the Loud's End aureole Cornwall, and other chemically similar rocks.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, 32, № 8.
- Marowsky G., Wedepol K. H.* General trend in the behavior of Cd, Hg, Tl and Bi in some major rocks forming processes.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1971, 35, № 12.
- Shaw D. M.* Trace elements in the pelitic rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, № 12.
- Wodzicki A.* Migration of trace elements during contact metamorphism in the Santa Rosa Range Nevada, and its bearing on the origin of ore deposits associated with granitic intrusions.— Mineral. Depos., 1971, 6, № 1.

А. М. БЛОХ

### Свойства связанной воды горных пород и ее значение в формировании метаморфоженных растворов

Как известно, вода относится к числу ассоциированных жидкостей, молекулы которых образуют водородные связи. Малые размеры атома водорода и отсутствие у него сильного обменного отталкивания, поскольку водород — единственный атом, у которого нет внутренних электронных оболочек, позволяют при определенных условиях соединяться одновременно с двумя атомами кислорода; с одним из них он образует прочную связь  $O-H$  с расстоянием около  $1 \text{ \AA}$ , а с другим — более слабую водородную связь  $H \dots O$  с расстоянием до  $1,76 \text{ \AA}$ . Расстояние  $O \dots O$  между двумя молекулами воды составляет при этом  $2,76 \text{ \AA}$ , что значительно меньше суммы вандерваальсовых радиусов, которая определяет межмолекулярные связи в неассоции-

рованных жидкостях<sup>1</sup>. Энергия водородной связи в воде характеризуется величинами порядка 4,5—5 ккал/моль и является промежуточной между энергиями вандерваальсовых и ионно-ковалентных связей. Отсюда вытекает обратимость процессов ассоциации молекул воды, т. е. способность водородной связи легко разрушаться и вновь восстанавливаться. Кооперативный механизм межмолекулярных взаимодействий в воде, затрагивающий все имеющиеся в системе молекулы, определяет структуру воды и соответственно все ее специфические свойства, включая растворяющую способность.

Благодаря обратимому характеру ассоциации структура воды, а вместе с ней и ее физические свойства легко меняются под влиянием внешних воздействий. К числу таких воздействий относятся поверхностные силы вмещающих горных пород, под которыми, вслед за Б. В. Дерягиным (1961, 1964), понимаются любые силы, приложенные к поверхностям раздела фаз и зависящие от природы, состояния и относительного движения смежных фаз. В сфере их влияния молекулы воды образуют с поверхностными активными центрами более сильные связи, чем межмолекулярные водородные связи в воде в объеме, в результате чего падает их подвижность и вода становится связанной.

Таким образом, связанной водой являются как поровые воды, молекулы которых испытывают физическую адсорбцию на поверхностных центрах стенок пор и капилляров, так и кристаллогидратная и межплоскостная вода со свойственной ее молекулам координационной связью с атомами минералов и, конечно, конституционная, или гидроксильная, вода, входящая в форме ОН-групп в кристаллическую решетку минералов. Несмотря на все различия этих типов вод земных недр, общей для них является более низкая подвижность молекул, что влечет за собой искажение структуры воды и изменение ее физических свойств.

Обобщение имеющегося экспериментального материала по свойствам воды, испытывающей физическую адсорбцию (Блох, 1970), показывает, что величины ее вязкости, удельной электропроводности, степени диссоциации, двупреломления оказываются более высокими, а упругости пара, температуры замерзания, диэлектрической постоянной — более низкими, чем при аналогичной температуре среды у воды в объеме. Более высокие значения свойственны интегральной энтропии связанной воды. Величины дифференциальной плотности, теплоемкости и энтропии в зависимости от содержания связанной воды проходят через минимум.

Дальнейшее действие поверхностных сил проявляется на сотни и тысячи ангстрем от поверхности связывания (Эйгелес и др., 1972;

<sup>1</sup> Вандерваальсовый радиус атома водорода равен 1,2 Å и кислорода — 1,4 Å, при линейной связи О—Н...О и длине связи О—Н 1,0 Å сумма вандерваальсовых радиусов составляет  $1,0+1,2+1,4=3,6$  Å, т. е. гораздо больше, чем 2,76 Å.

Glifford, 1975), а по некоторым новейшим данным — до десятков микрометров (Лиопо и др., 1975; Сипягин и др., 1975). Это означает, что практически вся вода геологических толщ с размерами поровых и капиллярных пространств по меньшей мере до одного микрометра является связанной и обладает свойствами, отличными от свойств воды в объеме.

Связанная вода вмещающих горных пород — главный источник метаморфогенных растворов. Процессы ее высвобождения и перемещения к зонам разгрузки определяются не только уменьшением поровых пространств вмещающих пород, но и метаморфогенными минеральными преобразованиями, при которых возникают менее водосодержащие ассоциации. Значение минеральных преобразований в формировании метаморфогенных растворов изучено на примере вмещающих ордовикских аргиллитов одного из рудных полей.

Как оказалось, вмещающие аргиллиты рудного поля, расположенные вдоль разлома, по которому ордовик надвинут на вулканогенно-осадочные породы девона, отличаются от аналогичных отложений его периферии более высокой плотностью и пониженным содержанием воды, удаляющейся из образца при температуре более  $200^{\circ}\text{C}$ <sup>1</sup>, а также рядом вариаций минерального состава. В породах рудного поля падает содержание слюдистой составляющей и увеличивается степень окварцевания, хотя общее содержание кремнезема в аргиллитах рудного поля и его периферии остается почти одинаковым (см. таблицу).

Содержание кварца и слюдистой составляющей в аргиллитах (в %)

Место отбора проб	Число определений	SiO <sub>2</sub> (общее)	SiO <sub>2</sub> (кварца)	Слюдистая составляющая
Периферия рудного поля	18	58,28	31,8	66,0
Рудное поле	35	59,22	34,1	59,3

Минералогические исследования показали, что слюдистая составляющая изученных аргиллитов представлена диоктаэдрическим мусковитоподобным минералом модификации 2M<sub>1</sub>. Однако если структурная характеристика слюдистого компонента из аргиллитов периферии рудного поля по числу отражений и их интенсивности, по степени диффузности электронографических рефлексов и др. позволяет его рассматривать как диоктаэдрическую гидрослюду, то в аргиллитах рудного поля мы уже сталкиваемся с мелкокристаллическим мусковитом, т. е. серицитом.

<sup>1</sup> Содержание воды в аргиллитах определяли с помощью прямого метода с поглотительными трубками и контролировали на дериватографе по кривым потери веса.

Таким образом, процесс обезвоживания вмещающих пород в изученном районе определялся метаморфогенным преобразованием гидрослюдистого компонента в серицит, что сопровождалось понижением содержания межплоскостной и гидроксильной воды на единицу слюдиистой составляющей, а также разрушением части слюдиистой составляющей до кварца<sup>1</sup>.

Строго говоря, к метаморфогенным растворам следует относить также воду, генерируемую осадочными породами при эпигенетических преобразованиях, эффузивными породами в процессе раскristализации стекла до кварца, кристаллическими породами при минеральных изменениях, ведущих к формированию менее дефектных решеток петрогенных минералов и др.

Первостепенное значение для теории метаморфогенного рудообразования имеет вопрос о растворяющих свойствах генерируемых метаморфогенных вод, т. е. об их способности к преобразованию в рудообразующий раствор. Имеющиеся оценки баланса удаленных из пород количеств воды и элементов-примесей заставляют предполагать чрезвычайно высокую концентрацию последних во вновь народившемся флюиде. При уже упоминавшемся динамометаморфическом преобразовании ордовикских пород рудного поля содержание  $TiO_2$  в  $1 м^3$  аргиллитов уменьшалось на  $0,13 кг$ , а в пересчете на металл — на  $0,10 кг$ . Поскольку одновременно из  $1 м^3$  породы удалялось до  $33 л$  воды, концентрация растворенного титана должна была составить в среднем  $3 г/л$ . Еще более высоких концентраций в генерированных растворах следует ожидать, например, для свинца, содержание которого в полевых шпатах достигает  $28—40 г/т$  (Таусон, Студеникова, 1959), а содержание гидроксильной воды, локализующейся на дислокациях и других дефектных участках кристаллической решетки полевых шпатов и выделяющейся при метаморфогенных преобразованиях, превышает эту цифру из более чем на  $1—2$  порядка.

Как нетрудно увидеть, реконструируемые величины содержания растворенных металлов не идут ни в какое сравнение с табличными данными их растворимости в воде. Объяснение этого следует искать в неаддитивности растворяющих свойств связанной воды.

Растворяющие свойства воды находятся в зависимости от характера ассоциации ее молекул, ибо мономерные молекулы воды, как и ее неассоциированные гидридные аналоги  $H_2S$ ,  $H_2Se$  и  $H_2Te$ , растворителями не являются. Возникающие в воде ассоциаты ее молекул  $H-O-H \dots O \begin{matrix} \nearrow H \\ \searrow H \end{matrix}$ , или, более обобщенно,

$A-H \dots B$ , представляют собой единую квантово-механическую

<sup>1</sup> См. статью А. М. Блоха и Р. Н. Афанасьевой «Опыт оценки вмещающих пород рудного поля как генераторов природных растворов» в настоящей книге.

систему с общим сдвигом электронной плотности от В к А. Роль донора электронов здесь принадлежит молекуле В, а перенос заряда на молекулу А акцептора происходит через неподделенную пару электронов молекулы В, ответственную за водородную связь с молекулой А. Фиксируемое при этом, за счет частичного заполнения электронами соответствующей разрыхляющей орбитали, увеличение электронной плотности на связи А—Н акцептора ведет к ослаблению этой связи, к ее удлинению (Соколов, 1972). В мономерной молекуле воды расстояние О—Н составляет 0,9584 Å (Lemberg, Stillinger, 1975) при энергии связи 113,45 ккал/моль (Bandeekar, 1972). В жидкой воде это расстояние, как упоминалось, увеличивается до 1,0 Å, а у полимерных ассоциатов типа тетрамеров и гексамеров со столь сильной водородной связью, что положение мостикового водорода в ассоциате приближается к симметричному, должно возрасти до 1,10—1,15 Å<sup>1</sup> с одновременным падением энергии связи О—Н до 50—60 ккал/моль (Lippincott et al., 1969). Намечается вполне определенная корреляция между величинами водородной связи Н...О и ионно-ковалентной связи О—Н: чем сильнее, т. е. чем короче, водородная связь, тем разрыхленнее, т. е. длиннее, связь О—Н.

Ослабление связи О—Н увеличивает протон-донорные свойства воды, с которыми связана в значительной степени способность воды к растворению компонентов:  $\text{AH} + \text{B} \rightarrow \text{A}^- + \text{BH}^+$ . Следует заметить, что в структуре надкритического флюида, в котором, как известно, способны к растворению соединения, нерастворимые или мало растворимые в воде при стандартных условиях, абсолютно преобладают димерные ассоциаты молекул воды со свойственной им разрыхленностью связи О—Н.

Однако здесь намечается вполне определенная аналогия с явлениями, происходящими при связывании молекул воды на активных центрах нескомпенсированных силовых полей вмещающих пород. Как и при формировании димерных и полимерных ассоциатов в воде в объеме, в связанной воде возникают более сильные связи, превышающие по своей энергии водородные связи в структуре жидкой воды; только этим может быть объяснено уменьшение подвижности молекул воды, что, как известно, является наиболее общим признаком процесса связывания. Формирование в поле поверхностных сил вмещающих пород более сильных связей, в свою очередь, должно неизбежно вызывать уменьшение силовой постоянной ионно-ковалентной связи О—Н и соответствующее усиление протон-донорных свойств воды — эта

<sup>1</sup> По данным неэмпирических расчетов Коллмена и Аллена (Kollman, Allen, 1972), расстояние О—О в димере воды составляет 2,53 Å против 2,76 Å для жидкой воды, в тетрамере и гексамере — 2,45 Å и в гексамере с симметричным положением мостикового водорода — 2,32 Å. При дифрактометрическом изучении кристаллогидратов установлено, что в образующих гидратированным протоном комплексах  $\text{H}_5\text{O}_2^+$ ,  $\text{H}_7\text{O}_3^+$  и  $\text{H}_9\text{O}_4^+$  расстояние О—О составляет соответственно 2,44, 2,48 и 2,57 Å (Lundgren, 1974).

закономерность, как подчеркивают В. Н. Макадун и Л. Н. Щегров (1972), справедлива для всех веществ, независимо от их природы и агрегатного состояния. О возрастании протон-донорных свойств связанной воды свидетельствует, в частности, интенсивный протонный обмен внутри роев молекул воды, формирующихся на твердой поверхности вокруг координационно связанных ее молекул (Киселев, 1970).

Степень разрыхленности связи О—Н при связывании молекул воды качественно можно оценить на примере их координации ионами металлов, поскольку эффекты образования координационной связи в комплексах донорно-акцепторного типа и водородной связи тесно взаимосвязаны и принципиально не отличаются друг от друга (Гольдштейн и др., 1972). Как показывает анализ ИК-спектров, при координации молекул воды на двухвалентных ионах металлов силовая постоянная связи О—Н падает на 12—25%, а на трехвалентных — до 40%. В аквакомплексах металлов с внешнесферными анионами, образующими водородную связь с координированными молекулами воды, силовая постоянная связи О—Н может уменьшаться до 25—30% (Андреев, Смирнова, 1972). О разрыхленности связи в таких молекулах может свидетельствовать перескок протона в водных растворах от молекулы воды к иону  $\text{OH}^-$  предпочтительно через молекулы, связанные в гидратной оболочке катиона (Трошин, Звягина, 1973).

Таким образом, можно прийти к заключению, что в связанной воде имеет место тот же процесс разрыхления связи О—Н и увеличения протон-донорных свойств воды, что и в воде в объеме при повышении ее температуры. Однако этот процесс в связанной воде может быть проявлен более отчетливо, чем даже в надкритическом флюиде, поскольку характер протонизации молекул воды в ориентирующем поле поверхностных сил вполне специфичен: одним из свидетельств этого являются известные факты перехода физической адсорбции в хемосорбцию. Указанная специфичность, определяющаяся формированием сильных связей на центрах связывания, хорошо демонстрируется на примере зондирования поверхности твердых тел молекулами органического соединения пиридина. Это слабое основание, малоспособное к изъятию протона у молекулы воды и потому не растворяющееся в воде в объеме даже при близкритических параметрах, на гидратированной поверхности многих минеральных систем диссоциирует на ионы при комнатной температуре (Киселев, Лыгин, 1972).

Из сказанного с очевидностью вытекает тезис о неаддитивности растворяющих свойств связанной воды, т. е. об их несоответствии тем же свойствам воды в объеме. Эта неаддитивность подтверждается экспериментальными данными. Известна способность воды кристаллогидратов, молекулы которой координационно связаны с атомами решетки минерала, взаимодействовать с металлами, не реагирующими с жидкой водой (Макадун, Щегров,

1972). Еще более ярким примером является установленная с помощью нейтронно-активационного анализа совершенно невероятная, с точки зрения табличных величин растворимости, способность воды к растворению кварца в тонких кварцевых капиллярах (Спицын и др., 1972; Дерягин и др., 1973). Возрастание содержания растворенного кремния в граничном слое раствора вокруг частичек аморфного кремнезема, по сравнению с остальным раствором, отметили также в своих экспериментах В. Г. Гогишвили с соавторами (1973).

Метаморфогенная вода, являясь прежде всего связанной водой, обладает, таким образом, особыми способностями к растворению рудных компонентов. На это обратили внимание А. И. Тугаринов (1963), Н. Г. Судовиков (1964), В. С. Домарев (1967), Я. Н. Белевцев (1969), Д. П. Сердюченко (1971) и многие другие исследователи. В качестве дополнительного вклада в их теоретические построения здесь можно рассматривать представление о закономерном характере чрезвычайно высоких концентраций растворенных компонентов в метаморфогенных растворах и, как следствие, об очень небольшом объеме воды, необходимом для формирования рудообразующих растворов, который в полной мере обеспечит процессы обезвоживания, сопровождающие метаморфизм пород даже на глубоких стадиях его проявления. С этой точки зрения, опасения Гаррелса о «Средиземном море воды», потребном для формирования обычной сульфидной жилы, могут представлять лишь исторический интерес.

В заключение рассмотрим вопрос о том, сохраняются ли особые свойства воды метаморфогенных растворов при их перемещении в направлении зон разгрузки. При этом, естественно, имеется в виду, что радиус поровых и капиллярных пространств не превышает величины дальнего действия поверхностных сил, т. е. измеряется по крайней мере десятными долями микрометра. Определенный ответ на этот еще очень мало разработанный вопрос можно найти в имеющихся данных по массопереносу в поле поверхностных сил вмещающих минеральных систем; правда, эти данные в основном касаются перемещения полярных органических жидкостей.

Как указывает Н. В. Чураев (1973), одним из следствий искажения структуры жидкости под действием поверхностных сил является понижение удельной энтальпии ( $\Delta H < 0$ ) в граничных слоях по сравнению с объемной жидкостью, где  $\Delta H > 0$ . Если под влиянием градиента давления вызывается перемещение граничных слоев жидкости вдоль поверхности связывания, то за счет тепла, поглощенного и выделенного на границах поры или капилляра, неизбежно должна проявляться разность в температуре. Прямыми измерениями, проведенными при течении полярной жидкости через пористое стекло, эта разность температур была зафиксирована; неполярные жидкости, не образующие граничных слоев, такого эффекта не дают. Еще ранее к аналогичным

выводам о «структурной памяти» полярных жидкостей при их перемещении в тонких слоях пришли Дебай и Клеелланд (Debye, Clelland, 1959), изучавшие движение жидких полярных углеводородов через пористое стекло.

Таким образом, при перемещении приповерхностных слоев жидкости их структурные особенности, по отношению к объемной жидкости, не исчезают, т. е. особые свойства, связанные с пребыванием молекул полярной жидкости в поле поверхностных сил, должны сохраняться. Для случая метаморфогенных рудообразующих растворов это означает, что при перемещении в направлении зон разгрузки они должны сохранять свою особую способность к растворению рудных компонентов. Потерю этой способности и одновременное выпадение рудных компонентов в твердую фазу следует ожидать на тех участках, где размеры поровых и капиллярных пространств превысят величину дальнего действия поверхностных сил и где водная составляющая раствора претерпит структурный скачок, т. е. на участках разломов, зон повышенной трещиноватости, сорванных контактов и др.

Следует также учитывать возможность совершенно иного механизма массопереноса метаморфогенных растворов в условиях малых размеров поровых и капиллярных пространств, что вытекает из законов гидродинамики, устанавливаемых для макрообъектов. По данным Н. В. Чураева (1973), при приближении жидкой прослойки к толщине слоев с пониженной энтальпией, т. е. с искаженной структурой, термоосмотический поток должен менять направление; в тонких пленках размером в сотни ангстрем экспериментально наблюдался перенос в сторону более высоких температур.

### Выводы

1. Связанная вода горных пород является основным источником метаморфогенных вод. Особое состояние ее молекул в поле поверхностных сил вмещающих пород обеспечивает неаддитивность ее растворяющих свойств свойствам воды в объеме, а это, в свою очередь, определяет возможность образования в метаморфогенных водах исключительно высоких концентраций растворенных компонентов. Поэтому для формирования рудообразующих растворов достаточно небольшого объема воды, который в полной мере может обеспечить обезвоживание, сопровождающее метаморфизм пород даже на глубоких стадиях его проявления.

2. Неаддитивная способность метаморфогенной воды к растворению компонентов сохраняется при ее перемещении в направлении зон разгрузки, пока она не попадает в пространства, размеры которых превышают величину дальнего действия поверхностных сил.

## Литература

- Андреев С. Н., Смирнова М. Ф. К вопросу о состоянии молекул воды в гидратных оболочках ионов.— Ж. физ. хим., 1972, № 7.
- Белевцев Я. Н. Главнейшие проблемы эндогенного рудообразования.— Геол. ж., 1969, № 2.
- Блох А. М. О соответствии свойств связанной воды воде при повышенных температурах.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Гозишвили В. Г., Хундадзе А. Г., Политова Ю. В., Урушадзе В. В. Значение граничного слоя раствора в морденит-анальцимовом отношении.— Геохимия, 1973, № 10.
- Гольдштейн И. П., Перепелкова Т. И., Гурьянова В. Н., Кочешков К. А. Полярность и прочность межмолекулярных связей.— Докл. АН СССР, 1972, 207, № 3.
- Дерягин Б. В. Поверхностные слои и их влияние на свойства водородных систем.— В кн.: Исследования в области поверхностных сил. Изд-во АН СССР, 1961.
- Дерягин Б. В. Двух- и трехмерные аспекты поверхностных явлений.— В кн.: Исследования в области поверхностных сил. «Наука», 1964.
- Дерягин Б. В., Зорин З. М., Лапугина И. П. и др. Исследования состава модифицированной воды методом электронного зонда.— Докл. АН СССР, 1973, 209, № 1.
- Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании.— Сов. геология, 1967, № 4.
- Киселев А. В., Лыгин В. И. Инфракрасные спектры поверхностных соединений и адсорбированных веществ. «Наука», 1972.
- Киселев В. Ф. Поверхностные явления в полупроводниках и диэлектриках. «Наука», 1970.
- Лиопо В. А., Перевертаев В. Д., Тимошенко Г. Т. и др. Молекулярное упорядочение в водной пленке под действием поверхности кристаллов слюды.— Ж. физ. хим., 1975, 49, № 11.
- Макагун В. Н., Щегров Л. Н. Состояние воды в неорганических кристаллогидратах и особенности реакций их дегидратации.— Усп. хим., 1972, 41, вып. 11.
- Сердюченко Д. П. Условия образования метаморфизованных месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. «Наукова думка», 1971.
- Сипягин В. В., Чернов А. А., Федин Э. И., Окулевич П. О. Температурная зависимость подвижности протонов в тонких адсорбционных пленках на гранях монокристаллов  $KClO_3$  и  $NaNO_2$ .— Докл. АН СССР, 1975, 224, № 4.
- Соколов Н. Д. Водородная связь.— Ж. Всес. хим. об-ва, 1972, 17, № 3.
- Спицын В. И., Глазунов М. П., Муляр В. М. и др. Исследование аномальной воды методом нейтронно-активационного анализа.— Докл. АН СССР, 1972, 202, № 1.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Тausон Л. В., Студеникова З. В. Закономерности распределения свинца, цинка и молибдена в изверженных горных породах.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемами петрогенезиса. Изд-во АН СССР, 1959.
- Трошин В. П., Звягина Э. В. Роль гидратации катионов при аномальном движении иона гидроксила в растворах  $KOH$ ,  $NaOH$ ,  $LiOH$ .— Докл. АН СССР, 1973, 213, № 4.
- Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Чураев Н. В. Влияние поверхностных сил на движение жидкости в пористых средах.— В кн.: Успехи коллоидной химии. «Наука», 1973.
- Эйгелес М. А., Моисеев Б. М., Блох А. М. и др. О далекодействующем влия-

- нии поверхностных сил минеральных систем.— В кн.: Поверхностные силы в тонких пленках и дисперсных системах. «Наука», 1972.
- Bandekar J.* Bond energy of water.— *Spectrosc. Lett.*, 1972, 5, № 12.
- Debye W. C., Cleland R. L.* Flow of liquid hydrocarbons in porous vycor.— *J. Appl. Phys.*, 1959, 30, № 6.
- Clifford J.* Properties of water in capillaries and thin films. *Water. Compr. Treat. Vol. 5.* N.-Y.— L., 1975.
- Hamilton W. C., Ibers J. A.* Hydrogen bonding in solids. *Methods of molecular structure determination (Frontiers in chemistry)*. N.-Y., 1968.
- Kollman P. A., Allen L. C.* The theory of the hydrogen bond.— *Chem. Rev.*, 1972, 72, № 3.
- Lemberg H. L., Stillinger F. H.* Central-force model for liquid water.— *J. Chem. Phys.*, 1975, 62, № 5.
- Lippincott E. R., Stromberg R. R., Grant W. H., Cessac C. L.* Polywater.— *Science*, 1969, 164, № 3887.
- Lundgren J.-O.* Hydrogen bond studies. 82. Diffraction studies of the hydrogen proton in solids.— *Acta Univ. upsal. Abstrs Uppsaba Diss. Fac. Sci.*, 1974, № 271.

# Геолого-геохимические условия образования и размещения метаморфогенных месторождений

Н. П. ГРЕЧИШНИКОВ, В. А. ЗИНЧЕНКО,  
О. А. КРАМАР, Г. В. ТОХТУЕВ

## Влияние структуры и состава пород на локализацию рудного вещества при метаморфизме

### Железорудные месторождения

Образование и размещение докембрийских железных руд Украины тесно связаны со структурами различных порядков и типов, составляющих основу структуры рудного поля, месторождения и отдельных рудных тел. Наиболее изучены структуры рудных полей Криворожского бассейна (Семененко, 1946; Белевцев и др., 1957). Криворожский синклиниорий состоит из группы сопряженных складок II порядка, каждая из них является структурной основой отдельного рудного поля, отличающегося не только структурой, но и составом пород, минеральным типом руд, степенью метаморфизма, интенсивностью развития глубинной зоны окисления и др. Крупное по масштабам оруденение — Саксаганское рудное поле размещается в пределах Саксаганской синклинали и антиклинали, осложненных одноименным продольным надвигом и различными структурами высших порядков. Для него характерны низкая степень метаморфизма (в основном зеленосланцевая фация) и исключительно интенсивное развитие зоны окисления, распространяющейся на глубину свыше 3 км.

Саксаганское рудное поле состоит из девяти месторождений, вытянутых в виде прерывистой цепи протяженностью около 40 км. Каждое месторождение представляет собой узел поперечных складчато-разрывных деформаций восточного крыла или шарнира Саксаганской синклинали. Узел состоит из крупных складчатых или флексурных изгибов, которые сопровождаются мелкой складчатостью, будинажем, разрывными тектоническими смещениями и др. Большинству месторождений свойственны явления сжатия железистых толщ 5, 6 и других железистых гори-

зонтов в пределах узлов деформации, что приводит к уменьшению их мощности в местах интенсивного оруденения. Установлена тектоническая природа образования участков уменьшенной мощности, и они отнесены к структурам будинажа. В процессе формирования межбудинных пережимов кварц становился неустойчивым в зонах высокого давления, легко растворялся и выносился метаморфическими растворами, в результате чего в межбудинных пережимах возникали рудные тела (Тохтуев, 1958). Подобный механизм образования богатых железных руд широко распространен и, по-видимому, не был единственным. Почти повсюду прослеживается обратная зависимость между мощностью железистого пласта и коэффициентом оруденения. Процессы будинирования играли большую роль в формировании поперечных узлов деформации и локализации в них железных руд. Размеры будин 100—900 м, мощность в пережимах уменьшается на 25—50%.

Рудные залежи в месторождениях Сакаганского района контролируются разнообразными структурами: складками и флексурами различных типов и порядков, тектоническими разрывами разных направлений, зонами развития межбудинных пережимов, трещиноватостью и др. Наиболее важное значение имеют следующие структурные типы рудных тел: 1) в шарнирах синклинальных складок; 2) контролируемые поперечной открытой складчатостью; 3) приуроченные к границе зоны мелких изоклинальных складок; 4) связанные с флексурными изгибами по простиранию и падению; 5) в межбудинных пережимах железистых пластов; 6) в зонах развития поперечных и диагональных смещений; 7) в зонах продольных надвигов и сбросов; 8) в зонах развития внутри- и межпластовой брекчий; 9) в зонах сгущения поперечной трещиноватости; 10) в узлах пересечения двух систем трещин скальвания.

В Галещинском месторождении Кременчугского железорудного района руды контролируются структурами будинажа, реже флексурными изгибами по простиранию. Установлены высокая изменчивость мощности железистых пластов и обратная корреляция мощности с коэффициентом оруденения, как и в Криворожском бассейне. Длина будин 300—1000 м, мощность 80—120 м, в пережимах 50—80 м. Линейно вытянутые будины ориентированы диагонально к простиранию крупных складчатых структур, поэтому будинаж хорошо прослеживается как в горизонтальных, так и в вертикальных сечениях железистых пластов.

Для месторождений Белозерского железорудного района характерны три типа рудоконтролирующих структур: 1) структуры будинажа; 2) открытые поперечные складки; 3) флексурные изгибы. Рудные залежи Южно-Белозерского месторождения приурочены главным образом к зонам сжатия железистого пласта с резким уменьшением мощности. Так, южная часть месторождения, где оруденение захватывает весь железистый пласт, нахо-

дится в пределах флексурного изгиба и характеризуется уменьшением мощности в 3 раза, что обусловлено не только будинированием, но и растяжением крыла флексуры. На Переверзевском месторождении, примыкающем с юга к Южно-Белозерскому, установлена прерывистая цепь участков сжатия с уменьшенной мощностью пласта; к этим участкам приурочено более интенсивное оруденение. Длина макробудин 300—1300 м, межбудинные участки имеют резкие, реже плавные переходы к будинам и значительно длину по простираанию (100—500 м). Местами здесь наблюдаются специфические веерообразные формы выклинивания рудных тел по простираанию, весьма характерные для межбудинных залежей. Наряду со структурами будинажа рудоконтролирующими иногда служат открытые поперечные складки различных порядков. На Северном месторождении Белозерского района также наблюдается закономерная приуроченность руд к зонам сжатия, что свидетельствует о ведущей роли структур будинажа в локализации оруденения.

Литологические факторы локализации метаморфогенного оруденения также устанавливаются довольно отчетливо на многих железорудных месторождениях Украинского щита. Характерна приуроченность железных руд к наиболее благоприятным для оруденения железистым породам — тонкопелосчатым бессиликатным джеспилитам, состоящим из рудных (магнетит, мартит, гематит) и полурудных (то же + кварц) слоев, безрудные слои в них отсутствуют. Например, 5 железистый горизонт в средней железорудной свите Кривого Рога: в Галещинском месторождении Кременчугского района наиболее рудоносна 2 подсвита. Литологический состав этой подсвиты также биминеральный (рудно-кварцевый) и в сочетании с благоприятными структурами способствует образованию в ней залежей богатых железных руд.

Менее благоприятны для оруденения силикатно-магнетитовые кварциты, однако и они иногда оруденевают, например, хлорит-магнетитовые кварциты 4 железистого горизонта Саксаганского района Кривбасса, в которых известны залежи первично-магнетитовых руд в пределах рудника им. Кирова. Севернее богатые руды в породах 4 железистого горизонта не обнаружены. По-видимому, это объясняется изменением литологического состава железистых кварцитов — значительным увеличением силикатной составляющей. Во всех других железорудных районах Украинского щита железные руды возникают преимущественно в бессиликатных или малосиликатных железистых кварцитах.

Таким образом, в процессе метаморфогенного рудообразования существенную, а нередко и определяющую роль играли структурные и литологические факторы локализации богатых железных руд. Структуры, возникавшие одновременно с метаморфизмом, становились рудовмещающими, если они деформировали породы, литологически благоприятные для образования и локализации оруденения.

## Урановые месторождения

Среди докембрийских урановых месторождений выделяются два класса: ультраметаморфические и метаморфогенные. В ультраметаморфических по способу отделения, перемещения и отложения рудного вещества различаются подклассы пегматитовых и плутоно-гидротермальных месторождений. В метаморфогенных выделяются подклассы метаморфических и метаморфизованных месторождений.

Среди ультраметаморфических докембрийских месторождений урана большую ценность представляют плутоно-гидротермальные; пегматитовые практического интереса не представляют. В подклассе плутоно-гидротермальных месторождений выделяются натриево-урановая и «пятиэлементная» формации. Натриево-урановая формация объединяет группу месторождений урана, для которых характерна тесная связь урановой минерализации с натриевыми метасоматитами (Гречишников и др., 1968; Казанский и др., 1968; Векс, 1969). Рудные тела месторождений этой формации имеют линзо-, пласто- и столбообразную формы с прожилково-вкрапленным распределением урана. К «пятиэлементной» уранорудной формации относятся месторождения с жильной формой рудных тел: Эльдорадо, район Большого Медвежьего озера; Эйс-Фей, район озера Атабаска и др. (Котляр, 1961; Векс, 1969 и др.). Урановая минерализация в виде прожилков совместно с сульфидами, арсенидами и другими рудными минералами на этих месторождениях часто развивается в окварцованных породах.

Среди метаморфических месторождений выделяется группа месторождений, образующих медно-урановую формацию, например Рам Джангл, Шинколобве и др. (Котляр, 1961 и др.). Урановые руды на месторождениях этой формации образуют пласто- и линзовидные рудные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, и часто контролируются субсогласными зонами дробления. Рудная минерализация в залежах вкрапленного и прожилкового характера.

К метаморфизованным относятся месторождения золото-урановой формации, связанные с древними конгломератами, например Блайнд Ривер, Витватерсранд и др. (Безгубов и др., 1963 и др.). В пластообразных телах этих месторождений урановая минерализация в виде тонкой вкрапленности распределяется в цементе конгломератов.

Ниже рассмотрены особенности проявления структурных и литологических факторов при образовании месторождений натриево-урановой, «пятиэлементной», медно-урановой и золото-урановой формаций.

**Структурные факторы.** Месторождения натриево-урановой формации образуют протяженные рудные зоны, приуроченные к глубинным разломам и приразломным прогибам, которые рас-

положены в экзоконтактах крупных массивов аллохтонных гранитоидов. Структуры, определяющие локализацию месторождений урана натриево-урановой формации в пределах рудных зон, подразделяются на две группы: с преобладающим влиянием складчатых форм и с преобладающим влиянием разрывных нарушений (см. таблицу).

**Классификация рудоконтролирующих структур месторождений натриево-урановой формации**

Рудные зоны	Рудные поля	Месторождения	Рудные тела	Урановая минерализация
Синклинозные зоны	Складчатые сжатые синклинальные складки	Складчатые замковые части и крылья сжатых синклинальных складок	Складчатые изгибы, осложняющие крылья складок	Микроскладчатость, рассланцевание
Зоны разломов	открытые флексурные складки	крылья открытых синклинальных складок	мелкие флексуры	Участки развития катаклизмов, милонитов, брекчий
	Разрывные участки разветвления разрывных нарушений	Разрывные сопряжения основных разломов с оперяющими нарушениями серии параллельных трещин скалывания	Разрывные сопряжения основных и оперяющих нарушений приоткрывания нарушений в участках искривления	
		пересечения разнонаправленных разломов	участки катаклазированных пород между нарушениями	

Среди рудолокализирующих структур первой группы выделяются два типа: 1) замковые части и крылья крутопадающих сжатых синклинальных складок, осложненных продольными полойными и поперечными разрывными нарушениями; 2) крылья открытых крутопогружающихся синклинальных складок, осложненных продольными и поперечными нарушениями.

В группе разрывных структур, контролирующей размещение урановых месторождений, можно выделить три типа: 1) сопряжения основных зон разломов с оперяющими разрывными нарушениями; 2) пересечения разнонаправленных разломов; 3) серии параллельных трещин скалывания.

Основной рудоконтролирующей структурой одного из месторождений натриево-урановой формации (рис. 1) является сопряжение субмеридионального крутопадающего на восток основного разлома с оперяющими его с запада зонами разрывных нарушений северо-западного простираения, возникшими на участке искривления основной зоны разлома и осложненными, в свою очередь, более мелкими оперяющими трещинами. Рудные залежи месторождения вытягиваются вдоль крупных зон оперяющих разрывных нарушений, а также размещаются в блоках

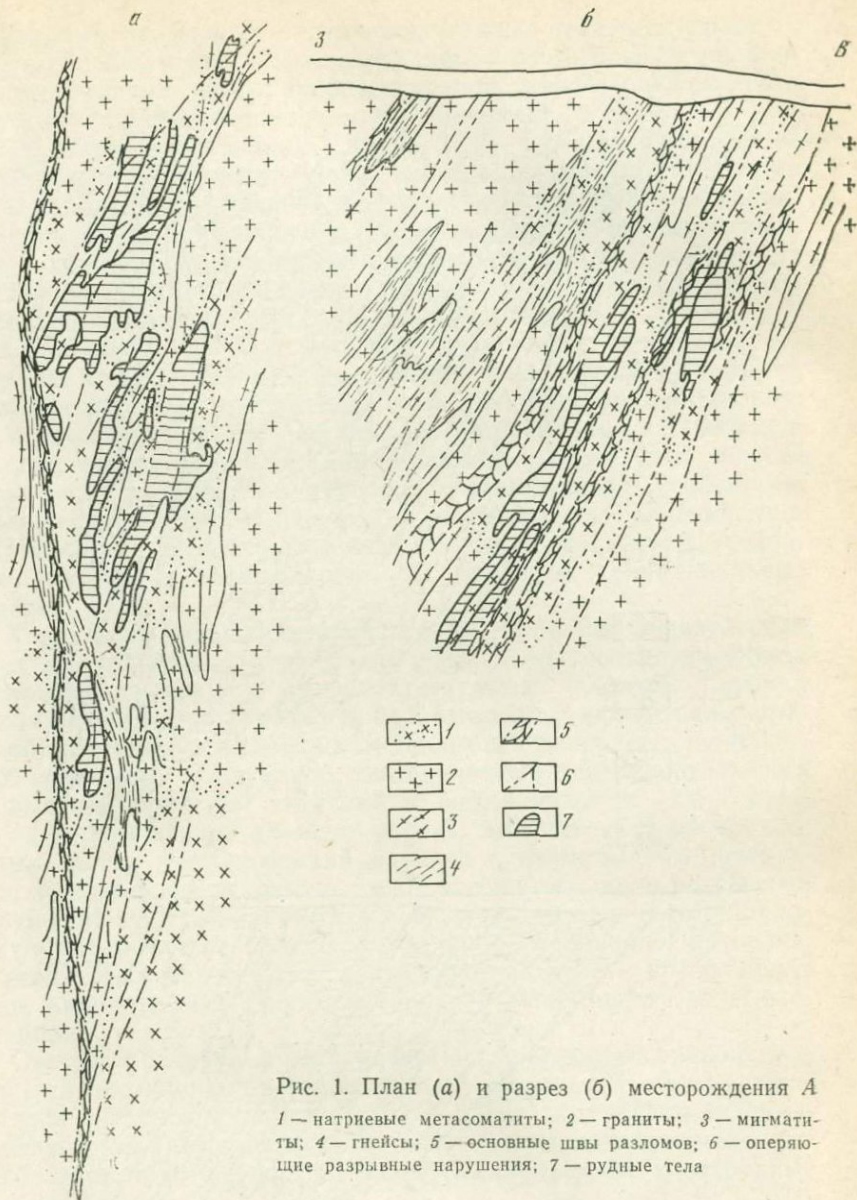


Рис. 1. План (а) и разрез (б) месторождения А  
 1 — натриевые метасоматиты; 2 — граниты; 3 — мигматиты; 4 — гнейсы; 5 — основные швы разломов; 6 — оперяющие разрывные нарушения; 7 — рудные тела

трещиноватых, катаклазированных альбититов, заключенных между ними. Рудоконтролирующей структурой другого месторождения (рис. 2) также является сопряжение зоны сложно построенного крутопадающего на запад разлома северо-западного простирания с оперяющими его с востока зонами субмери-

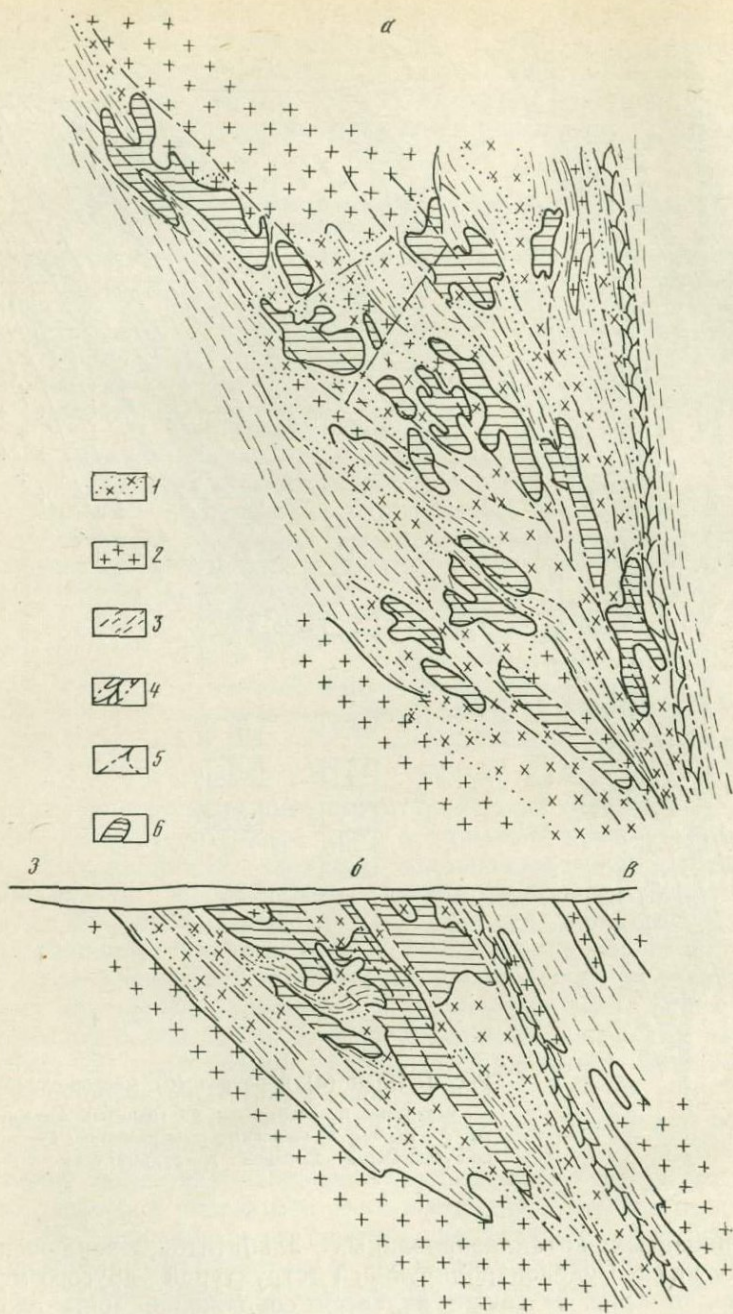


Рис. 2. План (а) и разрез (б) месторождения Б

1 — натриевые метасоматиты; 2 — граниты и метасоматиты; 3 — гнейсы; 4 — основные швы разломов; 5 — оперяющие разрывные нарушения; 6 — рудные тела

диональных разрывных нарушений. Рудные тела, как правило, тяготеют к зонам разрывных нарушений и размещаются лишь на участке, ограниченном с запада основной зоной разлома, а с востока — крайним оперяющим нарушением.

Из приведенных данных видно, что рудоконтролирующие структуры этих двух месторождений однотипны и различаются лишь направлением падения основных зон разломов — на восток или на запад. Оперяющие разрывные нарушения, определяющие положение рудных залежей в пределах охарактеризованных месторождений, размещаются в лежащем боку основных зон разломов, образуя структуры типа «конского хвоста».

Среди структур, контролирующих размещение отдельных рудных тел, можно выделить две группы: складчатые и разрывные. Складчатые структуры представлены дополнительными изгибами, осложняющими крылья синклинальных складок, а также мелкими флексурными складками. Разрывные структуры: участки сопряжения разрывных нарушений с оперяющими трещинами, пересечения разрывных нарушений различных направлений, приоткрывания отдельных нарушений в местах искривлений, послонные разрывы, возникающие на крыльях синклинальных складок.

Характером поведения структур на глубине в значительной мере определялись вертикальный размах оруденения, глубина распространения руд и морфология рудных залежей. Глубина выклинивания рудных залежей на месторождениях натриево-урановой формации от поверхности докембрия колеблется от 400 до 1200 м и более. С глубиной благоприятные для рудоотложения разрывные структуры затухают и выклиниваются. Зоны катаклаза и повышенной трещиноватости, имеющие в приповерхностных частях месторождений близкие к изометричным очертания, на глубине переходят в узкие, вытянутые вдоль разрывных нарушений зоны. Меняется и характер тектонитов: если в приповерхностных частях больше развиты брекчирование, катаклаз, мелкая трещиноватость, то в прикорневых частях преобладают зоны милонитизации, рассланцевания и маломощные зоны скалывания.

Степень предрудной тектонической проработки альбититов существенно влияет на интенсивность оруденения: как правило, богатое оруденение занимает внутреннюю, интенсивно катаклазированную и трещиноватую часть зоны тектонически измененных альбититов, а на периферии развиты слаборудные и безрудные альбититы.

Рудокализирующими структурами месторождений «пятиэлементной» формации преимущественно являются крупные разломы и сопровождающие их параллельные и оперяющие серии трещин. Рудные тела жилообразной формы приурочены в большинстве случаев к оперяющим и параллельным сериям трещин, но иногда размещаются и в основных зонах разломов.

В локализации и распределении урановой минерализации внутри рудных тел основную роль играют зоны брекчирования, милонитизации и интенсивного развития трещин скальвания, в которых урановые минералы совместно с другими рудными и нерудными минералами образуют ветвистые прожилки и реже тонкую вкрапленность, а также цементируют участки развития брекчий.

Пласто- и линзообразные урановорудные тела в пределах месторождений медно-урановой формации часто размещаются в согласных с вмещающими породами зонах развития трещин скальвания и брекчий, которые являлись благоприятными структурами для отложения урановой минерализации из метаморфических растворов. В некоторых рудопроявлениях жилообразные тела с прожилковой урановой минерализацией приурочены к зонам развития субсогласных трещин скальвания и брекчий. Предполагается, что урановая минерализация в этих трещинах и зонах брекчий образовалась за счет перераспределения урана при метаморфизме пород, первоначально обогащенных ураном.

Месторождения золото-урановой формации, связанные с докембрийскими толщами переслаивания конгломератов и песчаников, представлены пластообразными урановорудными залежами. В размещении последних структурный контроль не играет какой-либо роли. При образовании этих месторождений основное значение имеют палеогеографические и литолого-фациальные факторы, обуславливающие накопление урана в пластах конгломератов. Впоследствии пласты ураноносных конгломератов участвуют на ряде месторождений в складчатости и разбиваются разрывными нарушениями, однако при этом накопление урана не происходит.

**Литологические факторы.** В качестве основного литологического рудоконтролирующего фактора месторождений натриево-урановой формации выступает избирательная приуроченность уранового оруденения к натриевым метасоматитам — альбититам. Связь оруденения с метасоматитами объясняется общностью источников растворов и эволюцией их в ходе стадийного минералообразования, а также благоприятными физико-механическими и химическими свойствами альбититов. Повышенная проницаемость альбититов и присутствие в них темноцветных минералов с двухвалентным железом создавали оптимальные условия для рудоносных растворов и отложения минералов.

Месторождения «пятиэлементной» формации размещаются в метааргиллитах, кварц-сланцевых сланцах и гнейсах, обогащенных тонкораспыленными графитом и углистым веществом, а также в железистых кварцитах и в зонах контактов железистых кварцитов и диабазов. Приуроченность рудных тел на месторождениях этой формации к породам, обогащенным тонкораспыленными графитом и углистым веществом, а также двухвалентным железом, позволяет предполагать, что значительную роль в

рудотложении урана играли литологические особенности пород, в частности их химические свойства, способствовавшие восстановлению шестивалентного урана до четырехвалентного и выпадению его из растворов.

Немаловажное значение имели и физико-механические свойства пород. Об этом свидетельствует приуроченность рудной минерализации в большинстве случаев к окварцованным породам. Зоны окварцевания служили благоприятной средой для рудотложения вследствие высокой хрупкости и предрасположенности к образованию участков повышенной трещиноватости и брекчирования. В этом проявился их своеобразный литологический и в то же время структурный контроль.

Пластообразные урановорудные формации во многих случаях приурочены к толщам темно-серых слюдястых, графитовых и углистых сланцев, переслаивающихся с доломитами или кварцитами, а также иногда к согласным зонам развития «кварц-гематитовой брекчии». Можно предполагать, что приуроченность урановорудных пластов к графитовым и углистым сланцам, а также к «кварц-гематитовой брекчии» объясняется способностью этих пород восстанавливать уран до четырехвалентного, что обусловило его выпадение в осадок из метаморфических растворов, проникавших в пласты этих пород по субсогласным зонам дробления и брекчирования.

Характерной особенностью месторождений золото-урановой формации является приуроченность урановой минерализации к пластам конгломератов, обогащенных органическим веществом. Тесная парагенетическая связь урановых минералов с сульфидами железа и органическим веществом характерна для руд, образующихся в резко восстановительной обстановке, которая в морских бассейнах, как известно, могла возникнуть лишь при диагенезе илов. Литологические факторы образования месторождений золото-урановой формации были проявлены в период седиментации и диагенеза осадков и способствовали накоплению урана в них из иловых вод морских бассейнов.

Приведенные выше данные позволяют заключить, что структурные и литологические факторы в локализации урана при образовании ультраметаморфических, метаморфических и метаморфизованных месторождений имели неодинаковое значение.

Весьма велика роль структурных и литологических факторов при формировании ультраметаморфических месторождений натриево-урановой и «пятиэлементной» формаций, которые образовались при подъеме рудных растворов по зонам разломов и отложении рудной минерализации в структурных ловушках благоприятных по химическим и физико-механическим свойствам пород в верхних частях земной коры.

Значительную роль структурные и литологические факторы играли при образовании метаморфических месторождений медно-урановой формации. Здесь непромышленные концентрации

урана возникали в основном в процессе седиментогенеза и диагенеза, а затем при метаморфизме перераспределялись внутри толщи пород, локализуясь в благоприятных по литологическому составу породах, а также в субогласных разрывных структурах.

При образовании метаморфизованных месторождений золотоурановой формации урановая минерализация в основном формировалась в процессе накопления и диагенетического преобразования осадков. При метаморфизме происходило лишь незначительное перераспределение урана внутри рудосодержащих пластов. Структурные факторы при образовании этих месторождений не играли какой-либо роли, а литологические проявлялись лишь в стадию диагенеза.

Таким образом, изложенный материал дает основание считать, что рассмотрение структурных и литологических рудоконтролирующих факторов может оказать существенную помощь при решении вопроса о генетическом типе того или иного месторождения, в частности при выделении ультраметаморфических, метаморфических и метаморфизованных месторождений.

#### Литература

- Безгубов А. И., Бывших Ю. И., Дементьев П. К. и др. Уран в древних конгломератах. Госатомиздат, 1963.
- Белевцев Я. Н., Бура Г. Г., Дубинкина Р. П. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Изд-во АН УССР, 1957.
- Гречишников Н. П. и др. Структурные условия локализации одного из типов урановых рудопоявлений в докембрийских породах.— Геол. ж., 1968, 28, вып. 1.
- Казанский В. И., Крупеников В. А., Омеляненко Б. И., Прусс А. К. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 1.
- Котляр В. Н. Геология месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1961.
- Семененко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Изд-во АН УССР, 1946.
- Тохтуев Г. В. О приуроченности некоторых рудных залежей Кривого Рога к структурам будинажа.— Докл. АН УССР, 1958, № 12.
- Beck L. S. Uranium deposits of the Athabasca region Saskatchewan.— Dep. Min. Res. Report, 1969, № 126.

## Роль региональных тектонических структур в образовании и размещении метаморфогенных месторождений железа

Наиболее типичной и многочисленной группой метаморфогенных месторождений, несомненно, являются железорудные месторождения раннего докембрия. С удивительным постоянством и последовательностью главные черты их строения и металлогении повторяются на всех докембрийских платформах и щитах. В большинстве случаев, включая и крупнейшие, мирового значения рудные бассейны, они возникли в нижнем протерозое — в интервале времени 2700—1900 млн. лет.

Почти все месторождения железистых кварцитов приурочены к своеобразным синклиналильным или моноклиналильным формам. В метаморфогенных месторождениях железистых кварцитов, как и в большинстве других метаморфогенных месторождений, рудные тела представляют собой пластообразные залежи, контролируемые складчатой структурой. Они наследуют формы метаморфизованного субстрата.

Рассмотрим наиболее актуальные проблемы региональной структуры железорудных металлогенических областей и металлогенических зон. При этом не будем затрагивать относительно малые складчатые формы — поперечные изгибы, флексуры и другие тектонические элементы, контролирующие залежи богатых железных руд, поскольку они уже достаточно хорошо освещены в литературе (Акименко и др., 1957; Белевцев, 1961; Геология Криворожских..., 1962 и др.).

**Структурно-тектонические элементы высшего ранга.** Под региональными структурами высшего ранга мы понимаем наиболее крупные тектонические элементы, которые возникли в самом раннем докембрии, поэтому их можно считать изначальными. Наиболее древняя формация, слагающая основание этих элементов, — спилит-диабазовая; возраст ее (около 3500 млн. лет) отвечает возрасту земной коры. Это протоплатформенные и протогоесинклиналильные геоблоки, ограниченные древнейшими глубинными разломами. Они развивались на протяжении архея — нижнего и среднего протерозоя. Время завершающей складчатости в протогоесинклиналильных зонах — большей частью средний протерозой, а в протоплатформенных блоках время автономной активизации, сопровождавшейся складчатостью, — средний и верхний протерозой. Важно отметить, что подлинная железисто-кремнистая формация приурочена к относительно узким протогоесинклиналильным зонам: Криворожской, Кольской, Карельской, Верховцево-Чертомлыкской, Конкско-Белозерской

и др. Протоплатформенные блоки — Беломорский, Кировоградский, Вольно-Подольский и др. — обычно не содержат джеспитовые формации.

В протогеосинклинали Большого Кривого Рога установлена закономерность, состоящая в том, что в краевых зонах залегает осадочный (криворожский) тип железисто-кремнистой формации, а во внутренних зонах — осадочно-вулканогенный. Между этими формациями существуют различные переходы, и их промежуточные разности образуют гомологические ряды. Эта общая закономерность свойственна и другим докембрийским щитам, в которых наиболее продуктивный криворожский тип железисто-кремнистой формации залегает в краевых зонах. Закономерности размещения формационных типов железисто-кремнистой формации нами рассмотрены ранее (Каляев, 1965, 1969; Каляев и др., 1972).

Раннепротерозойские складчатые зоны с железисто-кремнистыми формациями облекают архейские блоки. Однако нельзя считать, что первые — исключительно протерозойские образования, а вторые консолидированы в архее. Фактически устанавливается, что те и другие являются изначальными, отличаясь лишь степенью тектонической подвижности и набором формационных типов. При этом архейско-раннепротерозойские зоны завершили геосинклинальное развитие позднее — в среднем протерозое и содержат также послепалеозойские формации.

Железорудными металлогеническими областями в пределах Восточно-Европейской платформы являются Большой Кривой Рог и КМА. Строение и пространственное размещение главных структурно-формационных зон в этих металлогенических областях одинаковы. В целом они построены антиклинорно, имеют центральное геоантиклинальное поднятие и, кроме того, две краевые зоны.

В геосинклинальной системе КМА центральное поднятие образовано Курским антиклинорием, а краевые зоны — Белгород-Михайловской и Старооскольской синклинорными зонами. В Курском антиклинории, еще мало изученном, железистые кварциты находятся в гнейсах обоянской серии архейского возраста. В краевых же зонах — Белгород-Михайловской и Старооскольской — месторождения железистых кварцитов приурочены главным образом к средней железорудной свите курской серии. Система Большого Кривого Рога тоже симметричного строения: осевая зона симметрии приходится на Сурско-Томаковскую зону, и по обе стороны расположены бипары антиклинальных и синклинальных зон, затем следуют краевые зоны — Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская.

Срединные массивы, разделяющие геосинклинальные ветви, тоже построены антиклинорно, и их формирование связано с этапами автономной тектоно-магматической активизации в среднем протерозое. В осевых зонах здесь залегают крупные масси-

вы гранитов рапакиви и гранитоидная щелочная формация. Такое ярко выраженное антиклинорное строение имеет Кировоградский блок. В срединных массивах или протоплатформенных блоках обычно нет джеспилитовой формации и, следовательно, месторождений железистых кварцитов, хотя в единичных случаях среди них встречаются наложенные парагеосинклинальные зоны с железисто-кремнистыми формациями незначительных мощностей, как, например, в Приазовском блоке.

Структурно-формационные зоны, вмещающие железорудные месторождения, хорошо выдержаны по простиранию, прослеживаются на сотни километров, поэтому закономерности их расположения являются исходными поисковыми критериями. Региональный план расположения самых крупных структурных элементов в пределах Европейской части СССР находит наиболее рациональное объяснение с позиций гипотезы новой глобальной тектоники.

В архее там, где формировалась Русская платформа, земная кора первоначально, вероятно, состояла из многочисленных, сравнительно небольших литосферных плит океанического типа или типа окраинных морей. Литосферные плиты в грубом приближении отвечали современным геоблокам: Курскому, Приднепровскому, Приазовскому, Беломорскому, блокам карельских и кольских карелид и др. Размеры их — около 180—300 км в поперечнике и значительно больше по длинной оси. На протяжении огромного промежутка времени от архея до среднего протерозоя вследствие протогеосинклинальных процессов океаническая кора этих плит была преобразована в континентальную. Примерно 1700—1600 млн. лет назад они «спаялись», образовав единую Русскую платформу — основу Европейского материка. Процесс сближения («стыкования») изначальных литосферных плит происходил в рифтовых областях, примерами трансформации которых являются дивергентно построенные системы Приднепровского и Курского мегаантиклинориев. Так, например, в Среднем Приднепровье ось архейского спрединга довольно определенно можно предполагать в срединной Сурско-Томаковской зоне (см. рисунок). Профиль ГСЗ (Соллогуб и др., 1972) выявил здесь наименьшую мощность земной коры в Украинском щите — около 30 км. По обе стороны от этой зоны мощности коры возрастают, достигая максимальных значений под краевыми кордильерами — около 65 км. Можно полагать, что именно между ними некогда находилась древнейшая рифтовая зона, а зоны возрастания мощностей коры являются архейскими прообразами зон субдукции. Утонение коры в срединной Сурско-Томаковской зоне вызвано не столько растяжением коры, сколько поднятием материала верхней мантии. Это поднятие могло быть вызвано протрузией ультрамафитов, подобно тому, как это предполагается в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (Сорохтин, 1974).

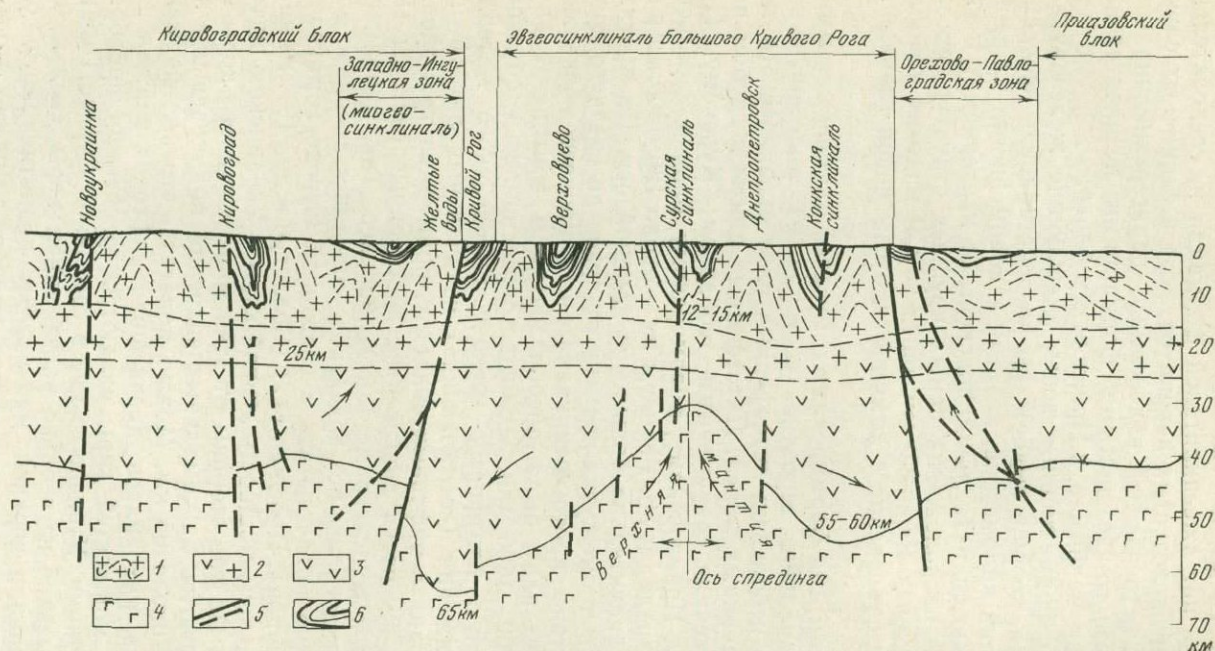


Схема строения земной коры центральной части Украинского щита. Геофизическая основа — сейсмический профиль по В. Б. Соллогубу и др. (1972)

- 1 — зеленосланцево-амфиболитовый слой (гранитовый);
- 2 — амфиболит-гранулитовый слой (гранито-базитовый);
- 3 — гранулитовый слой (базитовый);
- 4 — верхняя мантия — эклогитовый слой (ультрамафитовый);
- 5 — разломы;

- 6 — главные синклинорные формы в верхней части коры; стрелками показаны предполагаемые движения внутрикорового и мантийного материала на ранней стадии формирования континентальной земной коры

Предполагаемой гипотетической схеме развития этой территории отвечают закономерности расположения здесь метаморфических зон. В архейских рифтовых областях древнейшие амфиболиты по химическому составу полностью соответствуют океаническим толеитовым базальтам. Вместе с габброидами и замещающими амфиболиты плагиогранитами они образуют верхние части грубо стратифицированного разреза офиолитовых ассоциаций, отвечающих бывшей океанической коре. Таким образом, механизм замыкания древнейших эвгеосинклиналей заключается в том, что на их месте происходили процессы рифтинга с последующим наращиванием коры — преобразованием базальтового субстрата в амфиболиты, замещением последних плагиогранитами и появлением островодужных поднятий в зонах субдукции. Для архейских эвгеосинклиналей характерны сравнительно невысокие ступени метаморфизма — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая. По мере удаления от бывших рифтовых областей метаморфизм достигает амфиболитовой фации, в частности ее андалузит-силлиманитовой субфации. При этом возрастает значение калия, а в наиболее удаленных срединных зонах смежных протоплатформенных блоков впоследствии формировались существенно микроклиновые граниты, граниты рапакиви и гранитоидная щелочная формация.

Накопление железа происходило еще в начальных архейских прогибах. Здесь образовались прослои амфибол-магнетитовых кварцитов среди основных вулканитов. Однако подлинная джеспилитовая формация наиболее продуктивного осадочного типа образовалась позднее — в нижнем протерозое, после процессов плагиогранитного магматизма в соседних эвгеосинклинальных зонах. Железонакопление в нижнепротерозойской стадии происходило на внешних склонах развивающихся краевых кордильер и имело ритмично-флишoidalный характер. В это время образовались огромные по мощности железисто-кремнистые формации Кривого Рога и Кременчуга, представляющие собой по существу докембрийский флиш.

**Антиклинальные формы и их значение в образовании и размещении железисто-кремнистой формации.** Как уже отмечалось, месторождения железистых кварцитов приурочены к синклинорным зонам и синклинальным складкам. Однако невозможно понять закономерности их размещения, если рассматривать их изолированно, вне связи с антиклинальными формами, которые служат очагами или центрами гранитоидного магматизма. Массивы гранитоидов проявляли активность и были источником тех движений, которые приводили к складкообразованию. Процессы гранитизации могут выступать в качестве причины складчатости, а возникающие при этом антиклинальные и синклинальные формы обусловили тектонический рельеф докембрийской геосинклинальной системы. Гранитоиды не только активно воздействовали на обволакивающие их супракрустальные толщи и приводили к

формированию в них складчатости, но и вызывали региональный метаморфизм, преобразовавший первичные железисто-кремнистые осадки в магнетитовые кварциты.

Важнейшее значение имели краевые антиклинорные зоны, которые в совокупности представляют собой кордильеры, отделявшие внутренние зоны с их интенсивным основным вулканизмом от внешних зон, напоминавших послерифейские миогеосинклинали. Они обусловили коренное различие фаций краевых и внутренних зон. Первые лишены существенно вулканогенного материала. В них формировались наиболее продуктивные и мощные железисто-кремнистые формации криворожского типа. Яркими примерами таких краевых кордильер служат Саксаганско-Демурино-Пятихатская на западе и Камышевская на востоке в геосинклинальной системе Большого Кривого Рога.

**Синклинальные формы** представляют собой типичные формы глубинной складчатости, свойственной докембрийскому кристаллическому фундаменту. Обычно при рассмотрении глубинной складчатости обращают внимание только на антиклинальные формы — гранито-гнейсовые купола и валы, в то время как именно синклинальные формы, в частности межкупольные синклинали, тоже генетически связанные с процессами гранитизации, вмещают месторождения железистых кварцитов.

Формы синклиналей отражают характер складчатости фундамента. Они возникли не столько вследствие бокового сжатия, сколько в процессе вертикальных поднятий гранитоидов в смежных антиклинальных массивах. Синклинальные формы поэтому не имеют единого или ведущего простирания, а их ориентированные элементы совпадают по направлению с текстурными элементами в соседних гранитоидах. Это относится также и к элементам залегания слоистых тел железистых кварцитов. Ранее считались совершенно загадочными Галещинская, Горишнеплавнинская, Криворожская, Желтореченская, Ингулецкая и другие складчатые формы. Казались необъяснимыми так называемые хвосты, отходящие от меридиональных складок. Эти складчатые формы не представляют системы разновозрастных и пересекающихся складчатых элементов, как полагали ранее. Все разнообразие простираний этих складок и контролируемых ими толщ железистых кварцитов возникло вследствие единой и многофазной глубинной складчатости, связанной генетически с гранитизацией. Итак, расположение синклинальных и моноклинальных форм, контролирующих залегание толщ железистых кварцитов, генетически связано с положением смежных с ними гранитоидных тел и их формой в плане.

Синклинорные зоны были заложены в докембрии — около 3500 млн. лет назад. Вполне вероятно, что они возникли вдоль глубинных разломов. В этих зонах наблюдаются максимальные мощности спилит-диабазовой формации. Характерно, что мощности ее возрастают на север и на юг от щита — в направлении

Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин. Поэтому можно предположить, что еще в архее на месте этих впадин земная кора испытывала большее погружение, чем на территории нынешнего Украинского щита. Рудоносная джеспилитовая формация тоже имеет максимальные мощности именно в этих направлениях. Например, в Галещино она составляет 1500—1800 м, тогда как в Криворожской зоне — 1200 м.

Продуктивная толща железисто-кремнистой формации Криворога, КМА, кольских и карельских карелид нижнепротерозойского возраста возникла в интервале времени 2700—2000 млн. лет. С тех пор кристаллическое основание Украинского и Балтийского щитов, а также Воронежского массива подверглось срезу, вероятная глубина которого порядка 8—10 км. Каким образом уцелели складчатые формы, вмещающие железорудные месторождения? Ответ на этот вопрос заключается в истории развития главных синклинорных форм, и так как они являются необращенными, то были денудированы в основном антиклинальные формы, сложенные гранитоидами. Корни синклинорных структур находятся сейчас в местах раннедокембрийских максимальных прогибов. Это отчетливо устанавливается на основании анализа фаций и мощностей и может быть проиллюстрировано на компенсационных диаграммах (Каляев, 1965).

Синклинальные и моносинклинальные формы залегания железисто-кремнистых формаций образовались в процессе сложной истории развития докембрийского фундамента. В каждом отдельном случае эти формы могут найти объяснение, если учитывать общие черты формирования глубинной складчатости фундамента, историю его гранитоидного магматизма и индивидуальные особенности палеофациального развития структурно-формационной зоны и ее последующего денудационного среза.

## Литература

- Акименко Н. М., Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, 1957.
- Белевцев Я. Н. Структурные условия образования рудных месторождений. Изд-во АН УССР, 1961.
- Геология криворожских железорудных месторождений. Изд-во АН УССР, 1962.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. «Наукова думка», 1965.
- Каляев Г. И. Генетические типы джеспилитовой формации и их тектоническое положение в Украинском щите.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. «Наукова думка», 1969.
- Каляев Г. И., Крутиховська З. О., Жуков Г. В. и др. Тектоника Украинского щита. «Наукова думка», 1972.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований.— Геол. ж., 1972, 32, вып. 4.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. «Наука», 1974.

## Закономерности рудообразования метаморфизованных железных руд докембрия, связанные с литогенным этапом

В железисто-кремнистых формациях докембрия широко развиты железисто-кремнистые породы — железистые кварциты (роговики и джеспилиты), железистые сланцы и сланце-кварциты, относящиеся генетически к типу метаморфизованных железных руд. Они являются бедными легко- и труднообогатимыми рудами и служат материнскими вмещающими породами для богатых железистых руд. Метаморфизованные железные руды характеризуются разнообразием минеральных ассоциаций от сравнительно простых до весьма сложных, варьирующих в пределах структурно-фациальных зон, месторождений, участков, железорудных горизонтов, пластов и слоев. Изменение минеральных ассоциаций, состава минералов в изоморфных рядах, литогеохимические, текстурные и другие особенности обусловлены закономерностями рудообразования следующих этапов: литогенного, метаморфогенного прогрессивного и ретроградного, метасоматического гипогенного и постметаморфического гипергенного (коры выветривания). Все железисто-кремнистые образования докембрия, независимо от источника железа — терригенного, вулканогенного или аккумулярованного в океане в виде бикарбоната железа — прошли литогенный и низкотемпературный метаморфогенный этапы развития.

На всех стадиях метаморфогенного рудообразования, включая глубокие изменения в условиях гранулитовой фации, а также при диафорезе, метасоматозе и гипергенезе наследуются следующие главные закономерности и признаки осадочного этапа: диагенетическая (аутигенно-минералогическая) зональность, химический состав пород (при изохимически протекавшем метаморфизме) и текстуры.

### Унаследованная аутигенно-минералогическая зональность

Наиболее характерной особенностью строения железорудных образований докембрия является зональность, выражающаяся в закономерном изменении минералогических, петрографических и геохимических свойств железисто-кремнистых пород в нормальном разрезе пластов, горизонтов и свит.

Впервые закономерное изменение вещественного состава железистых пород в пределах каждого железорудного горизонта, отвечающего одному полному ритму осадконакопления, установлено и изучено Я. Н. Белевцевым (1946) в Криворожском бас-

сейне. В последующие годы зональному строению железорудных образований докембрия и их интерпретации были посвящены исследования Н. А. Плаксенко (1957, 1964; Плаксенко и др., 1967), Л. Я. Ходюш (1962, 1969<sup>1,2</sup>, 1971), Б. И. Пирогова (1962), И. Н. Бордунова (1964), Ю. Г. Гершойга (1964) и др. Теория зонального строения железорудных толщ разработана Н. М. Страховым (1962, 1963) и Н. А. Плаксенко.

Зональное строение железорудных горизонтов одни исследователи связывают с химически-осадочной дифференциацией в стадию седиментогенеза, другие — с аутигенным минералообразованием в стадию диагенеза осадков. Отдельные авторы зональное строение объясняют метаморфической дифференциацией или метасоматозом.

По Н. М. Страхову и Н. А. Плаксенко, зональное строение железорудных толщ обусловлено закономерным расположением аутигенных минералов железа в морском фаціальном профиле, образующихся при диагенезе осадков, и зависит от баланса органического вещества в иловых водах, который возрастает с глубиной в прибрежной части и уменьшается в пелагической. В прибрежной части накапливаются терригенные осадки безрудной фации, а в пелагической — железисто-кремнистые осадки рудной фации. В рудной фации аутигенно-минералогические зоны расположены в следующем порядке: зона силикатных и сидеритовых роговиков с пиритом — зона магнетитовых роговиков — зона гематитовых роговиков.

Изучение железорудных месторождений Украинского щита не только подтвердило наличие в железорудных толщах аутигенно-минералогической зональности, но и позволило расширить это учение с учетом новых фактических данных.

1. Аутигенно-минералогическая зональность характерна не только для железисто-кремнисто-сланцевой, но и для железисто-кремнисто-вулканогенной формаций. Сходное строение железорудных толщ наряду с одинаковым составом и текстурно-структурными особенностями железисто-кремнистых пород свидетельствует о единстве генезиса, в том числе и источника железа в обеих формациях. Железисто-кремнистые образования должны рассматриваться как хемогенно-осадочные железисто-кремнистые субфации вулканогенной и терригенной формаций.

Вулканогенные железисто-кремнистые формации отличаются сравнительно мелководным характером морских фаций в железисто-кремнистых субфациях, соответствующих силикатной, карбонатной, реже магнетитовой аутигенно-минералогическим зонам (Чертомлыкское месторождение, Сурская аномалия, Новопавловский, Михайловский и другие участки Орехово-Павлоградской зоны, Западный участок Белозерского района, Юльевский и Промежуточный участки Конкской магнитной аномалии, Мариупольская группа месторождений, Володарская магнитная аномалия и др.).

2. Аутигенно-минералогические зоны соответствуют геохимическим фациям (Теодорович, 1955), расположенным по направлению от берега в глубь моря, в зависимости от величины окислительно-восстановительного потенциала (табл. 1). Максимум восстановленности железа расположен не на границе терригенно-осадочных и железисто-кремнистых пород (Страхов, 1962), а в железисто-кремнистых породах, которые этот максимум делит на прибрежные и пелагические. Последовательность аутигенно-минералогических зон в области железисто-кремнистых пород в направлении от берега в глубь моря следующая: хлоритовая (алюмосиликатная), магнетитовая (прибрежная), сидеритовая (сидероплезитовая), магнетитовая (пелагическая), гематитовая. Таким образом, в нормальном разрезе железорудных горизонтов выделяются две нейтральные и слабо восстановительные геохимические фации и две магнетитовые аутигенно-минералогические зоны — прибрежная и пелагическая. В прибрежной части железорудного профиля отсутствует окисная геохимическая фация, которая, видимо, должна располагаться в области песчаной фации вмещающих пород. Однако и здесь окислы железа «...лишь в редких случаях представляют собою действительно первичное седиментационное образование» (Страхов, 1962, стр. 438). В пелагической части рудного профиля окисная геохимическая фация (гематитовая аутигенно-минералогическая зона) сильно сужена, в связи с чем гематитовые кварциты практически отсутствуют, а магнетит-гематитовые встречаются реже, чем гематит-магнетитовые. Последнее может свидетельствовать о замкнутом и сравнительно неглубоком характере бассейнов железорудного осадконакопления в пределах шельфа, где органическое вещество отсутствовало только в узкой полосе наиболее глубоководной фации крупных водоемов.

Железисто-кремнистые породы одноименных зон прибрежной и пелагической фаций существенно различаются по геохимическому составу, текстурам и структурам (табл. 2).

3. В связи с постепенным изменением количества органического вещества по направлению от берега в глубь моря первичные аутигенно-минералогические зоны характеризуются преимущественно переходным, а не мономинеральным составом исходных пород и соответственно переходным двух- и трехкомпонентным составом железисто-кремнистых пород (см. табл. 1).

4. Аутигенно-минералогическая зональность наследуется на всех ступенях метаморфизма, при этом образуются новые минеральные ассоциации соответственно  $P-T$  условиям метаморфизма. Согласно принятой нами схеме метаморфогенного минералообразования (Ходюш, 1971), первичной лептохлоритовой аутигенно-минералогической зоне соответствуют алюмосиликатная гранат-биотитовая и роговообманковая унаследованная зоны; сидеритовой и сидероплезитовой — силикатная грюнеритовая и куммингтонитовая (в амфиболитовой фации) и пироксе-

новая (в гранулитовой фации); гематитовой — унаследованная магнетитовая зона; первичная магнетитовая зона сохраняется на всех ступенях метаморфизма. Необходимо строго разграничивать первичную алюмосиликатную (но не силикатную) лептохлоритовую зону и унаследованную силикатную куммингтонитовую (или пироксеновую), возникшую при метаморфизме магнезиально-железистых карбонатов сидероплезитовой аутигенно-минералогической зоны, и не ставить эти зоны в фациальном профиле железорудного осадкообразования в единый ряд.

5. Железородные толщи с полным набором аутигенно-минералогических зон могли возникнуть лишь при идеальных условиях осадкообразования в течение одного полного цикла седиментации при равномерном прогибании дна бассейна с постепенным его понижением от прибрежной к глубоководной части. В действительности строение железородных толщ более сложное, с неодинаковым числом аутигенно-минералогических зон даже в пределах одного месторождения. Сокращение числа зон происходит в направлении от более глубоководных к мелководным, т. е. от гематитовой к сидеритовой, при этом на каждом месторождении максимально развиты те разновидности железистых кварцитов, которые соответствуют «конечной», относительно самой глубоководной для данного участка зоне, занимающей всегда среднюю часть разреза. Разновидности, соответствующие менее глубоководным переходным зонам, слагают периферическую часть разреза или образуют маломощные прослои в срединной его части. Центральная, преобладающая часть разреза обычно более однородная, чем периферическая, более пестрая.

6. Полнота разреза и развитие глубоководных фаций находятся в прямой зависимости от мощности пласта. «Чем больше мощность толщи железистых кварцитов, тем большее значение в ее сложении приобретают кварциты гематитовой фации» (Плаксенко, 1964, стр. 10). Эта закономерность полностью подтверждается на месторождениях Украинского щита.

В однопластовых месторождениях при максимальной мощности (более 200 м) и низкой степени метаморфизма преобладают гематит-магнетитовые и магнетит-гематитовые кварциты; магнетитовые и сидерит-магнетитовые кварциты образуют маломощные пачки по периферии горизонтов или редкие прослои в их средней части (горизонт К<sub>2</sub>4ж в карьере ЮГОКа Криворожского бассейна, Яковлевское месторождение КМА и др.). Железородные толщи средней мощности (100—200 м) сложены преимущественно магнетитовыми и сидерит-магнетитовыми кварцитами, иногда с тонкими прослойками магнетит-гематитовых кварцитов в срединной части разреза и хлорит-магнетит-сидеритовых кварцитов и сланце-кварцитов по периферии (Южно-Белозерское месторождение). Месторождения со сравнительно небольшой мощностью железородных пластов (менее 100 м) состоят из магнетит-сидеритовых кварцитов с подчиненными им сидеритовыми

Таблица 1

## Условия образования и разновидности железисто-кремнистых пород на различных этапах порообразования

Седиментарные фации	Прибрежные				
I. Литогенный этап					
Геохимические фации по Г. И. Теодоровичу	Нейтральная	Слабо восстановительная			
Первичные аутигенно-минералогические зоны	Силикатная	Оксидов железа			
	Лептохлоритовая	Магнетитовая	Сидеритовая		
Химические типы железисто-кремнистых осадочных пород	Железисто-алюмосиликатные	Железисто-окисно-закисно-алюмосиликатные	Железисто-окисно-закисно-карбонатные		
II. Метаморфогенный этап					
Петрографические типы и минералогические разновидности железисто-кремнистых пород по метаморфическим фациям	Фация зеленых сланцев	Железистые сланцы	Железистые кварцито-сланцы		
		Хлоритовые с магнетитом	Магнетит-хлоритовые	Хлорит-магнетитовые	Хлорит-магнетит-сидеритовые
	Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации	Железистые сланцы		Железистые кварцито-	
Гранат-грюнеритовые		Магнетит-гранат-грюнеритовые		Магнетит-грюнеритовые	
Гранулитовая фация	Гранат-эвлитовые	Магнетит-гранат-эвлитовые		Магнетит-гиперстеновые	
Соотношение петрогенных компонентов по формациям	Железисто-кремнисто-сланцевые	$Fe_2O_3/FeO < 1$ $Fe > Mg \approx Al \gg K \gg Ca > Na$	$Fe_2O_3/FeO < 1$ $Fe \gg Mg \gg Al > Ca \gg K \approx Na$		
	Железисто-кремнисто-вулканогенные	$Fe > Mg > Al > Ca > K > Na$	$Fe \gg Mg > Ca > Al > K \approx Na$		

Пелагические

I. Литогенный этап

Восстано- вительная	Слабо восстановительная	Нейтраль- ная	Слабо окисли- тельная	Окислительная	
Карбонатная		Оксидов железа			
Сидероплезитовая		Магнетитовая		Гематитовая	
Железисто- карбонат- ные	Железисто- окисно-закис- но-карбонатные	Железисто- карбонатно- окисно-закис- ные	Железисто- окисно- закисные	Железисто-закисно- окисные	Железисто- окисные

II. Метаморфогенный этап

Железистые кварциты

Сидеропле- зитовые	Магнетит-сиде- роплезитовые	Сидероплезит- магнетитовые	Магнетитовые	Гематит- магнетитовые	Магнетит- гематитовые	Гематитовые
сланцы		Железистые кварциты				
Кумминг- тонитовые	Кальцит-маг- нетит-кумминг- тонитовые	Кальцит-кум- мингтонит-маг- нетитовые	Магнетитовые			
Пироксе- нолиты	Магнетит-дву- пироксеновые	Двупироксен- магнетитовые	Магнетитовые			
$Fe_2O_3/FeO \ll 1$ $Fe \gg Mg > Al \gg Ca >$ $> Na > K$		$Fe_2O_3/FeO \approx 1$ $Fe \gg Mg \gg Al > Ca > Na > K$		$Fe_2O_3/FeO \gg 1$ $Fe \gg Mg > Al > Ca >$ $> Na \approx K$		
$Fe \gg Mg > Ca > Al >$ $> Na > K$		$Fe \gg Mg \gg Ca > Al > Na > K$			Отсутствуют	

Таблица 2

## Отличительные признаки железисто-кремнистых пород, расположенных в прибрежной и пелагической частях морского железорудного фациального профиля

Признаки	Прибрежные рудные фации	Пелагические рудные фации
Степень восстановленности железа в минералах	Увеличивается по направлению от берега в глубь моря	Уменьшается по направлению от берега в глубь моря
Присутствие терригенных минералов	Присутствуют обломочный кварц и акцессорные минералы: циркон, рутил	Отсутствуют или присутствуют в незначительном количестве
Аутигенные минералы: первичные и слабо метаморфизованные высокой ступени метаморфизма	Магнезиально-железистые хлориты (биотит), сидерит, магнетит, миннесотаит и др. Гранат, роговая обманка, грюнерит, эулит, геденбергит	Сидероплезит, магнетит, гематит Куммингтонит, гиперстен, салит, магнетит
Структура	Лепидогранобластовая, порфиробластовая; тонковкрапленная	Гранобластовая, сетчато-сростковая, линейно-сростковая
Текстура	Широкополосчатая, неяснополосчатая, сланцеватая; бластоконкреционная, бластосферолитовая, массивная	Средне-тонкополосчатая; в среднеполосчатых — слоистость II порядка
Петрогенные химические компоненты	$Fe^{2+} \gg Mg$ ; $Fe^{2+} \gg Fe^{3+}$ ; $Al > Ca$ ; $K > Na$	$Fe^{2+} \leq Mg$ ; $Fe^{2+} \leq Fe^{3+}$ ; $Ca > Al$ ; $Na > K$
Редкие и рассеянные элементы	Обильные по числу компонентов и содержанию	Незначительны содержание и число компонентов

разновидностями при полном отсутствии гематитсодержащих кварцитов (Чертомлыкское месторождение). Пласты с минимальной мощностью (несколько метров) обычно имеют линзовидную форму и представлены кварц-магнетит-сидерит-хлоритовыми железистыми сланцами и сланце-кварцитами с подчиненными им прослоями магнетит-карбонатных кварцитов (Сурская магнитная аномалия). Сланце-кварциты, кварцито-сланцы и магнетит-хлорит-сидеритовые кварциты образуют, кроме того, тонкие прослои в хлоритовых сланцах почвы и кровли железорудных пластов или в железорудных горизонтах более глубоководных аутигенно-минералогических зон. В первом случае их появление знаменует наращивание железорудного осадконакопления и служит признаком появления более мощных железорудных толщ, во втором случае — тенденцию к обмелению и затуханию железорудного осадконакопления. Характерно, что в самых маломощных прослоях (до нескольких сантиметров) также фиксируется зональное строение, повторяющее в миниатюре аутигенно-минералогическую зональность.

В многопластовых месторождениях, образующихся при полициклическом осадконакоплении, обусловленном колебательными движениями II порядка, наблюдаются следующие особенности строения железорудных свит.

Железорудные горизонты в пределах свиты многократно чередуются со сланцевыми горизонтами, при этом каждому железорудному горизонту присуща аутигенно-минералогическая зональность с количеством зон, соответствующим полноте цикла. В случае преобладающего погружения бассейна железорудные горизонты в средней части свиты более мощные и глубоководные, чем в краевых частях (Кривой Рог, Кременчуг).

Чередуются железорудные горизонты более мелководных и более глубоководных фаций без сланцевых горизонтов. В этом случае колебательные движения характеризовались неполнотой цикла и не доходили до мелководных фаций — силикатной зоны (Южно-Белозерское месторождение).

Образуются мощные железорудные горизонты, состоящие из какой-либо одной, обычно сравнительно мелководной, аутигенно-минералогической зоны (магнетит-сидеритовые или магнетит-кумингтонитовые кварциты). Погружение бассейна происходило очень медленно, а колебательные движения характеризовались малой амплитудой и замыкались в пределах одной мелководной зоны (Чертомлыкское месторождение, Гуляйпольская аномалия и др.).

7. Аутигенно-минералогическая зональность наследуется при гипергенных изменениях железисто-кремнистых пород в условиях площадных и линейных кор выветривания. Согласно генетической классификации (Ходюш, 1971), в линейных корах, развивающихся на железисто-кремнистых породах низкой степени метаморфизма, первичной лептохлоритовой зоне соответствуют

кварц-дисперсиогематит-глинистые сланцы; сидероплезитовой зоне — глинисто-дисперсиогематитовые и мартит-дисперсиогематитовые кварциты и богатые руды; магнетитовой зоне — мартитовые кварциты и руды; гематитовой — железослюдковые кварциты и богатые руды. В площадных корах, развивающихся на железистых кварцитах высокой степени метаморфизма, по силикатам и магнезиально-железистым карбонатам вместо дисперсного гематита развивается гетит с соответствующим составом железистых кварцитов и богатых руд по зонам: глинисто-гетитовым, мартит-гетитовым, гетит-мартитовым и мартитовым. В связи с преобразованием на высокой степени метаморфизма гематита в магнетит и отсутствием железной слюдки в неокисленных кварцитах железослюдковые кварциты и руды в площадных корах, как правило, отсутствуют.

8. Имеются случаи нарушения последовательности аутигенно-минералогической зональности, связанные с тектоникой, ультраметаморфизмом и первичными условиями железорудного осадкообразования. В районах, подвергшихся гранитизации, происходит замещение гранитоидами обычно периферических, алюмосиликатных зон, которые, таким образом, из разреза выпадают (отдельные профили на Северном участке Мариупольского района). Краевые аутигенно-минералогические зоны могут выпасть при быстром погружении бассейна, и тогда разрез начнется с магнетитовых кварцитов.

9. Унаследованная первичная зональность и связанные с ней закономерности изменения вещественного состава железисто-кремнистых пород явились одним из важных контролирующих факторов образования, размещения и морфологии тел богатых железных руд различного генезиса.

### Унаследованные закономерности химического состава железисто-кремнистых пород

При изохимически протекавшем метаморфизме химический состав железисто-кремнистых пород в основном соответствует составу исходных осадочных образований.

Химизм железисто-кремнистых пород докембрия отличается высокой степенью дифференциации вещества, выразившейся в существенно железисто-кремнистом составе пород и подчиненном количестве других порообразующих компонентов —  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ , щелочей и  $CO_2$  (Семенов и др., 1956).

В соотношении порообразующих компонентов существует общая для всех железисто-кремнистых пород закономерная зависимость.

1. Кремний и железо резко доминируют над всеми другими компонентами при преобладающем количестве кремния (в мол. %).

2. Соотношение двух- и трехвалентного железа в неокисленных кварцитах изменяется в зависимости от режима кислорода в первичных осадках, зависящего, в свою очередь, от баланса органического вещества, захороненного в иловых водах в стадию диагенеза. Эти условия, по Н. П. Семененко, характеризуются коэффициентом  $O = Fe_2O_3/FeO$ .

3. Соотношение  $MgO$ ,  $CaO$  и  $Al_2O_3$  изменяется в зависимости от типа железисто-кремнистой формации, от фациальных условий осадочного породообразования и мало зависит от степени метаморфизма. Так, в железорудных образованиях железисто-кремнисто-сланцевых формаций Украинского щита содержание кальция весьма низкое и всегда значительно меньше алюминия и магния —  $Mg \gg Ca \gg Al$ ; в железисто-кремнисто-вулканогенных формациях кальций преобладает над алюминием и близок по содержанию к магнию (Ходюш, 1971). Исключение составляют железисто-кремнистые породы алюмосиликатной хлоритовой и переходных к ней аутигенно-минералогических зон, где  $Ca > Al$  (см. табл. 2).

4. Количество щелочей всегда ниже всех других компонентов, при этом соотношение калия и натрия изменяется в зависимости от первичных условий осадкообразования: в алюмосиликатной хлоритовой зоне, где всегда присутствует, а иногда и преобладает биотит,  $K_2O > Na_2O$ ; в более глубоководных условиях при очень низком общем содержании щелочей натрий преобладает над калием.

5. Железисто-кремнистые породы всех железорудных месторождений характеризуются близким химическим составом и закономерностями изменения петрогенных и акцессорных химических элементов в нормальном разрезе железорудных горизонтов. От почвы и кровли пласта к их средней части обычно несколько асимметрично увеличивается количество окисного железа и уменьшается — закисного, в этом же направлении происходит уменьшение  $Al$ , щелочей,  $CO_2$  и  $H_2O$  на низких ступенях метаморфизма, увеличение  $Mg$  и  $Ca$ . Общее содержание железа и кремнезема изменяется мало: в прибрежных фациях железо и кремнезем входят в силикаты и алюмосиликаты, в глубоководной фации кремнезем входит в кварц, железо — в сидерит, магнетит, гематит. Некоторое уменьшение кремнезема иногда наблюдается в сидеритовой аутигенно-минералогической зоне.

Содержание практически всех редких компонентов по направлению к глубоководной зоне уменьшается (Плаксенко, 1957; Коваль, Щеголев, 1970).

6. При увеличении степени метаморфизма железисто-кремнистых пород, содержавших магнезиально-железистые карбонаты в качестве породообразующих минералов, происходит относительное увеличение количества всех компонентов при сохранении их соотношения за счет разложения карбонатов и выноса

CO<sub>2</sub>. Особенно заметно увеличение количества преобладающих компонентов — SiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO, что иногда неверно трактуется как дополнительный привнос железа и кремнезема.

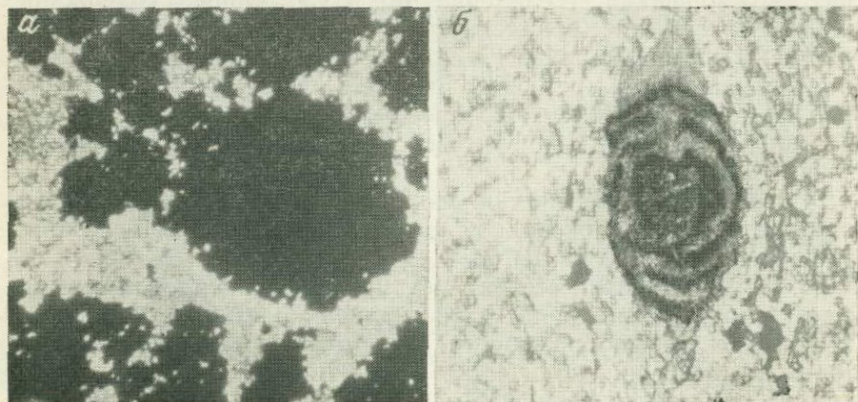
### Унаследованные текстурные особенности

Унаследованными первичными текстурами железисто-кремнистых пород является слоистость (полосчатость) I и II порядка и микроконкреционные текстуры, подтверждающие гипотезу первичного химически-осадочного происхождения железисто-кремнистых пород.

Результаты детального изучения полосчатых текстур и выводы об их происхождении (Ходюш, 1969<sub>1</sub>) сводятся к следующему. Для железистых кварцитов низкой степени метаморфизма характерны слоистые текстуры I и II порядка с двухкомпонентным строением ритмов, обусловленные чередованием широких рудных и кварцевых слоев (слоистость I порядка) и тонких слоев различного минерального состава в пределах рудного слоя (слоистость II порядка). При этом каждый из чередующихся слоев в рудном слое состоит преимущественно из тех минералов, которые в аутигенно-минералогическом ряду граничат друг с другом. Например, в рудных слоях сидерит-магнетитовых или гематит-магнетитовых кварцитов чередуются соответственно сидеритовые и магнетитовые или гематитовые и магнетитовые тонкие слои II порядка. Рудные слои, как правило, содержат примесь кварца, а кварцевые — примесь рудных минералов. При

### Микроконкреции

- а* — магнетита (черное) в рудном слое магнетит-сидероплезитового кварцита; мелкокристаллический сидероплезит с кварцем образуют цементирующую ткань; без анализатора, увел. 53; Южно-Белозерское месторождение, скв. 174, глубина 524,6 м;
- б* — сидерита в магнетит-сидеритовом кварците; без анализатора, увел. 35; Чертомлыкское месторождение, скв. 5-Б, глубина 198,4 м



значительном количестве примесей как в тех, так и в других образуются полурудные слои.

Происхождение слоистости I порядка — седиментационное, обусловленное многолетними климатическими колебаниями с максимумом осаднения железа в теплые многолетние периоды и минимумом — в холодные. Осаждение кремнезема проходило непрерывно с некоторым увеличением в холодные периоды. Слоистость II порядка седиментационно-диагенетическая, сезонная и связана с периодичностью накопления органического вещества в илах в годичном цикле, которая обусловила колебания Eh и pH среды и различное направление железорудного минералообразования по слоям в стадии диагенеза — метагенеза.

Полосчатая текстура наследуется при низкотемпературных метасоматических процессах (рибекитизация, арфведсонитизация, эгиринизация, биотитизация и др.), а также при метаморфизме, однако до определенной степени: широкополосчатые текстуры I порядка сохраняются до гранулитовой фации, в то же время тонкая полосчатость II порядка почти исчезает в амфиболитовой фации. При высокой степени метаморфизма и развитии процессов мигматизации полосчатая текстура переходит в гнейсовидную с гломеробластовой структурой рудных полос.

Микроконкреционные образования распространены довольно широко. Они описаны для магнетита (Федорченко, 1962; Ходюш, 1969<sub>2</sub> и др.), а также обнаружены в магнезиально-железистых карбонатах в Белозерском районе, на Чертомлыкском месторождении (см. рисунок). Конкреционные образования сохраняются только на низкой степени метаморфизма, не выше фации зеленых сланцев. При метаморфизме они перекристаллизуются с образованием порфиробласт, при этом наблюдается постепенная перекристаллизация микроконкреций магнетита в кристаллы магнетита октаэдрической формы. Зональное строение порфиробласт магнетита, проявленное в травлении или зональном расположении включений кварца, свидетельствует об образовании кристаллов при перекристаллизации микро-оолитов.

Унаследованность аутигенно-минералогической зональности, слоистости и химического состава железистых пород, прослеживаемая на всех ступенях метаморфизма с общими закономерностями для всех железорудных образований докембрия, свидетельствует об единстве их генезиса и позволяет относить бедные железные руды к типу метаморфизованных первичных хемогенно-осадочных образований.

## Литература

- Белевцев Р. Я. Региональная метаморфическая зональность центральной части Украинского щита.— Геол. ж., 1972, вып. 6.  
Белевцев Я. Н. Стратиграфия и тектоника Криворожского бассейна.— Сов. геология, 1946, № 11.  
Белевцев Я. Н. Источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.— Геол. ж., 1972, вып. 1.

- Бордунов И. Н.* Геология Кременчугского железорудного района. «Наукова думка», 1964.
- Гершойг Ю. Г.* Геохимические фации и фазы изменения железистых пород Криворожского бассейна и их практическое значение.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
- Коваль И. К., Щеголев И. Н.* Геохимическая характеристика фациального профиля железисто-кремнисто-сланцевой формации северной части КМА.— В кн.: Вопросы геологии и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. Воронеж, 1970.
- Пирогов Б. И.* Вещественный состав, строение и обогатимость железистых роговиков Криворожского бассейна.— Сов. геология, 1962, № 8.
- Плаксенко Н. А.* О некоторых закономерностях строения толщи метаморфических пород докембрия Курской магнитной аномалии (КМА).— Докл. АН СССР, 1957, 112, № 3.
- Плаксенко Н. А.* Главнейшие закономерности докембрийского железорудного осадконакопления (на примере КМА).— В кн.: Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Воронеж, 1964.
- Плаксенко Н. А., Коваль И. К., Щеголев И. Н., Селиванов Б. И.* О необратимом изменении геохимических особенностей пород железисто-кремнисто-сланцевой формации Курской магнитной аномалии (КМА).— Литология и полезн. ископ., 1967, № 1.
- Семененко Н. П., Половко Н. И., Жуков Т. В. и др.* Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд-во АН УССР, 1936.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Теодорович Г. И.* Осадочные геологические фации по профилю окислительно-восстановительного потенциала и нефтепроизводящие их типы.— Сов. геология, 1955, сб. 47.
- Федорченко В. С.* До питання про «оолітову» структуру магнетиту в залізистих породах Кривого Рогу.— Геол. ж., 1962, вип. 5.
- Ходюш Л. Я.* О сидероплезите железистых кварцитов Белозерского железорудного месторождения.— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 5.
- Ходюш Л. Я.* Полосчатая текстура железистых кварцитов и ее происхождение.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. «Наукова думка», 1969.
- Ходюш Л. Я.* О некоторых закономерностях изменения минералого-петрографического состава железистых кварцитов.— В кн.: Геология и рудоносность юга Украины. Вып. 2. Днепропетровск, 1969.
- Ходюш Л. Я.* Генетическая классификация железистых пород докембрия.— Литология и полезн. ископ., 1971, № 3.

Е. А. КУЛИШ

## Метаморфизованные месторождения нижнеархейского комплекса Алданского щита

Алданский щит, наиболее крупный регион в СССР, сложенный нижнеархейскими образованиями, характеризуется сложной и длительной историей геологического развития, разнообразными и активными процессами метаморфогенного рудообразования. По генетическим особенностям в нижнеархейском алданском

комплексе выделяются метаморфогенные месторождения следующих типов: метаморфизованные, метаморфические (некоторые силлиманитовые, гранатовые, сульфидные и апатитовые проявления); гранитизированно-метаморфические (ряд железорудных месторождений — Таежное, Пионерское, Леглиерское и др.); ультраметаморфические (флогопитовые месторождения, проявления редкометальной минерализации); регрессивно-метаморфические или диафторитовые; гидротермально-метаморфические. Кроме двух первых, остальные типы месторождений полиметаморфические, так как сформированы в течение двух или трех этапов метаморфических воздействий, различных по природе и разделенных значительными отрезками времени.

В данной статье рассмотрены только метаморфизованные месторождения и проявления полезных ископаемых, представляющие наряду с другими типами месторождений определенный научный и практический интерес.

Нижнеархейский алданский комплекс в изначальном виде сформировался в условиях подвижной области геосинклинального типа. Алданская подвижная область имела достаточно сложное строение и длительное геологическое развитие. Здесь формировались эв- и миогеосинклинальные зоны, внутроструктурные поднятия и впадины, перикратонные структуры, сопредельные кратоны (Кулиш, 1973).

Толща алданского комплекса, общей максимальной мощностью около 40 км, в дометаморфический период представляла полигенное образование, сложенное продуктами кор выветривания, привнесенными в зоны накопления из сопредельных областей сноса и внутригеосинклинальных поднятий; продуктами разрушения приподнятых блоков и участков в подвижной области; породами, возникшими в процессе осадконакопления различных видов в разнообразных литофациальных зонах морского бассейна; толщами вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований и продуктами их разрушения и разложения.

Исходным осадкам алданского комплекса свойственна чрезвычайно разнообразная по степени и направленности дифференциация первичного вещества: от слабо дифференцированных вулканогенных толщ некоторых свит тимптонской и верхнетимптонской серий до предельно дифференцированных образований верхнеалданской и федоровской свит иенгрской серии, сутамской свиты джелтулинской серии и др. В той или иной мере дифференцированы кластогенные, пелитоморфные, хемогенные и органические продукты, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; отмечаются эвапориты и осадки, возникшие в зонах сероводородного заражения.

Все это обусловило формирование исходных толщ различного химического состава, в том числе и образований с промышленными концентрациями рудного вещества. Исследование процессов рудообразования во всем объеме также показывает, что

решающее значение в формировании ряда месторождений Алданского щита имеют первично-осадочные непромышленные концентрации бора, олова, марганца, редких металлов и др. Подавляющая масса промышленно-ценного вещества месторождений Алданского щита различного возраста и генетических типов накоплена еще в период седиментации.

Прогрессивный региональный метаморфизм, протекавший в условиях гранулитовой фации и частично в пределах самой высокой ступени амфиболитовой фации, в целом не привел к заметному изменению состава и строения метаморфизируемых исходных толщ. Массовое перемещение вещества наблюдается узлокально в пределах маломощных пластов и пропластков, оно обусловлено метаморфической дифференциацией. Преобразуются первичные структуры пород, формируются устойчивые минеральные ассоциации, первичные и возникшие минералы перекристаллизуются с укрупнением индивидов. Породы уплотняются и очищаются от некоторых примесей.

При региональном метаморфизме из толщ активно удалялись вода, углекислота, сернистые соединения и другие легколетучие компоненты, ставшие неустойчивыми или избыточными под воздействием вещественной среды и физико-химических параметров. Так,  $\text{CO}_2$  активно мигрировала из силикатно-карбонатных толщ, но была стабильной в карбонатных образованиях (мраморах и кальцифирах). Неокисленная сера малоподвижна в толщах с восстановительной средой — в графит- и сульфидсодержащих породах и породах с малыми содержаниями окиси железа.  $\text{SO}_4^{2-}$  сохраняется в относительно повышенных концентрациях в скаполитовых породах. Хлор, фтор, вода и другие летучие удерживаются в заметных количествах в слюдах, амфиболах, скаполитах, в порах и межзерновых пленках пород, во внутрискруктурных каналах некоторых минералов (кордиерита и др.). С возрастанием степени метаморфизма количество летучих компонентов, содержащихся в метаморфизируемой толще, уменьшается, но никогда не достигает нуля. Мигрирующие летучие, обычно в форме надкритических растворов, выносили и приносили петрогенные, второстепенные и рудные элементы. Однако это не привело к заметному изменению химической конституции метаморфизируемых толщ (Кулиш, 1973).

Промышленные концентрации первично-осадочного вещества в процессе регионального метаморфизма не претерпели заметных изменений состава, строения и морфологии залежей и преобразовались в метаморфизованные месторождения (Белевцев, 1968). Так возникли месторождения железа, нерудного металлургического сырья, алюминия, абразивов, редких металлов, графита, бора, а также рудопроявления марганца, титана и метаморфизованных россыпей рутила, циркона.

Закономерности размещения этих месторождений, учитывая природу их вещества, определяются литологическими особенно-

стями алданского комплекса. В значительной мере концентрации минерального сырья связаны с высокоглиноземистыми формациями, развитыми почти во всех стратиграфических подразделениях комплекса. Это обусловлено прежде всего высокой седиментационной дифференциацией вещества в этих формациях (Кулиш, 1973).

Корундиты и корундовые породы образуют линзовидные залежи среди амфибол-пироксеновых и высокоглиноземистых пород на двух стратиграфических уровнях: в чайнытской свите верхнетимптонской серии и в верхнеалданской свите иенгрской серии. Литологический анализ корундитов и корундовых пород однозначно показывает, что по первичной природе это переотложенные боскиты (Кулиш, 1973).

Силлиманитовые кварциты — огнеупорное сырье, широко развиты. Разведано Керакское месторождение кварцитов, которые могут использоваться для получения динаса. Кварциты образуют крупные пластовые залежи в верхнеалданской свите, где их запасы практически неограниченны. Эти породы представляют собой метаморфизованные каолинитовые песчаники.

Силлиманит — сырье для получения алюминия и силумина, содержится в силлиманититах (60—70%) и силлиманитовых сланцах (40—60%), которые развиты в толще верхнеалданской свиты в бассейнах рек Алдан и Тимптон. Мощность пластов до 40 м. Силлиманитсодержащие породы являются метаморфизованными каолинами и каолинитсодержащими глинами.

Гранат. Промышленный интерес представляют гранатиты, эвлизиты и некоторые разновидности гранатовых кварцитов из верхнеалданской, кюриканской и сутамской свит, развитых в Тимптон-Сутам-Гонамском междуречье. Эти породы часто содержат до 80% граната, причем он обладает значительной крупностью (до 7 мм), достаточно свободен от включений и умеренно трещиноват. Породы образуют линзовидные залежи мощностью до 14 м и протяженностью до 1 км. По природе исходного материала это мергелистые глины и глинистые песчаники со значительной примесью сидерита и гидроокислов железа.

Графит. Среди высокоглиноземистых комплексов щита относительно широко развиты графитсодержащие породы, в большинстве случаев являющиеся глиноземистыми образованиями. Это гранат-графитовые, силлиманит-графитовые, биотит-графитовые и другие породы. Они отмечены во всех сериях щита, но особенно распространены в иенгрской серии; залегают в виде пластов и линз мощностью до 25 м. Содержание графита достигает 50%, а местами — 80%. Графит представлен мелко- и крупночешуйчатыми разностями (до 2 мм), распределен послойно, нередко обогащает линзовидные участки (до 80% графита). Графитсодержащие породы возникли в результате метаморфизма осадочных пород, обогащенных органическим углеродом.

Метаморфизованные месторождения железных руд алданского комплекса по природе исходного вещества относятся к трем типам руд — железистые кварциты, кварц-магнетитовые руды и магнетит-силикатные руды.

Железистые кварциты представлены двумя разновидностями: магнетитовыми кварцитами, залегающими среди пород федоровской свиты иенгрской серии и свит тимптонской серии; магнетитовыми и магнетит-гематитовыми кварцитами верхнеалданской свиты.

Магнетитовые кварциты широко распространены среди известково-магнезиально-железистых пород федоровской свиты и свит тимптонской серии, но наиболее крупные тела их приурочены к высокоглиноземистым породам. Магнетитовые кварциты развиты в нижнем течении р. Тимптон и Тимптон-Гонамском междуречье. Это крупно- и среднезернистые породы, обычно грубополосчатые за счет чередования кварцевых и магнетитовых прослоев мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Минеральный состав магнетитовых кварцитов несложен и тесно связан с составом вмещающих пород. По мере увеличения размеров рудных тел он упрощается, образуется кварц-магнетитовая порода. Кроме кварца и магнетита, в рудных кварцитах часто встречаются гиперстен и гранат, а также второстепенные — титаномагнетит и апатит.

Магнетитовые и магнетит-гематитовые кварциты верхнеалданской свиты относительно бедны железом (10—20, иногда до 50%), встречаются в бассейнах рек Холодникан, Окурдан, Бишь и др. Отмечаются рудные линзы и выклинивающиеся пласты мощностью до нескольких десятков метров. Рудные кварциты (магнетитовые и гематитовые) прослеживаются по простиранию на расстоянии до 3 км. Они всегда ассоциируют с турмалиновыми и силлиманитовыми кварцитами и другими высокоглиноземистыми породами, в которые нередко постепенно переходят. На Холодниканском месторождении среди мономинеральных и биотитовых кварцитов с пропластками силлиманитовых кварцито-гнейсов, кордиеритовых, биотит-гранатовых и других гнейсов залегают параллельные линзы руды мощностью до 5 м и протяженностью до 150 м. Руды полосчатые, неяснополосчатые, полосчато-линзовидные. Они состоят из кварца, магнетита, амфибола, незначительно развиты пирит, халькопирит, сфен, апатит и шпинель, образующая с магнетитом структуры распада.

Среди высокоглиноземистых гнейсов и сланцев часто отмечаются пластовые и линзовидные участки, обогащенные магнетитом (до 75%). Обычно это гранат-магнетитовые или кварц-магнетитовые породы.

Несколько обособленное положение занимают гематитовые кварциты Гематитового месторождения, залегающие в толще федоровской свиты. Месторождение расположено среди высоко-

глиноземистых пород и кварцитов, в 3 км от железорудного месторождения Таежное. Здесь развиты биотитовые, биотит-силлиманитовые гнейсы, гранулиты, кварцито-гнейсы и кварциты верхов федоровской свиты, содержащие повышенные количества ортоклаза, микроклин-пертита и гематита, причем последний в некоторых пропластках составляет до 25%. Местами развиты кордиеритовые разности. Изредка в кварцито-гнейсах наблюдаются согласные прослойки мелкозернистого черного турмалина мощностью до нескольких сантиметров. Турмалин тесно ассоциирует с гематитом. В других местах в гематитовых породах отмечаются барит и бариевый ортоклаз, образующие согласные кварц-баритовые прослойки. Рудный пласт подстилается пластом (60 м) амфиболовых, биотит-амфиболовых сланцев, ниже этих пород лежит надрудная толща Таежного месторождения: кордиерит-биотит-силлиманитовые, биотит-силлиманитовые, кордиерит-силлиманитовые гнейсы и кварциты, в той или иной мере содержащие турмалин. Рудный пласт сложен гематитовыми кварцитами, переслаивающимися с гематитовыми рудами. Руды тонкополосчатые, содержат магнетит, силлиманит, апатит, рутил, циркон (до 1,24%  $TiO_2$ ). Изредка развиты отдельные линзы и пропластки амфиболитов. Среди этой толщи отмечаются линзы и пласты кварц-гематитовых и гематитовых образований. Рудное линзовидное тело мощностью более 100 м прослежено на расстоянии 600 м. Руда неоднородна по текстуре, преобладают тонко- и грубополосчатые и вкрапленные разности. Отдельные выделения гематита имеют форму тетраэдрических и толсто-таблитчатых кристаллов. Содержание железа невысокое. Рудные кварциты нередко содержат силлиманит и кордиерит.

Железистые кварциты представляют собой метаморфизованные осадочные железо-кремнистые породы и кварцевые песчаники, обогащенные гидроксидами железа.

Кварц-магнетитовые руды развиты среди гнейсо-сланцевых толщ улунчинской свиты тимптонской серии (Каденский, 1960; Перваго, 1966). Нижняя часть рудовмещающей толщи (до 750 м) состоит из переслаивающихся кварцитов, гранатовых, силлиманитовых, биотит-гранатовых и кордиеритовых гнейсов, сланцев, а также гранулитов. В подчиненном количестве развиты гиперстеновые плагиогнейсы и основные кристаллические сланцы. В кровле наблюдаются прослой диопсидитов и кальцифиров. Эта часть толщи осадочная, с некоторым участием вулканогенно-осадочных пород. Верхняя часть рудовмещающей толщи представлена переслаивающимися гиперстеновыми плагиогнейсами и гиперстеновыми основными кристаллическими сланцами, а также более редкими двупироксен-рогово-обманковыми гнейсами и редкими прослоями кальцифиров в кровле. Исходные породы этой части толщи — вулканогенно-осадочные, вулканогенные и изредка осадочные. Во всей толще наблюдаются спорадические, мелкие залежи сапфириновых,

флогопитовых, графитовых и скаполитовых пород, пироксенитов и амфиболовых пироксенитов.

Рудные залежи приурочены к двум стратиграфическим горизонтам, причем наиболее крупные и частые залежи наблюдаются в середине нижней части толщи. По протяженности залежи достигают 900 м, по мощности — 150 м, хотя обычно они имеют меньшие параметры. Среди руд выделяются гиперстен-кварц-магнетитовые, кварц-магнетитовые и кварц-двопироксен-магнетитовые типы, между которыми имеются переходные разновидности. В рудах в виде примеси присутствуют гранат, плагиоклаз и более редкие титаномagnetит, роговая обманка и апатит. Руды грубополосчатой или линзовидной текстуры. Процессы гранитизации выразились в спорадическом развитии структур замещения, например каемок геденбергита по гиперстену, а также в преобразовании исходных руд в грюнерит-куммингтонит-магнетитовые руды.

А. А. Каденский (1960) считает, что исходные концентрации железа являются первично-осадочными и представлены окисными фациями кремнисто-магнетитовых, кремнисто-гематитовых пород с примесью железистых карбонатов и силикатов (типа гриналита), а также пелитового и мергелистого материала.

Магнетит-силикатные руды формируют залежи среди разнообразных пород средней подсвиты федоровской свиты иенгурской серии, преимущественно среди кальцифиров, диопсид-роговообманковых и других подобных пород. Вмещающие толщи некоторых месторождений включают и высокоглиноземистые породы. Этот тип руд наиболее перспективный, он формирует месторождения Южной Якутии: Таежное, Пионерское, Десовское, Магнетитовое и др.

В Таежном месторождении продуктивный горизонт подстилают биотит-роговообманковые, роговообманковые и биотитовые гнейсы и сланцы с прослоями пироксен-роговообманковых пород, относимых к любкакайскому горизонту (300—400 м). Продуктивный горизонт подразделен на три пачки (по А. И. Пухареву).

Нижняя рудная пачка (120—140 м) — доломитовые мраморы, кальцифиры, магнетитовые и магнетит-боратовые руды, диоксидовые и диопсид-роговообманковые породы, переслаивающиеся с амфиболовыми сланцами.

Межрудная пачка (30—70 м) — биотитовые, биотит-силлиманитовые, силлиманитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, содержащие графит и турмалин; здесь отмечаются прослойки доломитовых мраморов, амфиболитов, диопсид-роговообманковых и диоксидовых сланцев, а также руд.

Верхняя рудная пачка (40—120 м) состоит из переслаивающихся лейкократовых высокоглиноземистых гнейсов, доломитовых мраморов, диоксидовых и диопсид-роговообманковых пород с прослоями роговообманковых плагиосланцев. Главная рудная

залежь включает многочисленные согласные линзы гнейсов и сланцев. Магнетитовые руды приурочены к мраморам, к форстерит-серпентин-флогопитовым и диопсид-гиперстеновым скарнам и реже к гнейсам.

Выше залегает кербиканский горизонт (400—600 м), сложенный лейкократовыми силлиманитовыми, биотитовыми, пироксеновыми и турмалиновыми гнейсами с прослойками пироксеновых плагиосланцев, силлиманитовых, силлиманит-турмалиновых и турмалиновых кварцитов и кварцито-гнейсов; породы местами содержат кордиерит.

Вмещающие толщи Магнетитового месторождения в целом аналогичны Таежному месторождению. Здесь отсутствуют кальцифиры и форстерит-серпентинитовые породы. Право-Канкунское месторождение отличается тем, что продуктивный горизонт подстилают гиперстен-биотит-кордиеритовые сланцы с прослойками биотитовых, гранат-биотит-кордиеритовых гнейсов и сланцев. Рудный горизонт перекрыт биотит-амфиболовыми гнейсами и сланцами.

Для железорудных месторождений Алданской железорудной провинции характерна приуроченность железного оруденения (магнетитового) к магнезиально-известково-железистым породам, недосыщенным кремнеземом и глиноземом. В ряде мест отмечаются значительные первично-осадочные концентрации бора и заметные — сульфидов, в том числе меди и кобальта. На Сиваглинском железорудном месторождении отмечены повышенные содержания меди и кобальта, обусловленные присутствием соответствующих сульфидов и окислов.

Концентрация железа в рудах этого типа, по Д. П. Сердюченко и др. (1960) и В. А. Перваго (1966) и другим исследователям, первично-осадочная, представлена хемогенными накоплениями окисных, силикатных и карбонатных минералов железа в определенных лито-фациальных условиях геосинклинальной области, преимущественно в нижней части шельфа.

В период ультраметаморфизма (гранитизации) эти месторождения в различной степени переработаны метасоматическими процессами с активным перераспределением железа и других компонентов (Маракушев, 1958).

Рутил, циркон. Присутствие в глиноземистых и кварцитовых комплексах устойчивых к выветриванию минералов с максимальными коэффициентами устойчивости и выветривания свидетельствует о мономиктовом кварцевом составе кластогенных кварцевых отложений. Вследствие высокой химической и абразивной стойкости эти минералы концентрируются в наиболее значительных количествах в кластогенных осадках наиболее простого состава, накопленных в процессе интенсивного отбора частиц по признаку абразивной, химической стойкости, по размерам и удельному весу. Рутитовые и цирконовые россыпи приурочены к аллювиальным отложениям кварцевого состава.

ва, которые являются продуктами перемыва рыхлого материала кор выветривания, а также к прибрежно-морским отложениям, сформированным в результате длительной переработки и перемыва обломочного материала.

Анализ палеогеографической обстановки и условий накопления кластогенного материала, а также закономерности, выявленные для других регионов (Момджи, 1960 и др.), показывают, что наиболее благоприятные условия создавались вдоль западной и крайней юго-западной границ щита. Такие россыпи рекомендуется искать в западной и юго-западной частях щита по внешней кромке развития протокластогенных толщ (кварцитов). Известны следующие проявления рутиловой минерализации. В бассейне р. Чильчи в верхнетимптонской серии пород, по данным А. Г. Каца, развиты пропластки рутиловых кордиерит-гранатовых гнейсов. В бассейне р. Иенгра в верхнеалданской свите неоднократно отмечались в силлиманитовых сланцах содержания рутила до 2%. По притокам р. Иенгра (Холодникан, Чайныт и др.) в кварц-графитовых, графитовых, корундитовых и диафторированных сланцах отмечены содержания рутила до 1%. Значительны содержания рутила в некоторых видах корундитов и дистенитов месторождений Чайнытской и Жалиндинских групп. В силлиманитовых кварцитах в бассейне р. Большой и Малый Чульман силлиманитовые пропластки обогащены рутилом до 60% при мощности до 30—40 см. Повсеместно, особенно в западной части щита, в рыхлых четвертичных отложениях отмечаются содержания рутила до 300 г/м<sup>3</sup> породы. Особенно широко это явление наблюдается в истоках рек Иенгра, Холодникан, Правый Чульман, Горбылях. Не исключены находки метаморфизованных цирконовых, циркон-рутиловых россыпей в западной и юго-западной частях щита. Незначительные по мощности пропластки пород, обогащенные цирконом, обнаружены автором в кварцевой толще Окурданских гольцов и в западной части щита.

Бор. На Алданском щите известны месторождения боратов (людвигит, ашарит, датолит, турмалин и др.), входящих в состав железорудных месторождений (Таежное и др.), залегающих среди карбонатных и диопсидовых пород федоровской свиты. Возможность попутной добычи бора железорудных месторождений доказана. Непосредственно в высокоглиноземистых комплексах бор развит лишь в турмалин-силлиманитовых кварцитах, отмечаемых в западной части щита, среди кварцитов верхнеалданской свиты. Основная часть боратовой минерализации является первично-осадочной (Сердюченко и др., 1960, 1963 г.; Кулиш, 1973 и др.) и практической значимости не имеет.

Таким образом, метаморфические месторождения алданского комплекса характеризуются большим разнообразием видов минерального сырья и широкими вариациями параметров. Они

сформировались в процессе глубокого регионального метаморфизма первично-осадочных промышленных концентраций вещества, накопление которого обусловлено закономерно направленной, глубокой дифференциацией осадконакопления в условиях сложно построенной подвижной области геосинклинального типа.

### Литература

- Белевцев Я. Н. *Метаморфогенные месторождения.*— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
- Каденский А. А. *Магнетитовое оруденение в Сутамском районе.*— В кн.: Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1960.
- Кулиш Е. А. *Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология.* Хабаровск, 1973.
- Маракушев А. А. *Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита.* Магадан, 1958.
- Момджи Г. С. *Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений полезных ископаемых титана и циркония.*— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Изд-во АН СССР, 1960.
- Перваго В. А. *Алданская железорудная провинция.* «Недра», 1966.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Коденская М. И. *Железные руды Южной Якутии.* Изд-во АН СССР, 1960.

С. И. ТУРЧЕНКО

## Сульфидное оруденение и региональный метаморфизм протерозойских подвижных поясов восточной части Балтийского щита

Расположение метаморфических поясов подвижных областей и закономерности регионального метаморфизма в них были установлены и изучены при составлении карты Метаморфических поясов СССР (Глебовицкий и др., 1971). Нами будет рассмотрено соотношение сульфидного оруденения и регионального метаморфизма в отдельных рудоносных зонах и месторождениях.

К раннепротерозойским метаморфическим поясам Карелии приурочены известные серноколчеданные месторождения Хаутоваара, Ялонваара, Парандово, Чалкинская и Улялегская группы рудопроявлений, рудные тела в которых сложены пиритом и пирротинном. Формирование пиритовых руд в Хаутоваарском месторождении и рудопроявлениях Ведлозерско-Чалкинской структурной зоны, по данным В. И. Робонена (1971) и С. И. Рыбакова, связано с хемогенно-осадочными процессами, сопровождающими образование вулканогенно-осадочных пород,

и последующей перекристаллизацией при метаморфизме зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Пирротиновые руды образовывались на регрессивном этапе метаморфизма при воздействии метаморфических растворов на пиритовые залежи. Однако детальное изучение особенностей регионального метаморфизма и сульфидного оруденения в пределах Чалкинской-Ведлозерской зоны показало более сложную картину их соотношений.

Структурно-метаморфические исследования позволили выявить ранний этап регионального метаморфизма, характеризующийся однородным тепловым полем и развитием вертикальной метаморфической зональности. В южной части зоны, в районе рудопроявлений Ведлозеро и Улялеги, метаморфизм раннего этапа отвечает амфиболитовой фации, и здесь в виде реликтов развиты амфиболиты и гранатовые амфиболиты со слабо выраженной кристаллизационной сланцеватостью, ориентированной на северо-запад (310—320°). В районе месторождения Хаутоваара и Чалкинской группы рудопроявлений условия метаморфизма раннего этапа отвечают зеленосланцевой фации и характеризуются зеленокаменным перерождением вулканогенных толщ, в которых часто сохраняются первичные текстуры. С этим этапом связаны перекристаллизация первичных хемогенно-осадочных руд и образование первоначально пластовых мелкозернистых массивных пиритовых руд, характерных для центральных частей крупных рудных тел.

Дальнейшая эволюция регионального метаморфизма связана с резкой дифференциацией теплового потока и возникновением горизонтальной метаморфической зональности от биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации в центральной части структуры до зоны ультраметаморфизма в краевых частях и в фундаменте. Метаморфические преобразования этого этапа сопровождаются зонами рассланцевания и линейной изоклинальной складчатостью с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью осевой плоскости, ориентированной субмеридионально. В таких зонах вулканогенно-осадочные породы превращаются в различного рода сланцы, в которых полностью исчезают первичные текстуры, а первоначально пластовые пиритовые тела преобразуются в ряд эшелонированных линз, сложенных массивными, повторно перекристаллизованными крупно- и среднезернистыми пиритовыми рудами или брекчиевыми и полосчатыми пирит-пирротиновыми рудами, свойственными краевым зонам рудных тел.

В участках супракрустальных толщ, расположенных в восточном обрамлении синклиория и испытавших высокотемпературный метаморфизм и ультраметаморфизм, при реоморфизме гранитоидных массивов докарельского фундамента создавались благоприятные условия для возникновения градиентов температуры и развития метасоматических изменений заключительного

регрессивного этапа метаморфизма. Преобразования этого этапа проявились в интенсивном окварцевании и мусковитизации, отвечающих кислотному выщелачиванию и сопровождающихся зонами отложения, сложенными вкрапленными и прожилково-вкрапленными пирротиновыми рудами в рудопроявлениях Чалкинской группы, расположенных вблизи зоны ультраметаморфизма и гранито-гнейсов фундамента. Метаморфические растворы, вызывающие изменение этой стадии, извлекали из пород и рудных зон медь, никель, цинк, свинец и другие металлы. При смене режима кислотности-щелочности, в позднещелочную стадию, в условиях снижения температуры происходит возрастание щелочности, окислительного потенциала и активности серы, сопровождающееся образованием в зонах отложения жильной минерализации: медноколчеданной, медно-никелевой (вблизи ультраосновных пород в Хаутоваарском месторождении) и полиметаллической (рудопроявление Корбозеро).

Среднепротерозойскому периоду развития Балтийского щита отвечают два метаморфических пояса: Беломорско-Лапландский и Свекофенский, различающихся термодинамическим режимом регионального метаморфизма.

В пределах центральной части Беломорско-Лапландского пояса выделяется Кандалакшко-Колвицкая структурная зона, в южной части которой развиты образования гранулитовой фации, вмещающие медноколчеданное и медно-никелевое оруденение метаморфогенно-гидротермального генезиса. Медно-никелевое оруденение приурочено к небольшим телам раннеорогенных габбро-норитов и пироксенитов, образующих будины в толще гранулитов основного и кислого состава, содержащих, кроме того, сульфидные кристаллические сланцы. Ранний этап метаморфизма в этой зоне отвечал условиям гранулитовой фации повышенного давления, когда были образованы парагенезисы гранат — гиперстен — основной плагиоклаз — кварц — шпинель и гранат — гиперстен — диоспид — основной плагиоклаз, соответствующие давлению более 10 кбар. Такие ассоциации локализованы в узких зонах, контролируемых глубинными разломами, с телами раннеорогенных никеленосных ультрабазитов и эклогитов. Последующий этап метаморфизма проявился в формировании зональности, сопровождающейся интенсивными складчатыми деформациями и blastomylonitization. В руденосной зоне условия метаморфизма соответствовали гранулитовой фации умеренного давления, и минеральные ассоциации гипербазитов, равновесные в таких условиях, подвергались лишь перекристаллизации, а первоначально пластовые тела гипербазитов были будинированы и рассланцованы. Метаморфические изменения завершаются метасоматическими преобразованиями регрессивного этапа, выражающимися в замещении граната, гиперстена, диопсида и бурой роговой обманки кристаллических сланцев и гипербазитов парагенезисом куммингтонита

и плагиоклаза, иногда с флогопитом, которые соответствуют условиям низкого давления. Одновременно с этим в гипербазитах наблюдается образование прожилково-вкрапленных руд, сложенных пирротином, пиритом, пентландитом и халькопиритом. Вместе с этим в зонах контактов кислых гранулитов с основными куммингтонизация сопровождается окварцеванием и образованием пирротин-халькопиритовой вкрапленности. Метаморфические изменения регрессивного этапа метаморфизма совпадали с периодом спада давления и отвечали условиям кислотного выщелачивания с рядом подвижности компонентов, характеризующимся относительной инертностью магния. Такие изменения способствовали существенной переработке пород, выделению рудных элементов из силикатов и миграции серы из сульфидсодержащих сланцев. Конечным результатом развития таких процессов было образование прожилково-вкрапленного, жильного и гнездового медно-никелевого и медноколчеданного оруденения метаморфогенно-гидротермального генезиса.

В периферических частях Беломорско-Лапландского пояса наблюдается метаморфическая зональность кианит-силлиманитовой фациальной серии, относящаяся к главному этапу регионального метаморфизма. В северной окраине пояса эта зональность накладывается на вулканогенно-осадочные и магматические образования, к которым приурочены сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского рудного района. Детальное изучение структурно-метаморфической связи ультраосновных рудоносных интрузий и вмещающих пород продуктивной толщи печенгской серии с регионально-метаморфическими преобразованиями этих пород и медно-никелевым оруденением показало, что становление этого оруденения имеет длительную и сложную метаморфическую историю.

В первый этап метаморфизма, относящийся к метаморфизму погружения, образуется вертикальная зональность, отвечающая пониженному давлению и условиям пренит-пумпеллиитовой и низкотемпературной части зеленосланцевой фации. При этом в вулканогенно-осадочных породах происходят изменения прогрессивного характера, сопровождающиеся выносом воды. Одновременно синорогенные или раннеорогенные никеленосные гипербазиты испытывают регрессивный метаморфизм, связанный с привносом воды и проявляющийся в интенсивной серпентинизации и хлоритизации. Метаморфические преобразования этого этапа осуществлялись в условиях высокого окислительного потенциала и сопровождалась незначительной вкрапленностью пирита, магнетита и пирротина в гипербазитах и пирита с магнетитом во вмещающих сланцах.

Второй этап регионального метаморфизма в Печенгской рудной зоне характеризуется резкой сменой термодинамического режима и проявляется в формировании горизонтальной метаморфической зональности. Вулканогенно-осадочные породы и

гипербазиты месторождений Печенги в этот этап были метаморфизированы в условиях зеленосланцевой фации, причем этот процесс сопровождался складчатыми деформациями и рассланцеванием вмещающих пород и серпентинизированных гипербазитов. При этом в сульфидсодержащих сланцах продуктивной толщи происходило замещение пирита пирротинном и переотложение последнего по плоскостям сланцеватости. В ультрабазитах изменения этого этапа выражаются в образовании талька, куммингтонита, карбонатов, сфена и в возникновении обильной вкрапленности сульфидов — никелистого пирротина, халькопирита и мелких зерен пентландита, ориентированных по сланцеватости. Метаморфические изменения гипербазитов происходят в тектонических зонах, где интенсивно проявлено рассланцевание, сопровождающееся обменными реакциями между веществом гипербазитов и окружающих пород. В этих зонах происходит перенос воды, перераспределение петрогенных элементов, мобилизация рудных элементов и серы при замещении пирита пирротинном и, как следствие, образование главных вкрапленных медно-никелевых руд Печенги.

Южная часть Беломорско-Лапландского пояса характеризуется серноколчеданными рудопроявлениями и месторождениями, из которых рассмотрено лишь оруденение в Северо-Карельской зоне карелид.

Зональный региональный метаморфизм осуществлялся здесь в условиях ставролитовой, гранат-кианит-биотит-мусковитовой и гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов и отличался повышенным давлением. В прогрессивный этап зонального метаморфизма образовалось вкрапленное пирротинное оруденение в сульфидно-графитовых сланцах. Специфика термодинамических условий главного этапа метаморфизма нашла отражение в последующем постультраметаморфическом регрессивном этапе, когда проявились метасоматические процессы стадии кислотного выщелачивания. Характерно, что в ряду подвижности этой стадии магний более подвижен, чем кальций и железо. Это служит главной причиной образования прожилково-вкрапленных пирротинных руд по принципу обогащения инертным компонентом в высокотемпературных зонах. Позднее, судя по парагенезису куммингтонита и плагиоклаза, возникающего в среднетемпературной зоне, происходил спад давления. В это время в метасоматических зонах проявилась позднещелочная стадия регрессивного этапа, в результате чего образовались поздняя прожилковая сфалерит-халькопиритовая минерализация и железо-магнезиальные метасоматиты.

Супракрустальные и магматические образования Свекофенского метаморфического пояса в Карелии занимают территорию Северного Приладожья, где развита метаморфическая зональность андалузит-силлиманитовой фациальной серии от зелено-

сланцевой до гранулитовой фации, становление которой происходило в течение главного этапа формирования линейных складчатых структур (Глебовицкий, Турченко, 1970). С метаморфической зональностью отчетливо связана металлогеническая зональность. В зоне ультраметаморфизма наблюдается только пирротиновое оруденение, приуроченное к пластам сульфидных сланцев в отложениях ладожской свиты. К зоне силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации приурочены пирротин-халькопиритовые рудопроявления, а в ставролит-альмандиновой субфации присутствуют также сфалеритовые и сфалерит-галенитовые рудопроявления. В зоне зеленосланцевой фации характерно пиритовое, пирит-пирротиновое и борнитовое оруденение.

Вблизи зоны ультраметаморфизма в регрессивный этап осуществляются метасоматические изменения стадии кислотного выщелачивания, отличающиеся инертным поведением магния в ряду подвижности компонентов. Сопряженный с выщелачиванием магнезиальный метасоматоз приводит к образованию метасоматических пород типа шведских скелей и халькопирит-пирротинового либо сфалерит-галенитового оруденения.

Отмеченные закономерности соотношения регионального метаморфизма и сульфидного оруденения характерны также для массивов, относительно стабилизированных ранее, чем окружающие их подвижные области, как, например, ятулий в Карелии, с которым связан целый ряд медноколчеданных рудопроявлений. В породах, вмещающих эти рудопроявления, выделяются ранний этап метаморфизма, отвечающий метаморфизму погружения, с которым связано зеленокаменное перерождение вулканогенных пород, и образование бедной борнитовой и гематитовой вкрапленности. Последующий этап метаморфизма зеленосланцевой фации сопровождался рассланцеванием пород и изменением их минерального состава. При этом в благоприятных тектонических структурах формировались переотложенные борнит-халькопиритовые или халькопиритовые руды, как, например, в месторождении Воронов Бор.

При переходе к жестким сколовым деформациям на регрессивном этапе метаморфизма образуется жильная медноколчеданная минерализация.

Существенные различия в рядах подвижности компонентов при метасоматических изменениях регрессивного этапа метаморфизма в метаморфических поясах различного термодинамического режима, как нам кажется, имеют определенное металлогеническое значение. Каждому ряду подвижности петрогенных компонентов должны отвечать определенный ряд подвижности мобилизуемых рудных элементов и соответствующая этому концентрация их при отложении, определяемая режимом кислотности-щелочности и окислительно-восстановительными процессами.

Сульфидное оруденение в подвижных областях восточной части Балтийского щита образуется в тесной связи с процессами регионального метаморфизма, а парагенетические особенности его проявления в разные этапы играют значительную роль в последовательном формировании сульфидного оруденения и создании его металлогенического облика.

### Литература

- Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И. и др. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Робонен В. И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Материалы регионального петрографического совещания. Л., «Наука», 1971.

А. П. ШМОТОВ

### О перераспределении и мобилизации компонентов и рудных элементов в процессе дислокационно-гидротермального метаморфизма

Основные проявления золота обычно связываются с верхнепротерозойскими образованиями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Исследованиями последних лет установлено, что концентрации золота возникают в местах наложения на породы зеленосланцевой фации локального дислокационно-гидротермального метаморфизма (Шмотов, 1974), обычно проявляющегося в пологих ( $10-30^\circ$ ) крыльях и замковых частях некоторых складок. Последние встречаются в зонах, условно погружающих синклинирное погружение и ряд синклиналей (Казакевич и др., 1971). Зоны расположены почти в широтном направлении, протяженность их до 100 км и более, ширина 0,5—20 км. Складки в них различных размеров, по форме преимущественно изоклинальные, сжатые, лежащие, вытянутые, часто сопровождаются надвигами. Сложены осадками, имеющими сложное ритмически-циклическое строение с многочисленно проявленной фациальной и седиментационной стратификацией. В осадках отчетливо выражена слоистость, обусловленная чередованием пород с различной крупностью обломочного материала.

ла: крупные песчаники переслаиваются с тонкозернистыми, пластичными, углистыми или филлитовыми сланцами, известняками. Физико-химические свойства этих слоистых пород различны. При формировании складок интенсивно проявляются рассланцевание, будинаж, микроскладчатость, межпластовая и по-слойная трещиноватость и др.

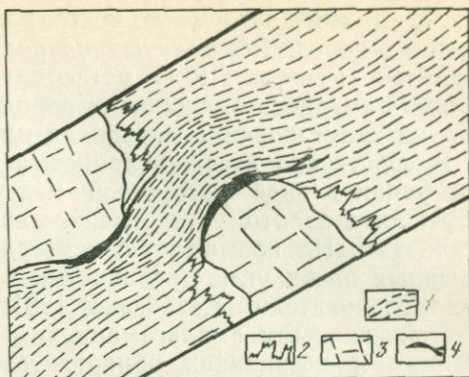
Частая смена тектонического режима в определенных частях складок сопровождалась изменением геотермических и геохимических условий, выразившимся в проявлении и наложении на породы регионального метаморфизма (зеленосланцевая фация) гидротермально-метасоматических процессов — серицитизации, карбонатизации, кварц-сульфидной, сульфидной, прожилковой и вкрапленной минерализации, в образовании метаморфогенных кварцевых жил. Эти метасоматические породы, а вместе с ними и золото-сульфидная минерализация, имеющие четкий литолого-стратиграфический контроль, приурочены обычно к пачкам свит, где наблюдается частое переслаивание тонкообломочных, глинистых, углистых, филлитовидных, пиритизированных сланцев с грубыми кварцевыми песчаниками, алевролитами.

Углистое вещество, серицит, магнезиально-железистые карбонаты (сидерит, анкерит), пирит, золото присутствуют совместно и в условиях регионального и дислокационно-гидротермального метаморфизма ведут себя по-разному. Рассмотрим эти различия.

В условиях регионального метаморфизма на уровне зеленосланцевой фации, когда песчано-сланцевые отложения испытывали незначительные тектонические напряжения, магнезиально-железистые карбонаты встречаются в ограниченных количествах и распределяются довольно равномерно во вмещающей мелкозернистой массе, состоящей в основном из серицита, кварца, углистого вещества и полевого шпата. Намечается закономерная зависимость между вмещающей карбонаты средой и составом карбонатов. Обычно в темноокрашенных углисто-серицит-кварцевых сланцах развиваются сидерит и в меньших количествах анкерит. Встречаются участки в сланцах (иногда слабо метаморфизованных), где сидерит расположен в основной массе в виде агрегатов неправильной, округлой формы. В шлифах он чаще выступает в виде округлых, вытянутых зерен или ромбов с недоразвитыми углами. Нередко встречаются микроконкреции с характерной для сидерита концентрической структурой. В местах развития микротрещиноватости, а также на контактах (и вблизи них) между прослоями пород с разными физико-химическими свойствами более значительно развиты карбонаты, вместе с тем меняется их железистость — начинает преобладать анкерит. В шлифах можно наблюдать, как он постепенно замещает, обрастает сидерит. В некоторых случаях порфиробласты карбоната переполнены включениями ми-

Рис. 1. Сидерит в сланцах. Зарисовка шлифа, увел. 60

- 1 — основная ткань (серицит, кварц, углистое вещество, карбонат рудный);  
 2 — оторочка из доломита;  
 3 — спайность в сидерите;  
 4 — оторочка из углистого и рудного вещества



нералов или реликтами вмещающих сланцев (серицит, кварц, углистое вещество). Последние захвачены во время роста, постепенно изменяются и перерабатываются карбонатом, что обуславливает ситовидную или пойкилобластовую структуру. Иногда в процессе роста порфиробласты карбоната обрастают доломитом. Кайма доломита прерывистая, неровная, зубчатая, развивается только в темных участках зерна, где для роста были благоприятные условия. В местах, где зерно «обтекалось» мелкозернистой основной массой, плотно соприкасаясь с ним, образуются жилкоподобные прорастания, состоящие из железистого и углистого вещества (рис. 1).

Наряду с карбонатами в описываемых пачках присутствует вкрапленность пирита. Пирит — наиболее распространенный сульфидный минерал, он встречается в значительных количествах, часто в ассоциациях с сидеритом и анкеритом. Как и железисто-магнезиальные карбонаты, пирит возник в результате диагенеза осадков, широко распространен и играет решающую роль в концентрации золота. В слабо метаморфизованных песчано-сланцевых разностях мелкозернистый пирит образует жилкоподобные, часто изогнутые, прерывистые формы, желваки, линзы, в периферических частях эти образования частично перекристаллизованы. Структура их колломорфная, реже неравномернозернистая. Гораздо шире в песчано-сланцевых отложениях зеленосланцевой фации распространен кристаллический пирит (0,5—10,0 мм, реже 3 см и более) в виде равномерной, иногда кучной вкрапленности. Метаморфический характер образования пирита подчеркивается тем, что при росте он захватывал и перерабатывал реликты и минералы (плагноклаз, кварц, серицит) вмещающих пород, которые сохранились в нем. Обнаруживается зональное строение кристаллов, сопровождающееся нарастанием слоев сернистого железа в результате метаморфических преобразований окружающей среды. В некоторых прослоях, особенно песчаников, кристаллы пирита окружены кварцевыми, кварц-кальцитовыми оторочками давле-

ния (1—5 мм), которые по составу соответствуют составу вмещающих пород. Результаты полуколичественных спектральных анализов (Гапеева, 1971) метасоматических пиритов и спектральных анализов вмещающих пород тождественны, что указывает на заимствование материала из осадочной толщи.

В собственно песчано-сланцевых отложениях зеленосланцевой фации в виде рассеянной мелкозернистой вкрапленности встречается золото, установленное спектральными химическими анализами. На повышенную хемогенную золотоносность определенных пачек углисто-глинистых отложений указывают многие исследователи (Казакевич, 1961; Чайковский, 1963 и др.). Многочисленными амальгамационными пробными анализами в сланцах и песчаниках обнаружено золото в незначительном количестве. В шлихах золото находится в ассоциации с кварцем, серицитом, хлоритом и другими раннеметаморфическими минералами. Р. В. Нифонтов (1957) утверждал, что источником золота россыпей служит металл, содержащийся в метаморфизованных осадочных породах, и что мельчайшее первичноосадочное золото концентрировалось в более крупные зерна при метаморфизме.

По мере приближения к зонам проявления дислокационно-гидротермального метасоматоза в сланцах и песчаниках уменьшается количество кварца, увеличиваются новообразования метасоматического карбоната, кристаллы которого расположены длинной осью в направлении «течения» мелкозернистой углисто-серицитовой массы. Метакристаллы пирита в этих случаях деформируются, смещаются из своих ячеек, «сгоняются» в линзообразные скопления, вытягиваются в направлении сланцеватости. Структура песчаников и сланцев частично изменяется, приобретая участками структуру, характерную для катакластического метаморфизма (тонкомилонитовая, бластомилонитовая).

Наибольшие метаморфические преобразования, выражающиеся в серицитизации сланцев и песчаников, происходят в минерализованных рудных зонах, в местах широкого распространения микродеформаций — сланцеватости, складчатости, кливажа и будинажа структур, послойных и внутрипластовых трещин. Сланцы в пределах зоны «текли», прослой песчаников образовывали пережимы и вздутия или разрывались на цепочки, состоящие из будинообразных тел или отдельных будин. Наиболее четко структуры будинажа выражены в прослоях песчаников небольшой (до 40 см) мощности. В минерализованных рудных зонах они сопровождаются интенсивными процессами серицитизации. Будинообразные тела размещены в тонкоразлистованной массе, состоящей преимущественно из серицита, благодаря расположению чешуек которого хорошо вырисовываются структуры «обтекания» и обволакивания, развивающиеся в направлении ламинарного скольжения. Серицити-

зация — процесс избирательный, выражена в зонах с разной интенсивностью и распространяется неравномерно, сопровождается образованием узких невыдержанных пласто- или линзообразных залежей. Серицитизированные породы — это тонкозернистые, массивные или полосчатые разности темно-серого и черного цветов, состоящие в основном из серицита, углистого вещества, кварца. При интенсивной серицитизации песчаники и сланцы утрачивают свой первичный состав и структурно-текстурные признаки. Структура их становится тонкомилонитовой, бластомилонитовой, бластокластической, текстура — сланцевой, линзовой, характерной для разностей катакластического метаморфизма.

В тесной парагенетической связи с серицитизированными породами в минерализованных зонах находится магнезиально-железистая карбонатизация. Магнезиально-железистые карбонаты в серицитизированных породах встречаются в виде двух типов: частая или редкая вкрапленность размером 1—6 мм (вкрапленники представлены удлинёнными, пламевидными зёрнами и кристаллами, вытянутыми в направлении «течения» вмещающих масс); мономинеральные стяжения линзообразной, округлой, неправильной формы, нередко они выполняют полости, трещины отслоения и перпендикулярные им разрывы, образуя сеть прожилков. Мономинеральная карбонатизация в зонах чрезвычайно избирательна. По составу магнезиально-железистые карбонаты относятся к анкериту.

С серицитизацией и карбонатизацией тесно связана золото-кварц-сульфидная, золото-сульфидная минерализация. Макроскопически и в шлифах можно наблюдать, как одновременно с ростом карбонатов в «обтекающей» углисто-кварц-серицитовой массе разрушается и перекристаллизуется пирит. В этом случае для него характерны угнетённые, неправильной формы параллелепипеды, кубы со скошенными гранями, часто образующие скопления, закономерно ориентированные относительно «течения» основной мелкозернистой серицитизированной массы. При усилении давления и пластичности пирит разрушается, перекристаллизуется, перераспределяется и концентрируется в кварц-пиритовых, пиритовых прожилках, линзообразных скоплениях, вытянутых в направлении микрорассланцевания. Текстуры скоплений полосчатые, прерывистые, вкрапленно-полосчатые, линзовидные и др. Мощность прожилков от нескольких миллиметров до 1—2 см, иногда более, протяжённость — первые десятки метров (рис. 2).

Дислокационно-гидротермальный метаморфизм по сравнению с региональным метаморфизмом сопровождался более интенсивным односторонним давлением и повышенной температурой, что способствовало изменению физико-химического состава сланцев и песчаников в пределах минерализованных зон, метаморфической дифференциации, перераспределению и кон-

центрации в благоприятных участках компонентов и элементов. При сопоставлении химических анализов пород зеленосланцевой фации и метасоматических пород, преобразованных в результате дислокационно-гидротермального метаморфизма, установлена подвижность кремнезема. В пределах минерализованных зон он ведет себя активно и перемещается в значительных количествах (табл. 1). При сдавливании песчано-сланцевых пачек и уменьшении их мощности кремнезем покидает сланцы и песчаники, перераспределяется и концентрируется, с одной стороны, в пирит-кварцевых, кварцевых прожилках минерализованных зон, а с другой (иногда вместе с CaO, в зависимости от среды) — выполняя межслоевые, кливажные трещины, замковые полости, поперечные разрывы, образуя метаморфогенные, сложные по форме, жилородные тела (разрывы мощностью до 10 м и более сменяются тонкими пережимами или выклиниваются). Наравне с кварцем в разрывах часто в виде правильных концентрических полос и линз наблюдаются вме-

Таблица 1

Химический состав пород зеленосланцевой фации и продукты их гидротермально-метасоматической переработки (в ес. %)

Компоненты	Исходные породы			Метасоматические породы		
	алевролиты	филлитовидные сланцы	песчаник	серцит-карбонатные	карбонат-серцитовые	
					5	6
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	61,00	58,50	62,23	49,60	43,60	46,06
TiO <sub>2</sub>	0,97	1,07	0,55	0,35	1,08	0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,95	19,70	12,35	5,95	22,95	22,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	1,95	5,04	5,76	1,76	1,84
FeO	3,37	4,95	2,66	9,43	7,61	6,47
MnO	0,11	0,09	0,12	0,14	0,15	0,06
MgO	3,02	3,32	2,10	7,15	4,74	4,00
CaO	2,24	1,54	2,66	3,36	3,78	0,56
Na <sub>2</sub> O	1,73	2,42	3,50	0,71	4,19	3,64
K <sub>2</sub> O	2,95	2,89	1,50	0,84	2,08	3,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не опр.	0,08	0,08	0,04	0,04	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,76	3,45	2,12	Не опр.	3,57	4,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,16	0,17	0,09	0,22	0,30
CO <sub>2</sub>	5,94	0,33	4,64	16,77	4,33	5,28
Сумма . . . . .	100,41	100,37	99,64	100,18	100,09	100,09

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР Л. В. Комаровой.

Рис. 2. Строение минерализованной рудной зоны. Зарисовка участка стенки штольни

- 1 — прерывистые кварц-пиритовые, пиритовые прожилки и скопления;
- 2 — кварц-пиритовые прожилки, расположенные согласно сланцеватости;
- 3 — трещины;
- 4 — сланцеватость в метасоматических карбонатно-серицитовых породах

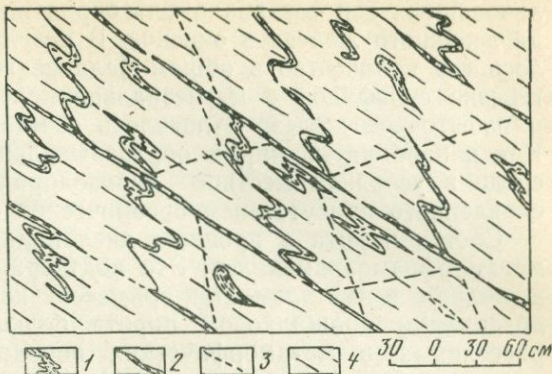
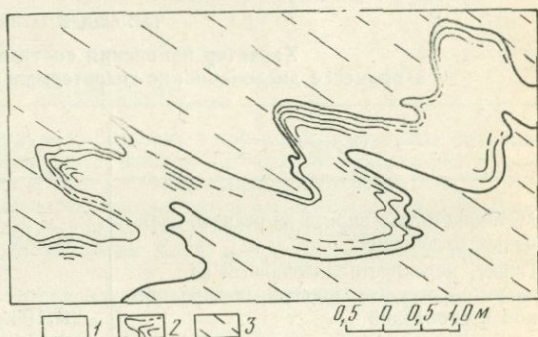


Рис. 3. Сложнодислоцированная метаморфическая кварцевая жила. Зарисовка участка стенки штольни

- 1 — кварц;
- 2 — включения вмещающих пород;
- 3 — вмещающие рассланцованные породы



щающие их карбонат-серицитизированные породы, что придает жилам реликтивно-полосчатую или полосчатую текстуру и указывает на их метасоматическое происхождение (рис. 3). Кварц, выполняя полости, подвергался давлению, он гранулирован и на значительных участках испытывает одновременное угасание. При анализе на золото подобных кварцевых жил установлено, что в жилах, залегающих среди золотоносных пачек песчано-сланцевой толщи, присутствует золото, а жилы, расположенные среди пород, лишенных его, золота не содержат (Гапеева, 1971).

Миграция и накопление окиси алюминия, а также калия и других компонентов в пределах минерализованных зон привели к новообразованию серицита в больших объемах. Серицит — минерал, характерный и необходимый для золото-сульфидной минерализации, он интенсивно замещает полевые шпаты, хлорит и другие минералы, образует мономинеральные скопления. Это указывает на высокую активность гидротермально-метасоматических процессов.

Значительная примесь органического углекислого вещества в условиях нарастающего метаморфизма в пределах минера-

лизированных зон создавала благоприятные условия для перехода закисного железа в окисное. В результате этого увеличивалось его количество в общем балансе железа, возникал парагенезис сульфидов с магнезиально-железистыми карбонатами, и избыточное железо отлагалось в минерализованных зонах. Как и карбонаты, пирит образовывался в восстановительной среде в условиях местного сероводородного заражения, обусловленного присутствием органических остатков.

Состав пирита в процессе дислокационно-гидротермального метаморфизма изменялся. Это подтверждается изменением содержания в нем элементов-примесей, которых в перекристаллизованном прожилковом пирите больше, чем в кристаллах, рассеянных в метаморфических породах, образовавшихся в условиях серицит-хлоритовой субфации (табл. 2).

Таблица 2  
Характер изменения состава пирита  
в процессе дислокационно-гидротермального метаморфизма

Образец	$Ni_2O_3$	$Co_2O_3$	$As_2O_3$
Метакристаллы пирита из песчано-сланцевых отложений	0,041	0,025	0,043
Пирит, перекристаллизованный из кварц-пиритовых, пиритовых прожилков и скоплений	0,403	0,058	0,193

*Примечание.* Анализы выполнены в спектральной лаборатории Института земной коры СО АН СССР Т. П. Вальнец.

Минерализованные рудные зоны, выполненные измененными гидротермально-метасоматическими породами с кварц-сульфидными прожилками и скоплениями в них, являются благоприятной средой для концентрации золота, содержание которого здесь значительно больше, чем в исходных песчаниках и сланцах. Неоднократные деформации, возникающие под влиянием одностороннего давления в зонах, ускоряли процессы выщелачивания золота из вмещающих его осадочно-метаморфических пород. Растворы при этом имели сравнительно высокую температуру и содержали значительное количество активных растворителей золота — в основном кремния, кальция, меньше калия, натрия и др. (Сауков, 1960). Существенными природными растворителями золота являлись и сульфаты окиси железа (Крейтер, 1958), поставщиком которых были широко развитые во вмещающих породах осадочные сульфиды. Золото из метаморфогенных кварцевых жил и минерализованных рудных зон свободное, крупное, высокопробное, кристаллизуется позже

сульфидов и расположено в последних по трещиноватости, реже между зернами сульфидов, крайне неравномерно, избирательно.

Качественное и количественное распределение компонентов и элементов при региональном и локальном дислокационно-гидротермальном метаморфизме осадочных пород показывает, что нет необходимости объяснять происхождение золота в этих районах привнесом рудного вещества извне, связывая его с гранитоидными интрузиями. Золоторудная минерализация возникла путем мобилизации рудного вещества в процессе регионального и дислокационно-гидротермального метаморфизма в определенных пачках некоторых свит (алевро-сланцевого, сланцево-песчанистого состава, обогащенных пиритом и магнетитом) при формировании изоклинальных складок, которое сопровождалось неоднократными и разнообразными деформациями.

### Литература

- Гапеева М. М.* Природа золотого оруденения и коренных источников питания россыпей Ленского золотоносного района.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. «Недра», 1971.
- Казакевич Ю. П.* Структурные поисковые критерии на золото в условиях Ленского золотоносного района.— Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 38.
- Казакевич Ю. П., Шер С. Д., Жаднова Т. П. и др.* Ленский золотоносный район. Т. I. «Недра», 1971.
- Крейтер В. М.* Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. Госгеолтехиздат, 1958.
- Нифонтов Р. В.* К вопросу о хемогенной золотоносности осадочных пород некоторых районов.— В кн.: Методы исследования минерального сырья. Госгеолтехиздат, 1957.
- Сауков А. А.* Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях.— В кн.: Вопросы геохимии. Т. II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Фирсов Л. В.* Формация золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса, ее главнейшие особенности и проблемы генезиса.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1966.
- Чайковский В. К.* Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы его изучения.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. Изд-во АН СССР, 1963.
- Шмотов А. П.* Тектонические деформации и сопряженные с ними гидротермально-метасоматические преобразования вмещающих пород (Ленский золотоносный район).— Докл. АН СССР, 1974, 218, № 1.

## Физико-химические условия образования метаморфогенных месторождений

А. М. БЛОХ, Р. Н. АФАНАСЬЕВА

### Опыт оценки вмещающих пород рудного поля как генераторов природных растворов

Оценке вмещающих толщ как источников рудного вещества посвящено большое количество работ; меньше освещена роль этих пород как генераторов водных растворов. Исследователи обычно ограничиваются общими прикидками, основанными на разнице в содержании воды в свежих и литифицированных осадках (Шарданов, Кузьменко, 1966), в породах разных фаций метаморфизма (Сауков, 1960; Судовиков, 1960) и др. Более точные подсчеты, которые опирались бы на детальные исследования минерального состава локальных участков и позволили оценить количество воды, удаленной за определенный промежуток геологического времени из определенного объема вмещающих пород, в литературе не приведены.

Для проведения таких исследований в Северном Казахстане был выбран район рудного поля, где вмещающие породы представлены достаточно однообразными песчано-глинистыми образованиями ордовика (лландейло-карадок) темно-серого и черного цветов. Основной структурный элемент района — Главный разлом северо-западного простирания, по которому отложения ордовика контактируют с красноцветной осадочно-вулканогенной толщей девона. Площадь рудного поля, протягивающегося вдоль Главного разлома, разбита поперечными нарушениями на отдельные блоки. Суммарная мощность пород ордовика, по геофизическим данным, около 2000 м.

Для подсчета количества воды, удаленной на протяжении этапа активизации из пород региона, изучены более метаморфизованные аргиллиты ордовика рудного поля и менее измененные породы его периферии. Средняя плотность разреза ордовика, полученная по замерам на образцах, для рудного поля  $2,76 \text{ г/см}^3$  (12 635 определений). На периферии рудного поля, отстоящей от линии Главного разлома на 2—3 км и более, глу-

бокие разведочные скважины не бурились, и разрез ордовика вскрывался картировочными скважинами на глубину не более 20—30, редко 100 м; средняя плотность пород ордовика  $2,60 \text{ г/см}^3$  (856 определений). Для сопоставимой части разреза рудного поля, т. е. для интервала глубин 20—30 м от подошвы перекрывающих рыхлых отложений, средняя плотность равна  $2,71 \text{ г/см}^3$  (1408 определений). Более высокая плотность одно-возрастных пород ордовика выявляется достаточно определено в пределах рудного поля по сравнению с его периферией.

Высокоточные гравиметрические исследования вместе с массовыми замерами плотности пород по керну и выработкам позволили выделить на площади рудного поля более и менее плотные блоки пород. Протяженность отдельных блоков вдоль линии Главного разлома не превышает 500—700 м.

Изменения минерального состава пород рудного поля и его периферии изучали с помощью минералогических исследований глинистых минералов—основного водусодержащего компонента изученных толщ. При этом использовали рентгеноструктурный анализ, электронную микроскопию, электронографию, термический анализ и др. Выделение глинистых минералов из метаморфизованных пород и освобождение их от сростков с кварцем проводили путем дезагрегации образца с помощью ультразвука и последующего диспергирования в тяжелых жидкостях. Помимо глинистых минералов, в них присутствуют в заметных количествах кварц, анкерит и пирит. Содержание кварца определяли химическим методом в соответствии с существующими методиками; анкерита—умножением величины содержания  $\text{CO}_2$  в породе на коэффициент 2,27, отвечающий усредненному составу анкерита ( $2\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 \cdot \text{FeCO}_3$ ); пирита—умножением величины содержания сульфидной серы на коэффициент 1,875, отвечающий составу  $\text{FeS}_2$ . Вычитая из общего веса породы эти компоненты, а также физически связанную воду, удаляющуюся при нагревании образца до  $200^\circ \text{C}$ , мы получаем относительное содержание глинистых минералов в изученных аргиллитах (табл. 1). Для химического определения содержания гидроксильной воды использовали прямой метод с поглонительными трубками, а также термографический метод, дававший хорошее совпадение с данными прямого метода.

Таблица 1  
Средний минеральный состав аргиллитов  
по данным фазовых химических анализов (в %)

Место отбора проб	Число анализов	Кварц	Анкерит	Пирит	Глинистая (слюдистая) составляющая
Периферия рудного поля	18	31,75	1,33	0,54	66,03
Рудное поле	35	34,09	5,87	0,75	59,30

Пробы для химических анализов подбирали после тщательного просмотра в шлифах, чтобы в их число не попали образцы с существенно разной примесью алевритового и песчаного материала. Иначе определения были бы малосопоставимы, так как вариации в содержании отдельных минеральных компонентов, прежде всего глинистой составляющей, могли бы в этом случае зависеть не от наложенных процессов изменения пород, а от первичных седиментационных различий их гранулометрического состава.

Валовой химический состав аргиллитов региона в пределах рудного поля и на его периферии примерно одинаков (табл. 2). Тем не менее в минеральном составе глинистой или, точнее, слюдистой составляющей намечаются заметные отличия.

Таблица 2

Средний химический состав аргиллитов рудного поля и его периферии (в вес.%)

Окислы	Рудное поле		Периферия рудного поля	
	число анализов	среднее содержание	число анализов	среднее содержание
SiO <sub>2</sub>	35	59,22	18	58,28
TiO <sub>2</sub>	21	0,78	19	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35	16,99	23	17,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18	1,90	19	2,00
FeO	19	5,13	19	5,30
MnO	19	0,19	19	0,14
MgO	25	3,46	19	3,09
CaO	25	1,50	19	0,69
Na <sub>2</sub> O	84	0,94	20	1,41
K <sub>2</sub> O	84	3,52	20	3,63
CO <sub>2</sub>	35	2,59	22	0,65

Как и в сопредельных районах Северного Казахстана (Азербавев, 1970), слюдистая составляющая ордовикских аргиллитов характеризуется преобладанием диоктаэдрического мусковитоподобного минерала модификации 2M<sub>1</sub>. О слюдистом характере глинистых минералов свидетельствует появление на рентгенограммах (табл. 3) базальных рефлексов (002) 9,9 и 10,1 Å и (004) 4,97 Å, а об их диоктаэдричности — рефлекса (060) 1,500—1,504 Å. Принадлежность минерала к полиморфной модификации 2M<sub>1</sub>, т. е. к двуслойной моноклинной форме мусковита, вытекает из присутствия сравнительно слабых отражений 3,47—3,50; 3,15—3,20 и 2,96—2,97 Å. Отражения 2,696 Å, отмечаемое для образца с периферии рудного поля, и 3,02 Å — из менее плотного блока могут свидетельствовать о

Таблица 3

Данные рентгенографического изучения  
 слюдистой составляющей аргиллитов рудного поля и его периферии  
 (аналитик Н. И. Чернова)

hkl	I	hkl	I	hkl	I	hkl	I	hkl	I	hkl	I
10,088	2	10,49	4							2,693	5
9,719	5	9,59	5	9,891	5					2,579	4
7,021	3	7,32	3			2,567	7	2,553	9	2,558	8
6,934	4	6,87	5	6,943	5	2,383	1	2,381	5	2,375	4
				5,022	5			2,202	5		
4,939	2	4,90	6			1,875	2	1,881	2	1,876	2
4,461	3	4,41	7	4,461	6	1,727	3	1,728	1	1,728	5
4,392	3					1,675	4				
3,856	2	3,82	4	3,807	5	1,643	2	1,628	4		
3,730	3			3,506	4			1,602	3		
3,504	4	3,49	7			1,500	4	1,501	8	1,504	8
3,381	5							1,351	4	1,360	3
3,193	4	3,17	5	3,160	4	1,341	2	1,338	3		
		3,02	3					1,297	5		
2,966	4	2,975	4	2,968	4	1,243	2	1,242	2	1,247	4
2,851	3	2,832	6								

Примечание. Для удобства сопоставления рефлексы, связанные с присутствием небольшой примеси кварца, в таблице не отмечены.

возможной примеси однослойной моноклинной модификации слюды 1М.

Электроннографические исследования, проведенные Б. Б. Звягиным, также указывают на принадлежность минералов изученных глинистых фракций к модификации 2М<sub>1</sub>. Более низкая, по сравнению с типичным мусковитом, степень совершенства слюдистых компонентов проявляется в диффузном характере рефлексов электрограмм и в их слабой интенсивности. Размеры элементарных ячеек в обоих случаях одинаковы:  $a=5,18$ ;  $b=8,96$ ;  $c=20,00$  Å;  $\beta=95^\circ 40'$ .

Различия в структурной характеристике проб проявляются в заметной обедненности рентгенограммы образца с периферии рудного поля числом отражений и в некотором перераспределении интенсивности последних; кроме того, как отмечалось выше, в этом образце можно ожидать примеси однослойной слюды 1М. Структурная характеристика слюдистого материала в образце из аргиллитов периферии рудного поля более типична для гидрослюды, а в образце из более плотного блока рудного поля — для мелкокристаллического мусковита, т. е. для серицита. Аналогичный вывод можно сделать и на основе элект-

ронографических данных: на электронограммах образца из рудного поля проявляется значительно лучшая окристаллизованность материала, что свидетельствует о большей измененности его слюдистых компонентов. Аргиллит из менее плотного блока занимает промежуточное положение, характеризуясь меньшей степенью серицитизации, чем в более плотном блоке.

Намечающиеся вариации состава слюдистых компонентов пород имеют метаморфогенную природу и связаны в пределах рудного поля с процессом динамометаморфизма, который не проявился на его периферии. Аналогичные переходы от гидрослюдистого диоктаэдрического минерала к собственно мусковиту А. Г. Коссовская (1962) наблюдала вниз по разрезу терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Процессы окремнения, проявляющиеся в серицитизированных аргиллитах, несмотря на то, что общее содержание кремнезема в них остается почти таким же, как на периферии (см. табл. 2), следует связывать с частичным разрушением в обстановке стресса гидрослюдистых минералов до кварца, а также с закономерным падением количества кремнезема в кристаллической решетке серицита. Близкие явления, связанные с кристаллизацией при изменении слоистых силикатов, отмечал А. В. Копелиович (1965) и экспериментально наблюдал Томшей (Tomshey, 1975).

Отмеченные минеральные преобразования аргиллитов рудного поля должны неизбежно сопровождаться обезвоживанием пород, в основном за счет дегидроксилизации водосодержащих минералов. Дегидратацией физически связанной воды, сорбированной на поверхности поровых и капиллярных пространств вмещающих пород и удаляющейся при термическом анализе при температурах до 200—300°С, можно пренебречь, поскольку ее среднее содержание в аргиллитах района одинаково: и в рудном поле (189 определений), и на его периферии (57 определений) оно равно 0,44%.

Удаление гидроксильной воды происходило за счет перехода гидрослюды в серицит и разрушения части слюдистой составляющей до кварца. Подсчитав количество удалившейся воды, можно определить объем природных растворов, который генерировали вмещающие породы рудного поля на протяжении этапа активизации района, т. е. за то время, в течение которого породы рудного поля приобрели, по сравнению с породами периферии, фиксируемые в настоящее время вариации химического и минерального состава.

Для определения содержания гидроксильной воды в слюдистой составляющей пород использовали глинистые фракции, ранее изученные с помощью рентгеноструктурного анализа (см. табл. 3). В образце из рудного поля ее содержание составило, по данным химического анализа, 4,11%, а с периферии — 6,78%. Близкие результаты показал расчет, проведенный

Л. И. Рыбаковой по кривым потери веса: для первого образца потеря веса при нагревании до  $700^{\circ}\text{C}$  равна  $4,5\%$ , а за вычетом потери до  $200^{\circ}\text{C}$ , т.е. физически связанной воды,  $-3,8\%$ ; для второго — соответственно  $7,5$  и  $7,0\%$ .

С этими наиболее представительными данными хорошо коррелируются определения гидроксильной воды для породы в целом, после их пересчета на слюдистую составляющую. На результатах пересчета мы остановимся ниже, а вначале оценим содержание воды на гидрофильной поверхности кремнеземистой составляющей изученных пород.

Для кварца и других модификаций кремнезема гидрофильность поверхности определяется, как известно, силанальными группами  $\text{Si}-\text{OH}$ , которые играют роль активных центров и создают условия для связывания заметных количеств воды. Для оценки содержания воды в тонкодисперсных выделениях кварца можно прибегнуть к следующему приему. Как отмечено выше, содержание гидроксильной воды в серицитовой фракции  $4,1\%$ . Если принять эту величину за исходную и отнести ее ко всему объему слюдистой составляющей аргиллита, то оставшаяся часть гидроксильной воды, определенная по данным химического анализа, будет характеризовать гидрофильность других минеральных составляющих пробы. Карбонатные и сульфидные минералы, также присутствующие в аргиллитах, не отличаются гидрофильностью, и поэтому весь остаток гидроксильной воды можно отнести к тонкодисперсной кварцевой составляющей пород.

Для такого рода подсчетов были подобраны 10 образцов наиболее серицитизированных аргиллитов. Методика подсчета содержания воды, приходящейся на кварц, приведена в табл. 4 и не требует дополнительных разъяснений<sup>1</sup>.

Подсчитанная величина колеблется от  $0,5$  до  $3,5\%$  и в среднем равна  $1,96\%$ ; близкая цифра ( $1,95\%$ ) получается, если при подсчете не учитывать двух крайних величин —  $0,5$  и  $3,5\%$ . Заметный разброс данных может быть связан как с разной дисперсностью кварцевой примеси, так и с неточностью фазовых химических определений содержания кварца и соответственно слюд. Кроме того, истинное содержание воды в слюдистой составляющей может отклоняться от принятой за эталон величины  $4,1\%$  в зависимости от полноты замещения гидрослюды серицитом. Для предпринимаемых качественных прикидок эти возможные несоответствия можно не учитывать и принять за среднюю величину гидрофильности кварцевой составляющей  $2\%$ .

Несмотря на кажущуюся чрезмерность этой величины, она, видимо, близка к истинной. Имеются экспериментальные доказательства (White, 1971) высокой способности ионов  $\text{OH}^-$  к

<sup>1</sup> Прямое определение воды в кварце аргиллитов затруднительно из-за невозможности его полного отделения от слюдистых компонентов.

Таблица 4

Подсчет содержания гидроксильной воды, приходящейся на кварцевую составляющую аргиллитов рудного поля (в %)

№ пробы	$V_{ГВ}$	$V_c$	$V_k$	$V_{ГВ}^c = V_c \cdot 4,1\%$	$V_{ГВ}^k = V_{ГВ} - V_{ГВ}^c$	$\frac{V_{ГВ}^k}{V_k} \cdot 100\%$
11	3,21	53,38	40,92	2,19	1,02	2,5
310	3,72	47,99	49,20	1,97	1,75	3,5
2000	2,24	49,23	41,10	2,02	0,22	0,5
1/182	2,93	63,60	28,94	2,61	0,32	1,1
2/182	3,51	58,54	34,66	2,40	1,11	3,2
2/199	2,83	57,79	30,98	2,37	0,46	1,5
1/207	3,09	43,05	40,65	1,77	1,32	3,2
2/222	2,95	58,32	27,90	2,39	0,56	2,0
3/222	2,34	46,21	39,34	1,89	0,45	1,1
4/469	2,51	52,03	36,32	2,13	0,38	1,0

$V_{ГВ}$  — содержание гидроксильной воды (аналитик В. И. Черепенина);  $V_c$  — содержание слюдистой составляющей;  $V_k$  — содержание кварцевой составляющей;  $V_{ГВ}^c = V_c \cdot 4,1\%$  — доля гидроксильной воды, приходящейся на слюдистую составляющую (из расчета ее среднего содержания 4,1%);  $V_{ГВ}^k = V_{ГВ} - V_{ГВ}^c$  — остаток гидроксильной воды, приходящейся на кварцевую составляющую;  $\frac{V_{ГВ}^k}{V_k} \cdot 100\%$  — среднее содержание гидроксильной воды в тонкодисперсной кварцевой составляющей.

диффузии через кварц при температурах не более 400—500° С. Диффузия сопровождается возникновением силанальных групп, т. е. формированием в кварце гидроксильных компонентов. Добавим, что в опалах содержание воды, удаляемой при температуре более 280° С и относимой исследователями к гидроксильной, в двух изученных М. Д. Дорфманом и др. (1971) образцах составляет 1,23 и 4,3%. По нашим определениям, содержание воды в двух пробах кварца из девонских гранитов сопредельного района 0,95 и 0,99%.

Оценив степень гидрофильности дисперсного кварца аргиллитов, можно определить содержание гидроксильной воды в слюдистой составляющей по данным анализа породы в целом (табл. 5). Величины, полученные при пересчете, совпадают с данными непосредственного определения воды в слюдистой фракции для двух образцов: в одном из них это содержание, по микрохимическому определению, равнялось 4,11 и по пересчету 4,48%, а в другом — соответственно 6,78 и 6,52%. Полученная разница в содержании воды позволяет подсчитать объем воды, выделившейся из вмещающих аргиллитов при их серицитизации.

Таблица 5

Среднее содержание гидроксильной воды  
в слюдистых минералах аргиллитов по данным пересчета  
на слюдистую составляющую (в %)

Место отбора проб	Число проб	$V_{ГВ}$	$V_c$	$V_K$	$V_{ГВ}^K = V_K \cdot 2\%$	$V_{ГВ}^C = V_{ГВ} - V_{ГВ}^K$	$\frac{V_{ГВ}^C}{V_c} \cdot 100\%$
Периферия рудного поля	18	4,49	63,03	31,75	0,63	3,83	5,85
Менее плотные блоки рудного поля	10	3,63	62,64	28,97	0,59	3,04	4,85
Более плотные блоки рудного поля	25	3,16	56,98	36,14	0,72	2,44	4,28

$V_{ГВ}$  — содержание гидроксильной воды;  $V_c$  — содержание слюдистой составляющей;  $V_K$  — содержание кварцевой составляющей;  $V_{ГВ}^K = V_K \cdot 2\%$  — доля гидроксильной воды, приходящейся на кварцевую составляющую (из расчета ее среднего содержания 2%);  $V_{ГВ}^C = V_{ГВ} - V_{ГВ}^K$  — остаток гидроксильной воды, приходящейся на слюдистую составляющую;  $\frac{V_{ГВ}^C}{V_c} \cdot 100\%$  — среднее содержание гидроксильной воды в слюдистой составляющей.

Кроме этой разницы, необходимо учесть количество воды, удаляющейся из слюдистой решетки при ее разрушении до кварца. Уменьшение ее содержания должно соответствовать ее общему количеству в гидрослюде периферии рудного поля, за вычетом той части, которая будет связана на силанальных группах вновь образованного тонкодисперсного кварца. Если содержание  $SiO_2$  в гидрослюде принять равным 50%, то на каждый весовой объем разрушившихся слюд придется половина объема новообразованной кварцевой составляющей.

Из 5,84% (см. табл. 5) или в среднем из 6% воды, содержащейся в гидрослюде, на гидроксидизацию вновь возникшего кварца будет изъята  $\frac{1}{6}$  ее часть (содержание воды в кварце принято равным 2%; значит, новообразованный кварц, составляющий половину объема разрушенных слюд, свяжет 50% этого количества воды, т. е. 1%). Поэтому разрушение гидрослюды должно было сопровождаться удалением не 6, а 5% воды.

Итак, при минеральных преобразованиях аргиллитов содержание гидроксильной воды снижается за счет серицитизации гидрослюды на 1,57% в пределах более плотных блоков и на 1% — в менее плотных и за счет разрушения гидрослюды до

кварца — на 5% весового объема слюдистой составляющей. В сумме за рассматриваемый промежуток геологического времени выделилось 33 л воды из 1 м<sup>3</sup> аргиллитов более плотных и 18 л — менее плотных блоков (табл. 6).

Таблица 6

Подсчет объема воды, удалившейся из аргиллитов рудного поля при минеральных преобразованиях

Показатели	Место отбора проб		
	периферия рудного поля	менее плотные блоки рудного поля	более плотные блоки рудного поля
Средняя плотность аргиллитов, т/м <sup>3</sup>	2,65	2,77	2,78
Содержание слюдистых компонентов в аргиллитах, в %	66,0	62,6	57,0
То же, в т/м <sup>3</sup>	1,749	1,734	1,585
На сколько уменьшилось содержание слюдистых компонентов за счет их разрушения до кварца	—	0,015	0,164
Количество воды, удалившейся из аргиллитов за счет разрушения слюдистых компонентов до кварца, в %	—	5,0	5,0
То же, в л/м <sup>3</sup>	—	0,75	8,20
Количество воды, удалившейся из аргиллитов за счет серицитизации гидрослюды, в %	—	1,00	1,57
То же, в л/м <sup>3</sup>	—	17,34	24,88
Общее количество воды, удалившейся при минеральных преобразованиях аргиллитов рудного поля, в л/м <sup>3</sup>	—	18,09	33,08

Таким образом, вмещающие породы района на изученном этапе геологической истории района служили существенным источником природных растворов. Их способность к генерированию природных растворов сохранилась несмотря на то, что в предшествующие этапы они уже подвергались воздействию обезвоживающих факторов и испытали существенную метаморфизацию.

В настоящее время представления о вмещающих породах как источнике рудного вещества приобрели широкое распространение и получили многочисленные подтверждения. В меньшей степени привлекала внимание исследователей способность вмещающих пород рудных полей генерировать водные растворы. Как видно из приведенного примера, эта способность оказывается достаточно высокой. С другой стороны, в более ранней работе (Блох, 1969) было показано, что процесс дегидроксисилизации водусодержащих минералов и последующего перемещения гидроксильной воды в межкристаллическом простран-

стве вмещающих пород благоприятствует ее обогащению растворенными формами различных металлов, вплоть до достижения рудогенетических концентраций. Все это необходимо учитывать при рассмотрении на конкретных объектах условий рудообразования и природы рудообразующих растворов.

## Литература

- Азербайев Н. А.* Слюдистые минералы глин и постдиагенетические изменения пород карасуирской и дулыгалинской свит ордовика Байконурского синклинория (Юго-Западный Улутау).— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1970, № 1.
- Блох А. М.* О рудообразующей роли гидроксильной воды.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 11.
- Дорфман М. Д., Соклаков А. И., Гусев В. Н.* Исследование структуры и характера воды в некоторых опалах.— Труды Минерал. музея АН СССР, 1971, вып. 20.
- Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 121.
- Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Сауков А. А.* Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 46.
- Судовиков Н. Г.* Граниты и рудообразование.— В кн.: Гранитогнейсы. Изд-во АН УССР, 1960.
- Шарданов А. Н., Кузьменко Ю. Д.* Некоторые вопросы уплотнения глин и отжатия седиментационных вод в мезокайнозойском разрезе Западного Предкавказья.— Труды Краснодарского филиала Всес. нефтегаз. ин-та, 1966, вып. 17.
- Tomschey O.* Vorläufis über die Untersuchungen des Montmorillonits unter höherem Druck und Temperatur.— Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1975, № 34.
- White S.* Hydroxyl ion diffusion in quartz.— Nature, Phys. Sci., 1971, 230, № 17.

В. Б. КОВАЛЬ

## О связи метаморфизма, метасоматоза и оруденения

(на примере урановых метасоматических  
рудопроявлений докембрия)

Рассмотрение основных признаков, определяющих формирование метасоматического месторождения урана в докембрии,— накопления продуктивной толщи, источников рудоносного флюида, соотношения процессов метаморфизма, метасоматоза и рудообразования, эволюции химического состава флюидов, форм переноса урана в карбонатных растворах и процес-

сов, приводящих к накоплению урана,—позволяет создать общую модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах (см. рисунок).

Первопричиной формирования месторождения является накопление урана в протерозойской осадочно-вулканогенной толще, отложившейся в эпизеогосинклинальном бассейне. Формирование этой толщи происходит за счет разрушения и размыва гранитизированных, нижнепротерозойских и архейских пород. Повышенный геохимический фон содержания урана в этих породах обусловил его первоначальную концентрацию в осадочной толще при процессах осадочной дифференциации и химического осаждения.

Для накопления урана наиболее благоприятны низы толщи, где содержащиеся уран минералы (уранинит, давидит и др.) накапливаются при низком содержании в протоатмосфере кислорода вблизи области размыва, образуя россыпи тяжелых минералов. В верхах толщи уран концентрируется в содержащих органику озерных фациях. Распределение урана в них обусловлено сингенетическими процессами и контролируется литологическими, стратиграфическими и тектоническими ловушками.

В большинстве случаев геохимический фон урана в породах, содержащих углекислое вещество и графит (гнейсах и сланцах), в несколько раз, а то и на порядок превышает содержание его в лишенных органики разностях.

Развитие процессов регионального метаморфизма не приводит к существенному перераспределению урана внутри содержащей его толщи пород. Благодаря первичному накоплению урана возникают крупнейшие месторождения в кварц-галечных конгломератах типа Элиот-Лейк (Блайнд-Ривер) и др. В толщах, обогащенных органикой и ураном, развиты прожилки и линзовидные скопления окислов урана в ассоциации с битумным веществом.

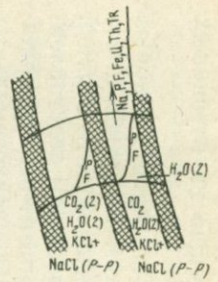
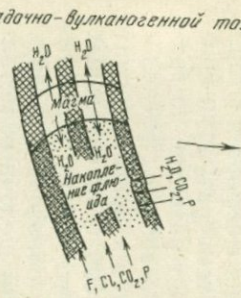
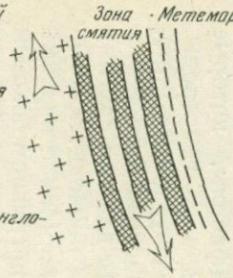
Благоприятные условия для значительного перемещения элементов при метаморфизме пород возникают на границах блоков древних пород с осадками протогосинклинальных бассейнов в связи с развитием широких и протяженных зон смятия, которые контролируются разломами глубинного заложения. К моменту их образования породы претерпевают изменения, вызванные наложением процессов регионального метаморфизма, соответствующих амфиболитовой, реже низам гранулитовой, верхам зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Пространственно такие зоны вытягиваются вдоль контакта с блоками древних пород.

Приращение свободного объема, связанное с дроблением пород, приводит в термодинамических условиях, соответствующих амфиболитовой фации, к их плавлению. Ниже уровня магмообразования накапливается флюид, сбрасываемый в зоны

Накопление осадочно-вулканогенной толщи в протогосинклинальных бассейнах

Зона метаморфизма осадочно-вулканогенной толщи

Продуктивная среднетерозойская осадочно-вулканогенная толща



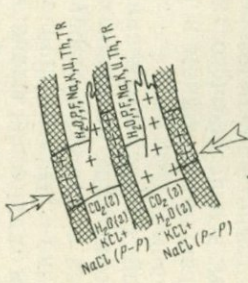
Стадийность метасоматических процессов

Высокотемпературная микроклинизация и альбитизация, раскисление плагиоклаза

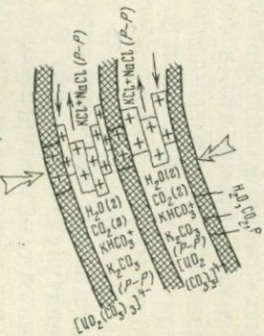
Микроклинизация с повышением содержания урана

Альбитизация с повышением содержания урана

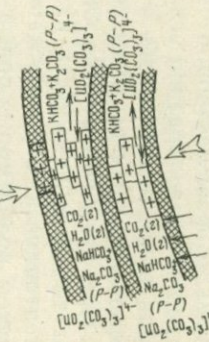
Низкотемпературная альбитизация и карбонатизация, перетолжение и привнос урана с образованием протышленных концентраций



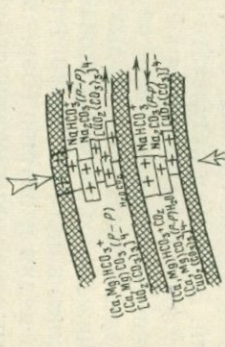
$t = 620^\circ\text{C}$   
 $P > 3200 \text{ атм}$



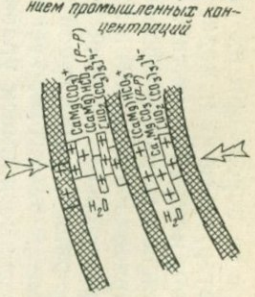
$t = 600-350^\circ\text{C}$   
 $P = 2800-1500 \text{ атм}$



$t = 400-310^\circ\text{C}$   
 $P = 2200-1300 \text{ атм}$



$t = 290-220^\circ\text{C}$   
 $P = 1800-800 \text{ атм}$



$t = 250-150^\circ\text{C}$   
 $P = 800-300 \text{ атм}$

Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия

пониженного давления. В его состав входят углекислота и вода, освободившиеся при метаморфизме осадочных толщ; вода, выделяющаяся из пород при их плавлении; а также углекислота, хлор, фтор, фосфор и вода, поступающие из глубинных зон земной коры и верхней мантии.

Такие компоненты, как фосфор и фтор, растворение которых в силикатном расплаве приводит к понижению температуры плавления, мигрируют сквозь него, вызывая в экзоконтакте верхней зоны развитие ранней акцессорной минерализации, представленной фосфатами (монацитом, ксенотимом, апатитом), содержащими значительные примеси урана, тория и редкоземельных элементов цериевой группы, выносимых в форме комплексных соединений. В магме в результате растворения фосфора и фтора возникают зоны, отличающиеся вязкостью и температурами кристаллизации, что в дальнейшем обуславливает развитие по границам раздела плоскостей скальвания. Обогащение расплавленного ниже зоны магнообразования флюида хлором приводит к накоплению в нем при температурах выше  $600^{\circ}\text{C}$  значительных количеств калия и натрия (Бэрнем, 1970), что может вызвать расслоение первично гомогенного флюида с образованием двух сосуществующих фаз: растворов с галондами щелочных металлов и жидкой или газообразной углекислоты.

При понижении температуры, в первую очередь, раскристаллизовывается расплав с высоким содержанием феррических компонентов. При этом образуются слюды и амфиболы, которые связывают значительную часть находившейся в магме воды. Снятие тектонических напряжений в этих условиях происходит путем дробления пород, а устремившийся в зоны тектонических нарушений флюид обогащает систему водой и другими летучими компонентами, что, в свою очередь, приводит к перекристаллизации пород и выплавлению кислых магм с низкими температурами кристаллизации. Эти магмы при сильном боковом давлении отжимаются вверх и обуславливают поступление части летучих (воды, фосфора, фтора) в верхние структурные этажи. Проходящие в этих условиях сквозь магму летучие отделяются при температурах около  $620^{\circ}\text{C}$  и давлении выше  $3200\text{ атм.}$  С понижением температуры возрастает степень диссоциации кислот, уменьшается подвижность редкоземельных элементов цериевой группы, вследствие чего акцессорные монацит, ксенотим и апатит обогащаются ураном и редкоземельными элементами итриевой группы.

При полной раскристаллизации магматического расплава и новых тектонических подвижках открывается доступ с глубоких горизонтов зон смятия основной массе флюида. С этим периодом связано развитие раннего щелочного метасоматоза. В зависимости от давления флюида изменяется концентрация растворимых в нем компонентов. Флюид ранних стадий, устремляющийся в зоны с пониженным давлением, имеет малую плотность,

состоит в основном из паров воды с примесью углекислоты. Он способен транспортировать кремнезем, обуславливая развитие раннего окварцевания. С ростом давления в нем увеличивается концентрация хлоридов щелочных металлов. Начало щелочного метасоматоза связано с падением давления при открывании трещин и понижением температуры. Последний фактор обусловлен в значительной степени прогревом вмещающих пород. В минералах пород гранулитовой фации наиболее распространены включения, гомогенизирующиеся при нагревании в газовую фазу, часто в них фиксируется фаза жидкой углекислоты.

В областях развития пород амфиболитовой фации в газовую фазу гомогенизируются включения гранитов в кварце. Температура гомогенизации таких включений  $620-450^{\circ}\text{C}$ . С понижением температуры все большая часть включений гомогенизируется в жидкость. Температурный интервал этой стадии  $600-350^{\circ}\text{C}$ . Давление флюида колеблется в пределах  $2800-1500$  атм. С этой стадией связаны процессы высокотемпературной микроклинизации и альбитизации, раскисления плагиоклазов, а в породах гранулитовой фации — образование метасоматических тел диопсид-полевошпатовых пород с уранинитом. Экспериментально подтверждается возможность переноса четырехвалентного урана в газовой фазе в форме сложных димеров. С понижением температуры и вследствие развития процессов карбонатизации в интервале  $500-400^{\circ}\text{C}$  в раствор интенсивно переходит калий, в интервале  $400-300^{\circ}\text{C}$  — натрий, а ниже  $300^{\circ}\text{C}$  — кальций, магний, железо (Белевцев и др., 1972). При этом химический состав вмещающих пород определяет химизм формирующегося флюида.

Благодаря процессам комплексообразования создаются условия, благоприятные для перехода в раствор значительных количеств урана. Наиболее реальной формой нахождения урана в карбонатных растворах является сложный уранил-карбонатный ион. На новом этапе тектонических подвижек из этого флюида удаляется углекислота, возрастает величина рН раствора, что обуславливает переход в него дополнительных количеств кремния, алюминия и урана. При выравнивании давления вновь происходит гомогенизация флюида. Можно предположить, что на границе газовой и жидкой фаз какое-то время существует слой, обогащенный углекислотой и щелочами, который может экстрагировать значительное количество урана. Вследствие высокой устойчивости урана в калий-карбонатных растворах в широком диапазоне температур и давлений в калиевых метасоматитах не наблюдается резкое увеличение содержания урана (Белевцев и др., 1972). Развитие калиевого метасоматоза связано с падением температур от  $400$  до  $300^{\circ}\text{C}$  при давлении флюида  $2200-1300$  атм. Эти процессы обуславливают значительный переход в раствор натрия при ионообменных реакциях. Натрий-карбонатные высокоминерализованные растворы способны при температурах ниже  $300^{\circ}\text{C}$  транспортировать значительные коли-

чества урана, однако в них он менее устойчив, и потеря углекислоты, резкое понижение давления приводят к развитию урановой минерализации. Урановая минерализация также образуется при смешении натриевых карбонатных с кальций-магнезиальными хлоридными растворами. При этом вследствие ионообменных реакций образуются слаборастворимые карбонаты кальция и магния. Наиболее интенсивно этот процесс проявлен в породах железорудной формации. Процессы натриевого метасоматоза протекают в интервале температур 290—220°С при давлении флюида 1800—800 атм. Их развитие способствует переходу в раствор значительных количеств кальция и магния, что резко понижает его растворяющую способность по отношению к урану. Это, в свою очередь, обуславливает обогащение натриевых метасоматитов ураном. При замещении биотита альбитом освобождается содержащаяся в нем примесь окиси титана, которая является хорошим сорбентом урана. На урановых месторождениях натриевой формации широко развиты сложные уранотитанаты переменного состава.

Как и в калий-карбонатных растворах, образование газовой фазы при приоткрывании трещин, а затем гомогенизация раствора при выравнивании давления приводят к образованию на линии их раздела пограничного слоя, способного экстрагировать значительные количества урана. При уменьшении растворяющей способности флюида по отношению к урану в пределах этого слоя могут образоваться урановые минералы. С понижением температуры ниже 300°С в карбонатном растворе при развитии ионообменных реакций накапливаются все большие количества кальция и магния. Приоткрывание трещин и удаление углекислоты в этих условиях приводит к выпадению карбонатов кальция и магния, связыванию в них анионов  $\text{CO}_3^{2-}$  и разрушению уранил-карбонатного комплекса. Возникают наиболее благоприятные условия для полного осаждения урана из растворов. Процесс отделения от флюида газовой фазы, обогащенной углекислотой, носит при этих температурах необратимый характер. Даже повышение давления до 3000 атм не приводит к гомогенизации флюида.

Учитывая сокращение площади метасоматического преобразования пород от ранних калиевых метасоматитов к поздним карбонатным, сопровождаемое ростом в поздних разностях содержания урана, можно утверждать, что промышленные концентрации урана формируются при перераспределении урана, находящегося в метасоматитах ранних стадий. Этот процесс имеет сложный, многоступенчатый, растянутый во времени характер. Он протекает в широком диапазоне температур и давлений, при неоднократных тектонических подвижках, с участием воды и таких активных в химическом отношении анионов, как  $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{SO}_3^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ , обуславливающих комплексобразование. Учитывая многообразие факторов, необходимых для накопления

промышленных концентраций урана, можно утверждать, что этот процесс носит вероятностный характер. Лишь совокупность благоприятных факторов может привести к формированию месторождения. Наиболее существенными, определяющими процесс формирования промышленного метасоматического месторождения урана в докембрии являются: а) наличие обогащенной ураном осадочно-эффузивной толщи пород; б) развитие в пределах этой толщи зон смятия вдоль глубинных разломов, обеспечивающих поступление в нее сбрасываемых при метаморфизме воды и углекислоты, а с глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии — воды, углекислоты, хлора, фтора, фосфора, сернистых газов и других активных компонентов; в) переход в зоне смятия части пород в расплавленное состояние и накопление ниже уровня магмообразования флюида; г) эволюция химического состава флюида при взаимодействии его с вмещающими породами, падении температуры и давления, процессах сепарации в связи с резким приращением объема при дроблении пород; д) формирование рудных скоплений в результате многократного экстрагирования и отложения в благоприятных геологических структурах рудного вещества при нарушении химического равновесия.

Магматический очаг, служащий экраном для поднимающихся вдоль зон смятия летучих компонентов, в зависимости от степени прогрева образуется на разной глубине. Ближе всего к поверхности он расположен в условиях, отвечающих гранулитовой фации регионального метаморфизма. Для этих регионов характерно развитие высокотемпературных калиевых метасоматитов и олигоклазовых гранитов. Перенос урана предположительно осуществляется в газовой фазе в форме сложных фосфатных, фосфатно-фторидных и хлоридных комплексов. Образование урановых и урансодержащих минералов связано с распадом комплексов в результате перехода флюида из газообразного в жидкое состояние и при его взаимодействии с вмещающими породами.

В областях развития пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, поступление флюида, накопившегося ниже зоны магмообразования, в верхние структурные этажи происходит в несколько стадий. Растянутость этого процесса во времени обуславливает его протекание в широком диапазоне температур и давлений, что, в свою очередь, приводит к смене активности оснований и кислот.

Раннее окварцевание сменяется во времени калиевым, а затем натриевым метасоматозом, обусловленным воздействием на породы хлоридных и более поздних карбонатных растворов. При обогащении пород железом, кальцием и магнием процессы раннего ощелачивания в нижних структурных этажах вызывают сопряженное развитие в верхних структурных этажах железистого и кальций-магнезиального метасоматоза.

На заключительных стадиях метасоматического преобразования пород незначительно развит карбонатный и сульфатный метасоматоз. Основной переход урана в раствор и его перенос связаны с образованием уранил-карбонатных комплексов. Вследствие их высокой устойчивости в калий-карбонатных растворах последние являются благоприятной средой для транспортировки урана, но в калиевых метасоматитах значительное накопление урана не отмечается. В результате ионообменных реакций, происходящих при взаимодействии флюида с вмещающими породами, раствор обогащается натрием. Натриевые растворы также способны транспортировать значительные количества урана, но при их взаимодействии с породами, содержащими элементы-восстановители, часть его может переходить в четырехвалентное состояние и извлекаться из миграционного цикла.

При падении температуры резко возрастает активность натрия. В результате развития процессов натриевого метасоматоза раствор обогащается кальцием и магнием, устойчивость в нем урана понижается, что приводит к возрастанию его содержания в натриевых метасоматитах почти на порядок. С этим переходом связано рассеивание урана в щелочно-карбонатных метасоматитах. Натриевый метасоматоз развивается более локально по сравнению с калиевым метасоматозом и еще более локально — карбонатный метасоматоз, связанный с потерей флюидом углекислоты. Образование карбонатов приводит к связыванию групп  $\text{CO}_3^{2-}$  и разрушению уранил-карбонатного комплекса, что, в свою очередь, способствует наиболее полному осаждению урана при соответствующих физико-химических условиях. При наличии благоприятной геологической структуры образуется месторождение.

### Литература

- Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. «Наукова думка», 1972.
- Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. «Мир», 1970.

## О возможных формах переноса урана и причинах его осаждения при процессах метаморфогенного рудообразования

Для выявления условий метаморфогенной мобилизации урана и его последующего отложения в виде рудных масс необходим анализ экспериментальных работ по обоснованию уранил-карбонатной модели рудоотложения, рассматриваемой многими геологами в качестве универсальной на основании общих соображений. Между тем экспериментальные данные для термодинамического обоснования этой модели в области повышенных температур (только до  $200^{\circ}\text{C}$ ) появились лишь в последние годы (Никитин и др., 1972; Сергеева и др., 1972). Одной из актуальных задач является дополнение имеющихся и получение новых опытных данных для более высокотемпературных условий, а также сравнение уранил-карбонатной модели с другими возможными моделями гидротермального уранового рудообразования.

В связи с этим нами изучены некоторые равновесия в карбонатных и фторидных водных растворах уранила при температурах до  $350\text{--}400^{\circ}\text{C}$  и давлении  $500\text{ кг/см}^2$ .

Реакции исследовали в динамическом экзоклаве (Сыромятников, 1971) аналитическим методом изучения равновесий в потоке, сущность которого заключается в том, что раствор насыщают в изобарно-изотермических условиях и затем при постоянном давлении выводят в зону охлаждения (конденсации), откуда извлекают и анализируют. Метод применим при изучении солей с отрицательным или близким к нулевому температурным коэффициентом растворимости. При этом используется подход к равновесию как сверху (осаждение из пересыщенных растворов), так и снизу (насыщение при взаимодействии раствора с твердой фазой); первый способ позволял более точно диагностировать твердую фазу, выпадающую из насыщенного раствора в зоне реакции.

Данные по растворимости  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  в  $\text{H}_2\text{O}$  показали хорошую сходимость с экспериментами М. И. Равича (1974) (табл. 1) и подтвердили, таким образом, надежность методики. При температурах выше  $350^{\circ}\text{C}$  ( $P=500\text{ кг/см}^2$ ) нами отмечен гидролиз соли в растворе (с образованием  $\text{NaOH}$  при температуре выше  $450^{\circ}\text{C}$ ). Это снижает возможность образования устойчивых комплексных карбонатных форм тяжелых металлов в углекислых растворах при повышенных температурах, роль карбонатных комплексов становится практически ничтожной в области температур выше  $450^{\circ}\text{C}$ .

Таблица 1

Растворимость  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  в  $\text{H}_2\text{O}$  при температурах выше  $350^\circ\text{C}$  ( $P=500 \text{ кг/см}^2$ )

T, °C	Вес. %		Моль/л	
	данные М. И. Равича	данные авторов	данные М. И. Равича	данные авторов
350	7,5	7,21	0,70	0,68
370	—	4,27	—	0,42
400	2,1	2,30	0,20	0,22
420	—	1,10	—	0,10
450	—	0,24	—	0,023

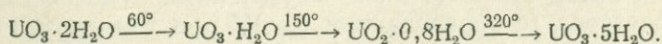
Указанный метод использован и для определения некоторых констант, необходимых при термодинамическом анализе уранил-карбонатной модели рудообразования. В частности, уточнены константы устойчивости и изобарные термодинамические потенциалы трикарбонат- и дикарбонатуранила в диапазоне  $150\text{—}350^\circ\text{C}$ , для чего потребовалось изучить равновесия  $\text{Na}_2\text{U}_2\text{O}_7\text{—H}_2\text{O}$  и  $\text{UO}_3\text{—H}_2\text{O}$ . Синтезировав  $\text{Na}_2\text{U}_2\text{O}_7$  в процессе изучения карбонатных равновесий (Королев и др., 1974), мы экспериментально исследовали взаимодействия данного соединения с обезгаженной дистиллированной водой при  $150, 250, 350^\circ\text{C}$ , используя описанный выше аналитический метод потока при  $P=500 \text{ кг/см}^2$ . Реакция шла в соответствии с равновесием гидролиза диураната.

Ниже приведены расчетные данные по изменению произведений активностей диураната натрия в зависимости от температур:

T, °C	$pL_T^0$		T, °C	$pL_T^0$	
	(по Р. П. Рафалы-скому, 1973)	(данные авторов)		(по Р. П. Рафалы-скому, 1973)	(данные авторов)
25	53,89	—	200	53,2	—
100	50,2	—	250	—	53,4
150	52,3	50,9	350	—	55,9

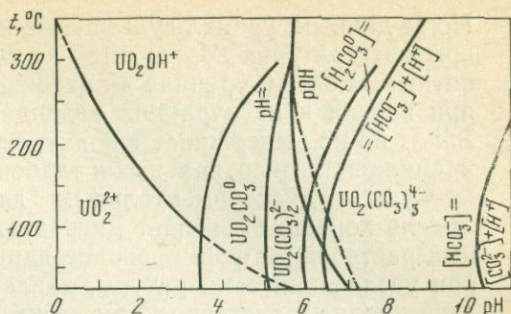
По нашим данным, произведение активностей диураната натрия прямо пропорционально изменению обратной температуры ( $1/T$ ) в интервале  $150\text{—}350^\circ\text{C}$ .

В системе  $\text{UO}_3\text{—H}_2\text{O}$  найдены твердые фазы, равновесные с раствором:



В исследованной области температур и давлений концентрация урана в растворе над этими гидроокислами практически не зависит от температуры (Королев и др., 1974). В интервале  $100\text{—}200^\circ\text{C}$  полученные данные и рассчитанные по ним произве-

Рис. 1. Поля преобладания ионов уранила в карбонатных водных растворах в зависимости от изменения температуры и рН ( $\Sigma \text{CO}_2 = 1$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ;  $C_U = 10^{-5}$  г-атом/кг  $\text{H}_2\text{O}$ )



дения активностей соответствуют данным А. А. Никитина с соавторами (1972). Произведение активностей гидроокислов уранила при температурах свыше  $200^\circ\text{C}$  А. А. Никитин с соавторами вывели расчетной экстраполяцией в отличие от наших констант, определенных экспериментально, однако и в этом интервале температур данные находятся в удовлетворительном соответствии:

T, °C	$pL_T^0$		T, °C	$pL_T^0$	
	(по данным А. А. Никитина и др., 1973)	(данные авторов)		(по данным А. А. Никитина и др., 1973)	(данные авторов)
25	21,87	—	250	21,08	21,48
100	20,52	20,28	300	21,78	22,25
150	20,37	20,37	350	22,64	23,19
200	20,57	20,72			

Указанные эксперименты и анализ ранее опубликованных данных (Королев и др., 1974) позволили уточнить параметры уранил-карбонатной модели. На рис. 1 представлена диаграмма полей преобладания ионов уранила в системе  $\text{UO}_3 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - (\text{Na}_2\text{O})$  в координатах  $T - \text{pH}$ , показывающая, что поля устойчивости уранил-карбонатных комплексов с ростом температуры смещаются в щелочную область. При температурах около  $300^\circ\text{C}$  и выше уранил-карбонатные комплексы в нейтральных растворах даже при высоких концентрациях  $\text{CO}_2$  нестабильны.

Предварительные данные по изучению комплексообразования уранила во фторидных средах (Королев и др., 1974) свидетельствуют о малом влиянии температуры на растворимость комплексных уранил-фторидов по сравнению с  $\text{Na}_2\text{U}_2\text{O}_7$ , по крайней мере до  $350^\circ\text{C}$ . Это указывает на способность фторидных комплексов уранила конкурировать с уранил-карбонатными в нейтральных — слабощелочных растворах при температурах выше  $200^\circ\text{C}$  даже при невысоких суммарных концентрациях фтора по сравнению с  $\text{CO}_2$ , что связано с меньшей степенью гидролиза фтор-иона.

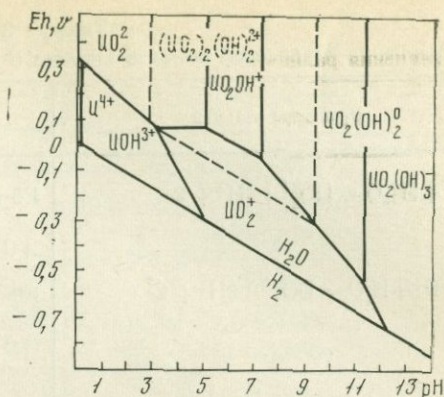
Комплексообразование уранила в сульфатных растворах при повышенных температурах изучено Н. М. Николаевой (1971).

По ее данным, уранил-сульфатные комплексы, особенно  $UO_2SO_4$ , при температурах порядка  $150^\circ C$  могут конкурировать с карбонатными ионами уранила в слабокислых средах (рН 4—5) даже при низких концентрациях адденда, на 2—4 порядка меньших  $\Sigma m_{CO_2}$ , но не выдерживают конкуренции с карбонатными ионами уранила в близнейтральных и слабощелочных растворах.

Судя по экспериментальным данным, уранил-карбонатная модель хорошо объясняет миграцию уранила в щелочных водных растворах и формирование данных фаз окислов урана (VI) при увеличении температуры, давления, нейтрализации, подкисления водных растворов при отсутствии в подкисляющей среде новых лигандов. Снижение температуры и давления оказывает обратный эффект. Образование окислов урана с валентностью больше шести из карбонатных растворов, как показывают эксперименты, должно идти ступенчато, через промежуточные соединения по схеме:  $UO_3 \cdot H_2O \rightarrow U_2O_8 \rightarrow U_2O_5 \rightarrow U_4O_9$  в близнейтральных — слабощелочных растворах;  $Na_2U_2O_7 \rightarrow NaUO_3 \rightarrow U_4O_9$  — в щелочных. Поскольку эти фазы не известны в природных рудных ассоциациях, геологическая приложимость карбонатной модели по температуре должна быть снижена до  $250^\circ C$ . При этом полученные при разложении уранил-карбонатных комплексов гидроксокомплексы уранила способны в кислых и слабокислых средах восстанавливаться до гидроксоионов урана (IV) в области устойчивости воды. Полимеризация последних комплексов вызывает поликонденсацию твердых фаз типа настурана ( $UO_{2+x}$ ).

Экспериментальные данные свидетельствуют о расширении полей преобладания комплексных ионов уранила при увеличении температуры. Реакции как гидролиза уранила, так и комплексобразования этого иона с иными лигандами, кроме  $OH^-$ , например с  $CO_3^{2-}$  (см. рис. 1), приводят к смещению поля преобладания свободного иона уранила во все более кислую область, и даже в системе  $U-H_2O$  оно выклинивается при рН 0 и  $T=300^\circ C$ . В свою очередь, реакция восстановления  $UO_2^{2+} + 4H^+ + 2e$  с ростом температуры происходит во все более восстановительных условиях, и при температуре около  $250-300^\circ C$ , согласно экстраполяции данных Н. М. Николаевой (1974), линия восстановления ионов уранила до ионов урана (IV) выходит за пределы поля  $H_2O$  в поле преобладания водорода. В связи с этим предложить альтернативу уранильной модели метаморфогенной мобилизации урана затруднительно, кроме того, она достаточно хорошо аргументирована. Однако уранильная модель ограничена по температуре. Гидролиз аддендов, увеличивающийся с ростом температуры, сводит к минимуму роль комплексных ионов уранила выше  $400-450^\circ C$ , а гидроксокомплексы уранила при температурах порядка  $400-450^\circ C$  должны восстанавливаться до ионов пяти- и четырехвалентного урана, о чем свидетельствует восстановительная обстановка в метаморфических фациях,

Рис. 2. Диаграмма полей преобладания ионов уранила в системе U—H<sub>2</sub>O при нормальных условиях в координатах Eh—pH (сильно разбавленные растворы). Пунктиром обозначено дополнительное равновесие



образовавшихся в более высокотемпературных условиях, чем фация зеленокаменного изменения.

Таким образом, уранильная модель мобилизации и переотложения урана может применяться для объяснения мобилизации и перераспределения урана в условиях зеленокаменной фации метаморфизма. В более высокотемпературных условиях, где минералы — источники воды перешли в маловодные или безводные алюмосиликаты, парциальное давление воды уменьшается, вода становится плохим диэлектриком, и ионная диссоциация в ней затрудняется. Основными миграционными формами урана и сопутствующих ему Th, Zr, TR, вероятно, являются летучие компоненты: радикалы, молекулы-мономеры и их ассоциаты. Об этом свидетельствуют тонкие структуры природных высокотемпературных минералов урана (браннеритов и давидитов) — глобулярные, фибриллярные, блочные, дендритовые и др., характерные для полимерных образований (Беляева, 1971; Королев, Румянцева, 1974). Среди подобных летучих компонентов важная роль принадлежит, вероятно, галогенидам урана (IV) (Бетехтин, 1959). Во всяком случае только в галогенсодержащих средах с U(IV) и Ti(IV) были синтезированы уранотитанаты — аналоги браннерита и давидита. В то же время синтез водусодержащего низкотемпературного колломорфного браннерита — гелбраннерита — осуществлялся в слабокислых водных растворах при 150—200°С. Происхождение этой разновидности минерала можно объяснить с помощью как уранильной модели рудообразования (разрушение комплексов U(VI) и восстановление уранила до ионов четырехвалентного урана с последующим соосаждением гидроксидов U(IV) и Ti(IV) в виде гелей и дальнейшей частичной рекристаллизацией), так и модели нейтрализации кислых растворов четырехвалентных урана и титана (Бурьянова, Баранова, 1963; Королев, Румянцева, 1974).

В заключение важно отметить, что в литературе полностью отсутствуют термодинамические данные о поведении U(V) в водных растворах при повышенных температурах и давлениях. Сог-

Таблица 2

Уравнения равновесий ионов в системе U—H<sub>2</sub>O при нормальных условиях

Уравнение реакции	Условия равновесия
$U^{4+} + 2H_2O = UO_2^{2+} + 4H^+ + 2\bar{e}$	$Eh = 0,327 - 0,1183pH +$ $+ 0,0296 \lg \frac{[UO_2^{2+}]}{[U^{4+}]}$
$UOH^{3+} + H_2O = UO_2^{2+} + 3H^+ + 2\bar{e}$	$Eh = 0,321 - 0,0888pH +$ $+ 0,0296 \lg \frac{[UO_2^{2+}]}{[U^{4+}]}$
$UO_2^+ = UO_2^{2+} + \bar{e}$	$Eh = 0,052 + 0,0592 \lg \frac{[UO_2^{2+}]}{[UO_2^+]}$
$UO_2^+ + H_2O = UO_2OH^+ + H^+ + \bar{e}$	$Eh = 0,362 - 0,0592pH +$ $+ 0,0592 \lg \frac{[UO_2OH^+]}{[UO_2^+]}$
$UO_2^+ + 2H_2O = UO_2(OH)_2^0 + 2H^+ + \bar{e}$	$Eh = 0,788 - 0,1183pH +$ $+ 0,0592 \lg \frac{[UO_2(OH)_2^0]}{[UO_2^+]}$
$UO_2^+ + 3H_2O = UO_2(OH)_3^- + 3H^+ + \bar{e}$	$Eh = 1,458 - 0,1775pH +$ $+ 0,0592 \lg \frac{[UO_2(OH)_3^-]}{[UO_2^+]}$
$UOH^{3+} + H_2O = UO_2^+ + 3H^+ + \bar{e}$	$Eh = 0,581 - 0,1775pH +$ $+ 0,0592 \lg \frac{[UO_2^+]}{[UOH^{3+}]}$
$U^{4+} + H_2O = UOH^{3+} + H^+$	$\lg \frac{[UOH^{3+}]}{[U^{4+}]} = -0,213 + pH$
$UO_2^{2+} + H_2O = UO_2OH^+ + H^+$	$\lg \frac{[UO_2OH^+]}{[UO_2^{2+}]} = -5,16 + pH$
$UO_2OH^+ + H_2O = UO_2(OH)_2^0 + H^+$	$\lg \frac{[UO_2(OH)_2^0]}{[UO_2OH^+]} = -5,16 + pH$
$UO_2(OH)_2^0 + H_2O = UO_2(OH)_3^- + H^+$	$\lg \frac{[UO_2(OH)_3^-]}{[UO_2(OH)_2^0]} = -11,32 + pH$
Дополнительные равновесия * при $a\Sigma_U > 10^{-2,43}$	
$2UO_2^{2+} + 2H_2O = (UO_2)_2(OH)_2^{2+} + 2H^+$	$\lg \frac{[(UO_2)_2(OH)_2^{2+}]}{[UO_2^{2+}]^2} = -5,73 + 2pH$
$[(UO_2)_2(OH)_2]^{2+} + H_2O = 2UO_2(OH)_2^0 + 2H^+$	$\lg \frac{[UO_2(OH)_2^0]^2}{{[(UO_2)_2(OH)_2]^{2+}}} = -18,52 + 2pH$

Таблица 2 (окончание)

Уравнение реакции	Условия равновесия
Дополнительные равновесия * при $a\Sigma U > 10^{-2,43}$	
$2\text{UOH}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O} = (\text{UO}_2)_2(\text{OH})_2^{2+} + 6\text{H}^+ + 2\bar{e}$	$Eh = 0,405 - 0,1183pH + 0,296 \lg \frac{[(\text{UO}_2)_2(\text{OH})_2^{2+}]}{[\text{UO}_2^{2+}]}$
$2\text{UO}_2^+ + 2\text{H}_2\text{O} = (\text{UO}_2)_2(\text{OH})_2^{2+} + 2\text{H}^+ + 2\bar{e}$	$Eh = 0,231 - 0,0592pH + 0,0592 \lg \frac{[(\text{UO}_2)_2(\text{OH})_2^{2+}]}{[\text{UO}_2^{2+}]}$
$(\text{UO}_2)_2(\text{OH})_2^{2+} = 2\text{UO}_2\text{OH}^+$	$\lg \frac{[\text{UO}_2\text{OH}^+]^2}{[(\text{UO}_2)_2(\text{OH})_2^{2+}]} = 4,86$

\* На рис. 2 дополнительные равновесия показаны пунктирными линиями.

ласованные термодинамические данные, опубликованные в последнее время (Наумов и др., 1971), позволили рассмотреть уравнения равновесий в системе  $\text{U} - \text{H}_2\text{O}$  при нормальных температуре и давлении в координатах  $Eh - pH$  при отсутствии условий для образования твердых фаз в осадке (сильно разбавленные растворы) и выделить на них поле преобладания иона пятивалентного урана. Данные расчета приведены в табл. 2 и изображены на рис. 2. Сравнение рисунка с диаграммами Пурбэ для системы  $\text{U} - \text{H}_2\text{O}$ , где имеются твердые фазы в равновесии с раствором (Pougbaix, 1963), показывает, что поле преобладания пятивалентного иона металла полностью перекрыто полями образования твердых фаз окислов, гидроокислов и уранатов, что свидетельствует о нестабильности иона  $\text{U(V)}$  в растворах над осадками в низкотемпературных условиях. Однако наличие обширного поля преобладания иона пятивалентного урана в разбавленных растворах наводит на мысль о возможности увеличения роли ионов урана (V) в более высокотемпературных условиях. На вероятность миграции урана в пятивалентной форме в эндогенных условиях на основании общих соображений и моделирующих экспериментов указывал Ф. В. Сыромятников еще в 50-е годы. Такую возможность подтвердили данные эксперимента по синтезу и переносу  $\text{NaUO}_3$  в водных натрийсодержащих растворах при температурах выше  $450^\circ\text{C}$  (Королев и др., 1974).

Для решения вопросов метаморфозического уранового рудообразования необходимо дальнейшее физико-химическое изучение и моделирование процессов переноса урана с валентностью меньше шести в высокотемпературных условиях.

## Литература

- Беляева И. Д. Электронно-микроскопическое исследование метамиктных минералов. «Наука», 1971.
- Бетехтин А. Г. О поведении радиоактивных элементов при процессах образования эндогенных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 1.
- Бурьянова Е. З., Баранова Е. Н. Аутигенный водный минерал титана, урана и кальция, близкий к браннериту.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 96.
- Королев К. Г., Румянцева Г. В. Об условиях образования коллоидных урано-титанатов и браннерита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 9.
- Королев К. Г., Румянцева Г. В., Голикова Г. А. К проблеме переноса урана в гидротермальных условиях (по экспериментальным данным).— Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 10.
- Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971.
- Никитин А. А., Сергеева Э. И., Ходаковский И. Л., Наумов Г. Б. Гидролиз уранила в гидротермальной области.— Геохимия, 1972, № 3.
- Николаева Н. М. Изучение гидролиза и комплексообразования ионов уранила в сульфатных растворах при повышенных температурах.— Изв. СО АН СССР, серия хим. наук, 1971, № 7.
- Николаева Н. М. Окислительно-восстановительный потенциал системы (I) (I) при повышенных температурах.— Изв. СО АН СССР, серия хим. наук, 1974, № 2.
- Равич М. И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. «Наука», 1974.
- Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М., Атомиздат, 1973.
- Сергеева Э. И. Исследование равновесий в системе  $UO_3-CO_2-H_2O-Na_2O$  в интервале температур 25—200° в связи с условиями образования гидротермальных урановых месторождений. Автореферат канд. дисс. М., 1975.
- Сергеева Э. И., Никитин А. А., Ходаковский И. Л. Экспериментальное изучение равновесий в системе  $UO_3-CO_2-H_2O$  в интервале температур 25—200° С.— Геохимия, 1972, № 11.
- Сыромятников Ф. В. О моделировании природных инфильтрационных процессов на динамическом экзоклаве.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 6.
- Pourbaix M. Atlas d'équilibres électrochimiques. Paris, 1963.

И. В. КОНОВАЛОВ

### Температурная зональность и условия образования золоторудных минеральных ассоциаций

Изучению температурной зональности и последовательности образования минеральных ассоциаций золоторудных проявлений в последнее время придается особое значение в связи с возросшим вниманием к вопросам генезиса месторождений.

Последовательность образования минеральных ассоциаций золоторудных проявлений одного из восточных районов может быть представлена в следующем виде: линзы и вкрапленники

железисто-магнезиальных карбонатов; линзы и метакристаллы пирита; кварц-пиритовые прожилки; пирит-кварцевые прожилки; кварцевые жилы. Эту последовательность подтверждают полученные нами результаты исследования газовой-жидких включений.

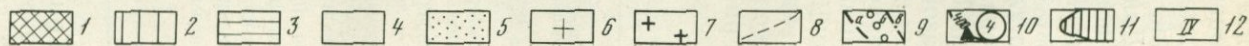
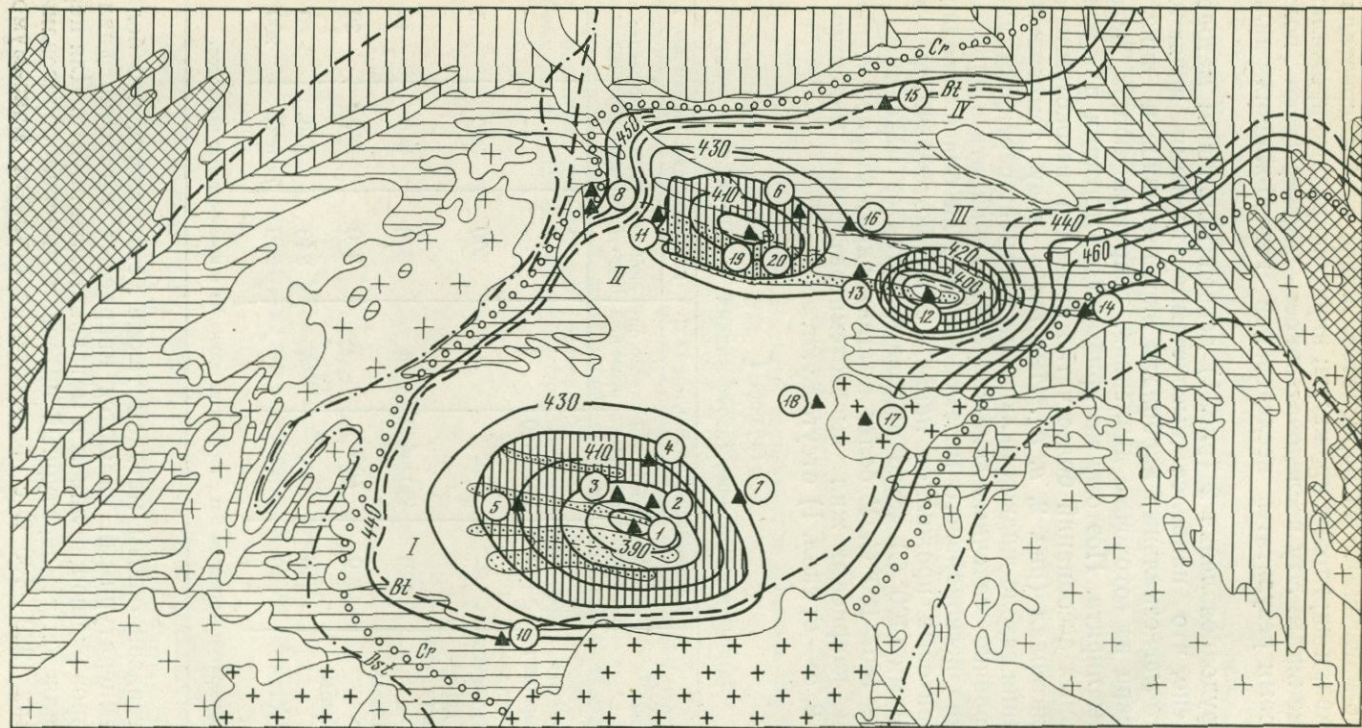
Для рудопроявления 2 (рис. 1) декрепитационным методом установлено, что наиболее высокотемпературными являются железисто-магнезиальные карбонаты вкрапленников и линз, а также кварц из «оторочек давления», сопровождающих метакристаллы пирита. Поэтому на кривых декрепитации для этих минеральных ассоциаций более четко проявлен высокотемпературный интервал (рис. 2, а, б). Имеется в виду температура образования газовой-жидких включений в момент перекристаллизации первично-осадочных линз карбонатов и пирита в процессе проявления регионального метаморфизма. Для более поздних кварц-пиритовых прожилков наряду с высокотемпературными максимумами (400°С) четко выделяются также максимумы в интервале 160—180°С. У более поздних пирит-кварцевых прожилков и кварцевых жил высокотемпературные максимумы (см. рис. 2, в—д; табл. 1) отсутствуют.

Таблица 1  
Данные исследования газовой-жидких включений \*

Минеральные ассоциации	Декрепитация, максимумы, Т° С			Гомогенизация, максимумы, Т° С		
	низкотемпературные	высокотемпературные	число определений	низкотемпературные	высокотемпературные	число определений
Железисто-магнезиальные карбонаты	160	400—480	3	—	—	—
«Оторочки давления» у линз пирита	—	—	—	300	380	5
«Оторочки давления» у метакристаллов пирита	120	400—460	4	260	360	16
Кварц-пиритовые прожилки	160	400	3	260	360	20
Пирит-кварцевые прожилки	160	—	4	240	340	60
Кварцевые жилы	160	—	10	260	320	200

\* Значения температур приведены без поправок на давление и концентрацию растворов.

Гомогенизационным методом также установлено, что более высокотемпературными являются кварцевые «оторочки давления», сопровождающие линзы и метакристаллы пирита. Для первых выявляется температурный интервал минералообразования в пределах 220—400°С с высокотемпературным максимумом



380°С, для вторых — соответственно 180—400 и 360°С (рис. 3, а, б; табл. 1). В сравнительно близких температурных условиях происходило формирование кварц-диоритовых прожилков; общий интервал минералообразования для них сдвинут в сторону более низких значений температур — 160—380°С. Пирит-кварцевые прожилки и кварцевые жилы еще более низкотемпературные — для них высокотемпературные максимумы соответственно равны 340 и 320°С (см. рис. 3, г, д).

Таким образом, наблюдается общая тенденция падения температур образования минеральных ассоциаций от линз пирита (380°С) до кварцевых жил (320°С). Аналогичная последовательность смены ассоциаций по мере падения температур образования отмечалась нами ранее (по результатам декрепитационного анализа) и для других рудопроявлений (Коновалов, 1972).

Более подробно изучены температурные условия образования кварцево-жильных полей (см. рис. 1), что позволило объединить их в три условные группы, различающиеся по относительным значениям температур начала кристаллизации кварца: низкотемпературные (до 400°С), среднетемпературные (400—420°С) и высокотемпературные (более 420°С). Такие высокие, на первый взгляд, температуры принимаются нами после введения поправок на давление и концентрацию растворов, учитываются также наблюдаемые факты гомогенизации некоторых газозо-жидких включений в газовую фазу.

Давление определяли по методам Н. П. Ермакова (1965) и В. Б. Наумова, С. Д. Малинина (1968). Полученные значения колеблются от 940 до 1700 атм, поправки для этих величин в пределах 50—75°С, в большую сторону (Наумов и др., 1966; Лемлейн, 1973). Поправки на давление принимаются с учетом концентрации растворов, которая, по-видимому, достигает иногда 30 вес. %, судя по наличию твердых кристаллов солей в газозо-жидких включениях в кварце некоторых рудопроявлений.

Рис. 1. Температурная зональность рудопроявлений и кварцево-жильных полей одного из восточных районов (использована геологическая основа Л. И. Салопы; изограды метаморфизма — по В. А. Буряку и др.)

- |   |  |
|---|--|
| 1 — доверхнепротерозойские образования;   | 8 — тектонические нарушения;   |
| 2—4 — патомская серия: 2 — баллаганакская подсерия (PR <sub>3</sub> bl), 3 — кадаликанская подсерия (PR <sub>3</sub> kd), 4 — бодайбинская подсерия (PR <sub>3</sub> bd); | 9 — изограды метаморфизма: а — биотита, б — граната, в — дистена;                          |
| 5 — отложения илигирской свиты;   | 10 — номер жильного поля (см. табл. 2) и изолинии начала температур кристаллизации кварца; |
| 6 — мамско-оронский интрузивный комплекс (PR <sub>3</sub> );  | 11 — поля оптимальных температур начала кристаллизации золотоносных кварцевых жил;         |
| 7 — конкудеро-мамаканский интрузивный комплекс (PZ <sub>1</sub> — ?);   | 12 — температурные поля  |

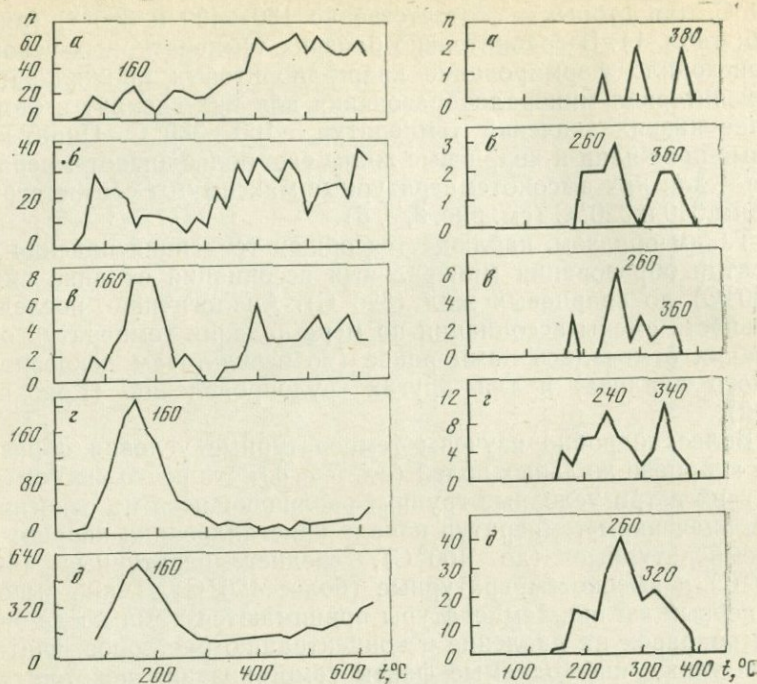


Рис. 2. Кривые декрепитации рудопроявления 2

а — линзы и вкрапленники железисто-магнезиальных карбонатов; б — «оторочки давления» у метакристаллов пирита; в — кварц-пиритовые прожилки; г — пирит-кварцевые прожилки; д — кварцевые жилы

Рис. 3. Кривые гомогенизации рудопроявления 2

а — «оторочки давления» у линз пирита; б — «оторочки давления» у метакристаллов пирита; в — кварц-пиритовые прожилки; г — пирит-кварцевые прожилки; д — кварцевые жилы

По результатам определения температур начала кристаллизации кварца, полученным гомогенизационным методом с введением поправок, построены изолинии температур для жильных полей (см. рис. 1). Температуры образования кварцевых жил этих полей в первом приближении соответствуют региональной температурной зональности вмещающих пород, т. е. более высокотемпературные рудопроявления тяготеют к полям развития пород, метаморфизованных до эпидот-амфиболитовой фации и биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, а более низкотемпературные — к породам серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма.

В пределах синклинория выделяются четыре температурных поля, вытянутых в запад-северо-западном направлении (см. рис. 1, I—IV), причем центральные участки этих полей имеют

Таблица 2

## Температурные условия формирования кварцево-жильной минерализации

Рудопроявления, жильные поля и их номер на карте (см. рис. 1)	Гомогенизация				Декрепитация					Давление, атм	T <sub>р</sub> <sup>гом</sup>	T <sub>ист</sub> <sup>гом</sup>
	максимумы		наибольшие температуры	число наблюдений	максимумы			T конца декрепитации	число наблюдений			
	четко проявленные	высокотемпературные			низкотемпературные	высокотемпературные	четко проявленные					
1	280	320	360	65	140	—	140	300	3		55	375
2	260	340	380	335	200	—	200	320	40		55	395
3	280	340	360	186	200	—	200	380	6		55	395
4	280	360	380	70	200	420	200	440	3		50	410
5	200	360	360	32	200	380	200	440	4		50	410
6	220	360	380	930	220	360	220	400	40		50	410
7	260	360	380	33	260	—	260	460	2	1300—1600	70	430
8	240	400	440	57	200	360	200	460	6	1400—1700	75	475
9	320	380	400	44	200	420	420	500	3		60	440
10	300	360	380	47	200	—	200	380	2		60	420
12	200	320	320	52	200	—	200	360	2	940—1020	50	370
13	220	380	380	45	200	320	200	460	2	1040	50	430
14	360	400	400	46	200	420	200	460	2		70	470
15	320	360	380	31	200	460	460	480	1	1000	60	420
16	300	370	370	32	220	420	220	440	1		60	430
17	300	360	365	31	220	400	220	440	2	900—920	50	410
18	220	340	345	32	180	320	180	380	4		60	400
19	240	400	420	62	180	400	400	440	4	930—970	50	450
20	300	340	380	62	320	340	220	380	3		55	395

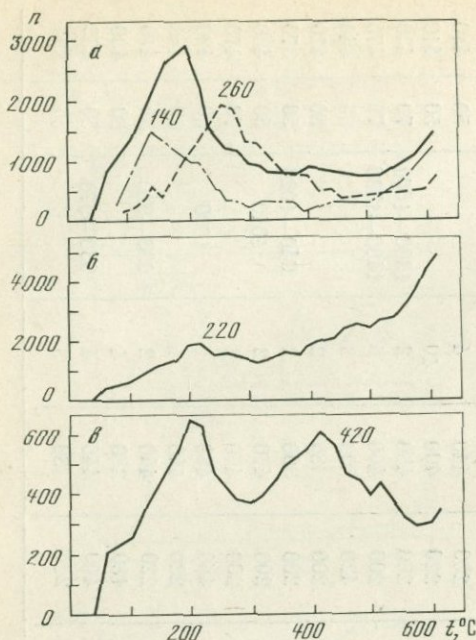


Рис. 4. Форма обобщенных кривых декрепитации для жильных полей, различающихся относительными температурами образования

- а — для низкотемпературных (50 наблюдений);
- б — среднетемпературных (50 наблюдений);
- в — высокотемпературных (11 наблюдений)

относительно низкие значения температур по сравнению с их периферией.

Аналогичные результаты по температурам формирования кварцево-жильной минерализации района получены декрепитационным методом (табл. 2). Во внимание принимали температуры конца декрепитации кварца. В данном случае наблюдается некоторое несоответствие относительных значений температур декрепитации и гомогенизации, обусловленное присутствием углекислоты в составе газовой фазы, неодинаковыми размерами включений и различными прочностными свойствами кварца. Поэтому более достоверны температуры гомогенизации.

Однако декрепитационный метод как более доступный и менее трудоемкий должен, на наш взгляд, более широко применяться при изучении кварцево-жильных полей. Этот метод дает возможность проводить разбраковку золотоносных и незолотоносных кварцевых жил.

По температурам гомогенизации кварцево-жильные поля разделены нами на три группы: относительно низкотемпературные (№ 1—3, 12), среднетемпературные (№ 4—6, 15) и высокотемпературные (№ 8, 10, 14). Для каждой из трех групп построены обобщенные кривые декрепитации, значительно различающиеся по форме (рис. 4).

Для первой группы четко проявлен максимум при температуре  $200^{\circ}\text{C}$  и наблюдается «провал» в интервале  $250\text{—}500^{\circ}\text{C}$ . Рудопроявления этой группы слабо золотоносны (имеется в виду также проявление кварц-сульфидной минерализации), а кварцево-жильные поля с максимумами, выходящими за пределы оптимального интервала положения максимумов ( $160\text{—}220^{\circ}\text{C}$ ), практически не золотоносны. Сюда относятся рудопроявления 1 с низкотемпературным максимумом  $140^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 4, а) и 7 с высокотемпературным максимумом  $260^{\circ}\text{C}$ . Для второй группы обобщенная кривая имеет слабо выраженный максимум в интервале  $200\text{—}220^{\circ}\text{C}$  и крутой «подъем» в интервале  $300\text{—}600^{\circ}\text{C}$ , который, по-видимому, обусловлен аномальным взрыванием газовой-жидких включений, выполненных высокоминерализованными растворами, что подтверждается наличием твердых фаз во включениях. Эта группа рудопроявлений представляет наибольший интерес (см. рис. 4, б). Для третьей группы характерна «двугорбовая» кривая с максимумами при  $200$  и  $420^{\circ}\text{C}$ . Кварцево-жильные поля этой группы практически не золотоносны (см. рис. 4, в).

При поисках новых рудопроявлений необходимо проводить сравнение обобщенных кривых декрепитации, построенных по результатам  $10\text{—}20$  наблюдений, с предлагаемыми эталонными кривыми, что позволит, на наш взгляд, дать предварительную оценку их золотоносности.

Вопрос о верхней возрастной границе формирования кварцевых жил района пока не имеет однозначного решения. Некоторые исследователи считают их более ранними по отношению к массивам гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса (Бурак, 1964 и др.), другие утверждают, что кварцевые жилы и минерализация района генетически связаны с периодом становления этих гранитов (Малых, 1970; Александров, Львова, 1973 и др.). Нами изучены кварцевые жилы, сопровождающие массив гранитоидов.

Для этого массива по результатам декрепитационного анализа построены изолинии температур образования кварцевых жил (по высокотемпературным максимумам, без поправок на давление), находящихся непосредственно на площади массива и на некотором удалении от него (рис. 5). Они подразделяются на две группы. Одна группа представлена жилами, сложенными кварцем молочно-белого цвета, содержащим большое количество газовой-жидких включений; их высокотемпературные максимумы декрепитации не превышают  $400\text{—}420^{\circ}\text{C}$ . Другая группа включает кварцевые жилы, залегающие в гранитном массиве и в непосредственной близости от него. Они сложены полупрозрачным кварцем, часто содержащим вкрапленность молибденита. Газово-жидкие включения более редки, их высокотемпературные максимумы декрепитации достигают  $460^{\circ}\text{C}$ . Жилы пространственно и, видимо, генетически связаны с гранитным массивом.

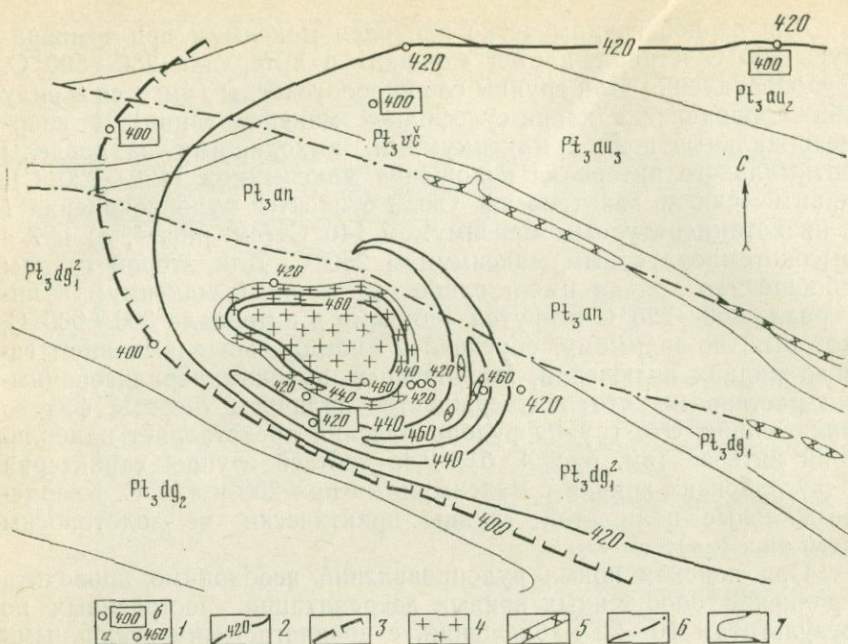


Рис. 5. Изолинии высокотемпературных максимумов декрепитации кварца из жил гранитоидного массива

- 1 — место определения высокотемпературного максимума: а — жилы «бодайбинского» типа; б — жилы гранитоидного массива;
- 2 — изолинии температур (по высокотемпературным максимумам);
- 3 — граница распространения кварцевых жил «бодайбинского» типа и гранитоидного массива

- 4 — гранитоидный массив;
- 5 — дайки гранит-порфиров, гранит-аплитов;
- 6 — тектонические нарушения;
- 7 — границы между породами различных свит: au — аунакитской, vc — вачской, an — анангрской, dg — догалдынской

Кварцевые жилы первой группы развиты в районе, поэтому неудивительно, что они оказались на площади распространения постмагматических образований гранитоидов конклюдеро-маманского комплекса. Они представляют как бы островки с пониженными температурами образования на общем более высоком температурном поле, соответствующем температуре формирования кварцевых жил (см. рис. 5).

Сохранность газовой-жидких включений в кварце «бодайбинских» жил после их незначительного перегрева (20—40° С) в зоне контактовых роговиков вполне объясняется допустимой прочностью стенок включений. В непосредственной близости от массива эти включения имеют трубчатую форму, возникшую, скорее всего, в процессе пластических деформаций кварца в период внедрения гранитов. Нередко наблюдаются пересечения этих

жил с максимумами декрепитации 400°С более высокотемпературными (420°С) жилами.

Таким образом, изложенные результаты позволяют сделать некоторые выводы о возможности применения методов декрепитации и гомогенизации и их прикладном значении при изучении кварц-сульфидной и кварцево-жильной минерализации описываемого района.

1. Методы декрепитации и гомогенизации подтверждают последовательность образования минеральных ассоциаций района, установленную ранее другими геологическими методами исследования.

2. Полученные высокотемпературные максимумы гомогенизации газовой-жидких включений свидетельствуют о зависимости температурных условий образования кварцево-жильных полей от проявления регионального метаморфизма.

Выявлены поля оптимальных температур начала кристаллизации более золотоносных кварцевых жил в пределах 400—420°С.

3. По характеру обобщенных кривых декрепитации возможна разбраковка кварцево-жильных полей на минерализованные и неминерализованные.

### Литература

- Александров А. Л., Львова Н. А.* Бодайбинская впадина как магмоконтролирующая структура.— Докл. АН СССР, 1973, 209, № 6.
- Буряк В. А.* О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в Центральной части Ленского золотоносного района.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. «Наука», 1964.
- Ермаков Н. П.* Исследование минералообразующих растворов. Изд-во Харьковского гос. ун-та, 1950.
- Ермаков Н. П.* Термометрия глубинных процессов рудообразования.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. «Наука», 1965.
- Коновалов И. В.* О стадийности минералообразования на месторождении Ленского золотоносного района (по газовой-жидким включениям).— Докл. АН СССР, 1972, 204, № 3.
- Леммлейн Г. Г.* Морфология и генезис кристаллов. «Наука», 1973.
- Малых В. С.* О мезозойской активизации Байкальской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1970, 194, № 1.
- Наумов В. Б., Малинин С. Д.* Новый метод определения давления по газовой-жидким включениям.— Геохимия, 1968, № 4.
- Наумов В. Б., Балицкий В. С., Хетчиков Л. Н.* О соотношении температур образования, гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений.— Докл. АН СССР, 1966, 171, № 1.

## Миграция рудогенных и петрогенных элементов при процессах метаморфизма и рудообразования

Общеизвестно, что одной из важных и сложных генетических проблем метаморфогенного рудообразования является установление закономерностей миграции породообразующих и рудогенных элементов при различных процессах метаморфизма. В настоящее время имеется уже значительное количество опубликованных материалов по этому вопросу, как отечественных, так и зарубежных. Однако большая часть посвящена выявлению закономерностей миграции главных петрогенных элементов в связи с проблемой метаморфогенного рудообразования, хотя, как правильно подмечено Ф. А. Летниковым (1972), термодинамические закономерности миграции для тех и других в общем одинаковы.

В предлагаемой работе обобщены некоторые результаты геологических исследований последних лет по распределению элементов в породах различных фаций метаморфизма: от претерпевших стадию дозеленосланцевого метаморфизма до ультраметаморфических образований высокой амфиболитовой фации, а также в различных диафторитах и метасоматитах, возникновение которых связано с постгранитизационным регрессивным метаморфизмом. Кроме того, изложены новые экспериментальные данные по проверке условий экстракции некоторых рудогенных и петрогенных элементов из осадочных и метаморфических пород при взаимодействии их с термальными растворами. Результаты геологических исследований по миграции элементов рассмотрены на материалах по Украинскому щиту (центральная часть Волинского блока, Кировоградский блок, Криворожско-Кременчугская структурно-фациальная зона), Донбассу, Карпатам и другим регионам СССР.

Для определения баланса вещества и выявления закономерностей миграции петрогенных элементов использован атомно-объемный метод сравнения химического состава пород. Характер изменения содержаний малых и рудогенных элементов в породах различных фаций метаморфизма установлен по сопоставлению средних содержаний и дисперсий с использованием критерия Фишера или  $F$ -распределения.

Ниже приведены результаты изучения средних содержаний отдельных элементов или суммы их по породам и фациям метаморфизма.

Дозеленосланцевая фация метаморфизма. Нами исследованы песчаники неогена Карпат, песчаники, алевролиты и аргиллиты свиты  $S_2^3$  Донбасса, претерпевшие стадию метаморфизма длиннопламенных и газовых углей (Д—Г), а также полуантрацитов и антрацитов (ПА—А). Температуры крити-

ческих точек метаморфизма этих углей, по данным М. Л. Левенштейна (1969), соответственно равны 40—90 и 170—240° С. Эта группа пород, представленная терригенными образованиями, характеризуется самым высоким содержанием титана ( $27 \cdot 10^{-2}\%$ ), свинца ( $23 \cdot 10^{-4}\%$ ), цинка ( $12 \cdot 10^{-3}\%$ ), никеля ( $14 \cdot 10^{-3}\%$ ), циркония ( $16 \cdot 10^{-3}\%$ ) и бария ( $4,5 \cdot 10^{-2}\%$ ); она отличается самым высоким содержанием как суммы всех металлов, так и суммы металлов по выделяемым группам.

Зеленосланцевая фация метаморфизма. Изучены две большие группы пород Криворожско-Кременчугской зоны, представленные метаморфизованными терригенными и хемогенными образованиями. Для характеристики первой из них исследовали в основном магнетит-амфиболовые и кварц-серицитовые сланцы свиты  $K_2$ , серицит-кварц-биотитовые сланцы свиты  $K_3$ , а также полевошпат-биотит-кварцевые метапесчаники и конгломераты свит  $K_1$  и  $K_3$ . Эта группа терригенных образований, претерпевшая метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, характеризуется почти повсеместным значительным уменьшением содержаний титана, свинца, цинка, олова, циркония, ванадия, никеля, кобальта и бария. Таким же значительным уменьшением содержаний эти породы характеризуются по сумме всех металлов (рис. 1). Если принять для терригенных образований среднее содержание суммы всех элементов в породах дозеленосланцевой фации за 100%, то сумма этих же элементов в породах зеленосланцевой фации составит всего 43,6%.

Вторая группа пород представлена магнетитовыми и гематит-мартитовыми кварцитами и джеспилитами средней свиты, а также доломитовыми мраморами верхней свиты. Содержание всех перечисленных элементов в породах этой группы (хемогенных) значительно ниже, чем в терригенных образованиях, претерпевших метаморфизм дозеленосланцевой и зеленосланцевой фаций (см. рис. 1). Необходимо отметить, что и для пород более высоких фаций метаморфизма сохраняется эта закономерность: хемогенные образования характеризуются более низкими содержаниями рудогенных элементов по сравнению с терригенными. Кроме того, в железистых кварцитах почти повсеместно отсутствуют такие элементы, как кобальт, олово, серебро, барий и молибден. В связи с тем, что ряд терригенных (сланцы различного состава) и хемогенных (мартитовые и магнетитовые разности железистых кварцитов района рудников им. Орджоникидзе и им. 1-го Мая) образований нельзя с уверенностью отнести к следующей, более высокой фации метаморфизма (т. е. эпидот-амфиболитовой, как делают некоторые исследователи), нами эти породы выделены в самостоятельную группу, промежуточную между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой. Здесь терригенные и хемогенные образования отличаются более низкими содержаниями суммы всех рудогенных элементов (31,8 отн. %) и ее отдельных групп.

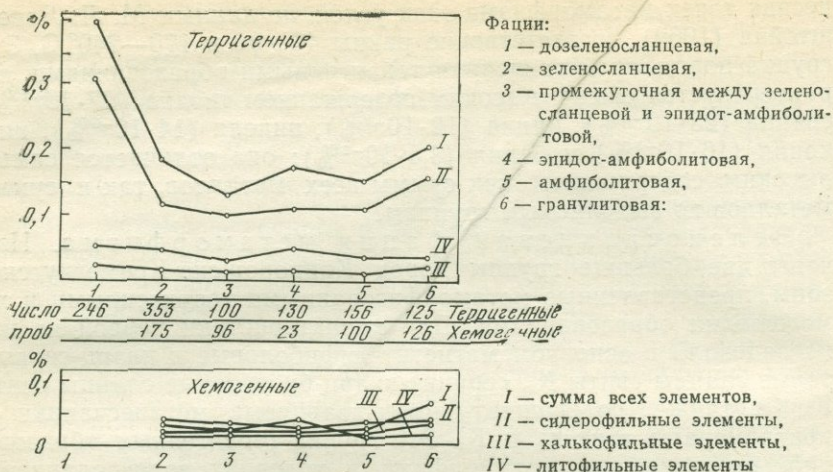


Рис. 1. График изменения содержаний суммы рудогенных элементов

Эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма. К терригенным образованиям этой фации отнесены сланцы различного состава Анновского участка и Западно-Ингулецкой зоны Кривого Рога, а к хемотропным — магнетитовые разности железистых кварцитов Анновского участка.

По сумме рудогенных элементов эти группы пород аналогичны породам зеленосланцевой фации, а следовательно, она несколько выше, чем в промежуточной. Привлекает внимание поведение таких элементов, как хром, молибден и ванадий, содержания которых значительно выше по сравнению с породами как зеленосланцевой, так и промежуточной фаций.

Амфиболитовая фация метаморфизма. К терригенным образованиям этой фации отнесены железистые сланцы и гнейсы амфибол-биотитовые Артемовского участка, гнейсы биотит-амфиболовые участка Петрово, а также Оленегорского месторождения, а к хемотропным — магнетитовые разности кварцитов этих же участков. Общая сумма рудогенных элементов несколько уменьшается: от 43,6 в эпидот-амфиболитовой до 37,2 отн. % в амфиболитовой фации для терригенных образований, а для хемотропных образований такая же, как в двух предыдущих фациях. Интерес представляет уменьшение содержания в породах этой фации хрома, кобальта, свинца, серебра, а также литофильных элементов (молибдена, циркония и бария).

Гранулитовая фация метаморфизма. К терригенным образованиям этой фации отнесены железисто-силикатные сланцы Приазовья и Побужья, а также пироксен-плаггиоклазовые гнейсы с. Петрово, к хемотропным — магнетитовые разности кварцитов Приазовья и Побужья. Для пород этой фации

метаморфизма характерно увеличение суммы рудогенных элементов, особенно группы сидерофильных элементов. Так, для терригенных образований содержание сидерофильных элементов по сравнению с такими же образованиями амфиболитовой фации составляет 143,9 отн. %, в то время как сумма всех рудогенных элементов 130,3 отн. %. Значительно увеличивается здесь содержание кобальта, хрома, титана, никеля и только для ванадия это не характерно. Для хемогенных образований общая сумма рудогенных элементов также увеличивается более чем в 2 раза (по отношению к амфиболитовой фации она составляет 245,8 отн. %). Здесь присутствуют все элементы литофильной группы. По-видимому, условия повышенных температур и давлений, соответствующие гранулитовой фации метаморфизма, способствуют концентрации этих элементов с образованием минеральных ассоциаций.

Для выявления закономерностей миграции элементов при процессах ультраметаморфизма нами рассмотрен ряд пород, образовавшихся в условиях эпидот-амфиболитовой и высокой амфиболитовой фаций метаморфизма; гнейсы — плаггиомигматиты — мигматиты — гранитоиды. Среди гнейсов, плаггиомигматитов и мигматитов выделяются биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые разности, а гранитоиды представлены биотитовыми и биотит-амфиболитовыми адамеллитами, нормальными биотитовыми и существенно калиевыми микроклиновыми гранитами. Все отмеченные разновидности пород объединены в группы, характеризующие различные ступени проявления ультраметаморфизма (гнейсификация, мигматизация, образование палингенных гранитов). Указанные породы большей частью связаны постепенными переходами, что обусловлено единым процессом образования. При этом исходной породой, или «субстратом», нами считаются различные по составу гнейсы (эпидот-амфиболитовая или низкая амфиболитовая фации), а конечным продуктом ультраметаморфизма — палингенные автохтонные микроклиновые граниты (высокая амфиболитовая фация). Сопоставление средних содержаний малых и рудогенных элементов проведено по отмеченным выше группам.

Анализ полученных материалов показывает, что при процессах ультраметаморфизма по характеру миграции все элементы разделяются на две группы (рис. 2). Первая включает: железо, магний, кальций, марганец, никель, кобальт, титан, ванадий, хром, медь, скандий, стронций, иттрий, иттербий. Большинство этих элементов обладают хорошей миграционной способностью, высокой подвижностью и имеют устойчивую тенденцию к уменьшению содержаний с увеличением степени гранитизации. Почти на протяжении всего процесса они выносятся из зоны ультраметаморфизма. Наиболее четко эта закономерность выражена у сидерофильных и частично у халькофильных элементов. Несколько менее отчетливо она проявлена у скандия, иттрия и иттербия:

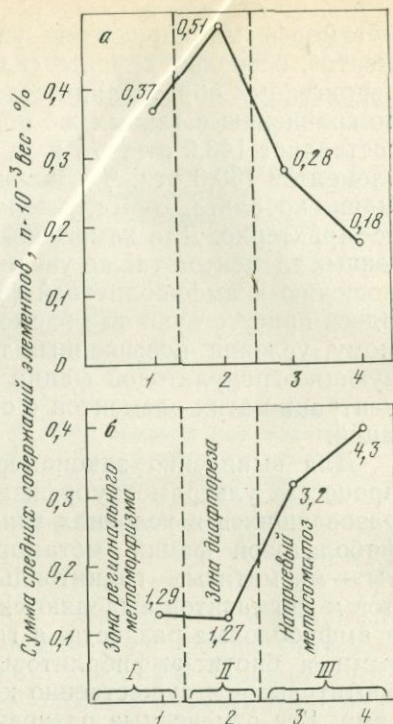
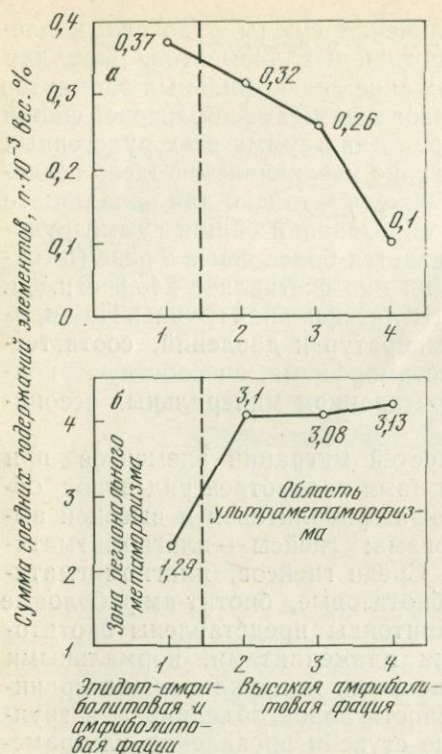


Рис. 2. Графики суммарного выноса (а — Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Cu) и привноса (б — Pb, Mo) малых и рудогенных элементов при процессах ультраметаморфизма

1 — гнейсы биотитовые и биотит-амфиболовые; 2 — плагниогматиты; 3 — мигматиты; 4 — гранитоиды (адамеллиты, нормальные граниты, существенно калиевые граниты, пегматиты)

Рис. 3. Графики суммарного привноса — выноса малых и рудогенных элементов (а — Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Cu; б — Pb, Mo) при процессах диафтореза и натриевого метасоматоза

1 — гнейсы биотитовые и биотит-амфиболитовые; 2 — гнейсы хлоритизированные и эпидотизированные (диафторированные); 3 — гнейсы альбитизированные; 4 — альбиты по гнейсам; I — эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации; II — зеленосланцевая фация; III — гидротермальное изменение пород

при магматическом замещении гнейсового субстрата гранитоидами содержания этих элементов в последних уменьшаются очень незначительно (Комаров, 1972, 1974 г.).

Вторую группу элементов составляют кремний, калий, свинец, молибден и барий. Обладая хорошей миграционной способностью, они, в отличие от элементов первой группы (особенно сидерофильных), имеют четко выраженную тенденцию увеличения содержаний на протяжении всего процесса гранитизации с на-

коплением некоторых из них в остаточных постранитизационных гидротермальных растворах. Особенно четко эта закономерность проявилась для свинца и калия. Сопоставление содержаний их в гнейсах, с одной стороны, и в различных плагиомигматитах, мигматитах и гранитоидах — с другой, показывает, что они значительно ниже для пород гранитизируемого протосубстрата и выше для подуктов ультраметаморфизма. Наиболее контрастно такой тип миграции проявлен для калия и натрия. Гнейсы характеризуются сравнительно низкими содержаниями калия по отношению к натрию. По мере усиления ультраметаморфизма возрастает активность калия при постоянном привносе его гранитизирующими растворами на протяжении всего процесса. Образующиеся при этом мигматиты и граниты становятся по содержанию щелочей натрий-калиевыми. Особенно значительную подвижность приобретают калий и натрий на заключительном этапе ультраметаморфизма, в стадию палингенеза. Калий, как более активный элемент при этом процессе, вытесняет натрий, и на заключительном этапе возникают существенно калиевые микроклиновые граниты.

В последние годы все более важное значение в пределах докембрийских щитов начинает приобретать многочисленная и своеобразная в генетическом отношении группа редкометальных натриевых метасоматитов, несущих рудные концентрации некоторых редких элементов. В геолого-структурном положении натриевых метасоматитов отмечается четко проявленная закономерность — в подавляющем большинстве случаев они локализируются в пределах разрывных нарушений или тектоно-метасоматических зон, пространственно тяготеющих к массивам калиевых микроклиновых гранитов амфиболитовой фации. Последние образовались на поздних этапах эволюции гранитоидного магматизма, обусловленного процессами ультраметаморфизма воздымания в раннедокембрийских подвижных зонах.

Такие тектоно-метасоматические зоны отличаются сложным геологическим строением. В них многократно проявлены процессы дислокационного метаморфизма, диафореза в условиях зеленосланцевой фации и натриевого метасоматоза. В результате дислокационного метаморфизма возникали различные по мощности blastsомилониты, милониты, катаклизиты и брекчии, залегающие, как правило, в висячем боку тектоно-метасоматических зон. Регрессивный метаморфизм выразился в основном в зеленокаменном изменении пород — хлоритизации и эпидотизации различных по составу гнейсов, мигматитов, гранитов и др., раскислении плагиоклазов до альбит-олигоклаза и альбита, а также десиликации пород (главным образом мигматитов и гранитоидов) с образованием зон «сиенитизации». Наложенный натриевый метасоматоз привел к возникновению альбититов и в различной степени альбитизированных гранитов, мигматитов, гнейсов и «сиенитов».

Возникновение тектоно-метасоматических зон и натриевых метасоматитов сопровождалось значительными по масштабам перемещениями породообразующих и малых элементов, с выносом или накоплением их и с образованием рудных концентраций редких элементов в различных продуктах метасоматоза.

Миграция элементов при регрессивном метаморфизме и натриевом метасоматозе рассматривается нами для нескольких участков, расположенных в сходных геолого-структурных условиях.

Полученный материал показывает, что при наложении процессов диафтореза и натриевого метасоматоза на различные гнейсы, плагиомигматиты, мигматиты и гранитоиды исключительно высокую миграционную способность приобретает кремний. Это выражается в интенсивном выщелачивании кварца из катаклазированных и диафторированных гранитоидов и мигматитов с образованием кавернозных «сиенитоподобных» хлорит-полевошпатовых и хлорит-эпидот-полевошпатовых пород и переотложением кремнекислоты в краевых частях зон диафтореза. Эта же тенденция выноса кремния сохраняется и при наложении процессов натриевого метасоматоза. При «сиенитизации» пород происходит перераспределение калия. При натриевом метасоматозе калий почти нацело замещается натрием и мигрирует из зоны альбитизации. Незначительную миграционную способность приобретает алюминий — отмечается увеличение его содержаний в диафторитах и натриевых метасоматитах. В поведении магния, кальция и железа четко проявлена тенденция привноса их в зону диафтореза. Количество закисного железа увеличивается при диафторезе, а окисного — при наложении натриевого метасоматоза.

Более сложным становится характер миграции малых и рудогенных элементов. Однако и здесь устанавливаются некоторые закономерности. Образование диафторитов (главным образом хлоритовых и эпидотовых) сопровождается привносом никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, молибдена, марганца, меди и выносом их при наложении натриевого метасоматоза. Особенно контрастно указанный характер перераспределения элементов проявлен при изменении гнейсов (рис. 3), плагиомигматитов и мигматитов и несколько снивелирован для гранитов и «сиенитов». Отмеченная закономерность нарушается для ванадия и титана при наложении процессов натриевого метасоматоза на гранитоиды и «сиениты». Альбитизация этих пород, особенно в заключительную стадию (карбонатно-натриевый метасоматоз), характеризуется привносом этих элементов и концентрацией их в апогранитных и апосиенитовых альбититах.

Еще более четкая закономерность устанавливается при миграции циркония, ниобия, галлия, свинца, церия, лантана, стронция, иттрия, иттербия, т. е. главным образом литофильных элементов. Зеленокаменное изменение пород и образование натриевых метасоматитов приводят к увеличению содержаний этих элементов, что и обусловило геохимическую и металлогеническую

специализацию натриевых метасоматитов рассматриваемой группы. Исключение составляют лишь свинец и скандий, для которых отмечаются снижение содержаний для пород зоны зеленокаменного изменения и концентрация их в зоне проявления натриевого метасоматоза (см. рис. 3, б). Необходимо также отметить, что характерной геохимической особенностью процессов диафореза является повсеместный привнос серебра.

Проведены нами также экспериментальные работы по мобилизации металлов из пород различных фаций метаморфизма водными растворами в кислой (рН 1,2), нейтральной (рН 6,9) и щелочной (рН 9,9) средах в условиях, соответствующих примерно нижней границе зеленосланцевой фации (300°С и 300 атм). Эксперименты проводили с породами, претерпевшими различные ступени метаморфизма — от дозеленосланцевой до амфиболитовой и гранулитовой фаций. Полученные результаты позволяют четко установить зависимость интенсивности выноса от степени метаморфизма пород и от кислотности-щелочности растворов.

Величина выноса большинства петрогенных и рудогенных элементов уменьшается по мере увеличения степени метаморфизма пород (рис. 4). Для железа характерен значительный вынос в кислой среде, причем для него, как ни для какого другого элемента, устанавливается четкая закономерность: более высокий вынос происходит из легких фракций, в то время как концентрация его здесь значительно ниже и фракция не содержит собственных минералов железа. Если из тяжелой фракции пород дозеленосланцевой фации выносятся 7—20% железа, то из легкой фракции — 49—75%. Даже из мономинеральной фракции сидерита вынос железа (общего) в кислой среде не превышает 7%, что свидетельствует не о растворении сидерита, а об образовании новых форм окисла железа в виде магнетита и железистого хлорита, что подтверждается результатами наших опытов (Фоменко и др., 1972). Вынос марганца в основном характеризуется такими же закономерностями, что и железа (рис. 5). Более высокий вынос железа и марганца из легких фракций объясняется, по-видимому, тем, что они находятся здесь в основном в форме соединений с легкорастворимыми силикатами или в виде изоморфных примесей в породообразующих минералах и при повышенных температурах легко переходят в жидкую фазу, образуя хлоридные комплексы (Хелгессон, 1967).

Вынос кальция резко уменьшается от кислой среды к нейтральной и щелочной. Несколько по-иному ведет себя алюминий, который независимо от среды выносятся в небольших количествах, редко достигающих 10%, т. е. при данных условиях является инертным элементом.

Интересно также поведение натрия, который в кислой среде выносятся в значительных количествах (25—90%), а в нейтральной и щелочной наблюдается отложение натрия из раствора; увеличение его количеств в твердой фазе иногда достигает 100%.

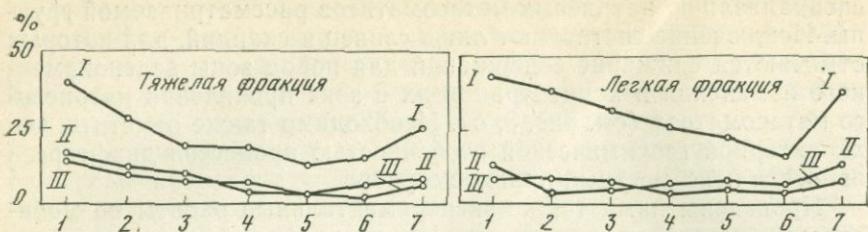


Рис. 4. График выноса суммы рудогенных элементов

- 1 — дозеленосланцевая фация (Д—Г);
- 2 — дозеленосланцевая фация (ПА—А);
- 3 — зеленосланцевая фация;
- 4 — эпидот-амфиболитовая фация;
- 5 — амфиболитовая фация;
- 6 — гранулитовая фация;
- 7 — ультраметаморфизм;
- I — кислая среда;
- II — нейтральная среда;
- III — щелочная среда

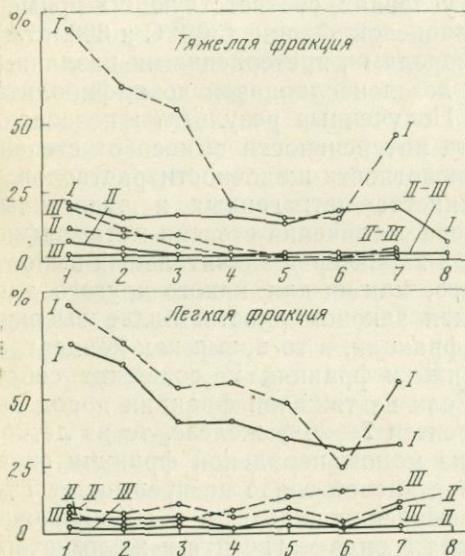


Рис. 5. График выноса Fe (общего) и Mn

- 1—7 — обозначения те же, что и на рис. 4;
- 8 — монофракция сидерита;
- I — кислая среда;
- II — нейтральная среда;
- III — щелочная среда; сплошная линия — содержание Fe, пунктирная — Mn

Установлено, что одной из форм фиксации натрия в твердой фазе является новообразованный анальцит (Кучер, Фоменко, 1974). Эти данные свидетельствуют о значительной возможности формирования щелочных натриевых растворов при ультраметаморфизме за счет мобилизации натрия из пород гранитизируемого субстрата.

Проведенные экспериментальные работы показали, что для пород дозеленосланцевой фации суммарный вынос элементов несколько снижается по мере повышения степени метаморфизма, однако остается значительным, достигая 30—40% в кислой среде и около 10% в нейтральной и щелочной. Это свидетельствует о том, что при метаморфизме, отвечающем нижней границе зеленосланцевой фации, происходит массовое перемещение металлов, вызванное перекристаллизацией первичных, аутигенных и некоторых кластогенных минералов осадка.

Наши эксперименты, близкие по условиям к регрессивному метаморфизму, показали, что для метаморфических и ультраме-

таморфических пород наблюдается заметная подвижность рудогенных элементов: в кислой среде вынос составляет 20—30%, а в нейтральной и щелочной — 3—10%.

### Выводы

1. Процессы динамотермального регионального метаморфизма вызывают значительное перемещение породообразующих компонентов и связанное с ним перераспределение малых и рудогенных элементов. В целом поведение большинства элементов подчиняется закономерности, установленной Я. Н. Белевцевым (1968; Белевцев и др., 1972) для пород Украинского щита, а также другими исследователями для различных районов СССР. По мере усиления метаморфизма возрастает подвижность рассеянных металлов, и они выносятся из пород метаморфическими растворами. При этом характер миграции элементов в наибольшей мере определяется изменениями условий метаморфизма, а степень мобилизации — еще и составом горных пород. Эта зависимость наиболее четко проявилась при переходе от зоны дозеленосланцевой к зеленосланцевой фации, а также при гранитизации пород в переходную стадию от гнейсификации пород к палингенезу, когда отмечаются резкие изменения условий регионального метаморфизма с появлением качественно новых минеральных ассоциаций. В этих случаях отмечается наиболее значительная по объему мобилизация элементов, стимулирующая в дальнейшем развитие рудообразующих процессов. Кроме того, при всех прочих равных условиях степень мобилизации рудогенных элементов выше из терригенных образований.

2. Отмеченная закономерность выноса элементов при усилении метаморфизма подтверждается до высокой амфиболитовой фации. В условиях высокой амфиболитовой фации тип миграции элементов резко меняется. Для процессов породо- и рудообразования, протекающих без гранитизации и палингенеза, характерно накопление некоторых элементов, главным образом сидерофильных. При наложении процессов ультраметаморфизма в условиях высокой амфиболитовой фации перераспределение элементов становится более сложным. Наиболее интенсивная миграция из зоны ультраметаморфизма свойственна сидерофильным и халькофильным элементам, о чем свидетельствует резкое уменьшение их содержаний в палингенных (автохтонных) гранитах по сравнению с породами субстрата (по сумме в 3,5 раза).

Поведение литофильных и некоторых халькофильных элементов при ультраметаморфизме прямо противоположно. Они проявляют четко выраженную тенденцию к концентрации в мигматитах и палингенных гранитах.

3. Характер миграции элементов в регрессивный этап метаморфизма (диафторез) и в стадию гидротермального изменения пород (натриевый метасоматоз) становится весьма сложным.

Достаточно четко устанавливаются лишь привнос некоторых сидерофильных и халькофильных элементов (главным образом высвобождающихся при гранитизации) в зону диафторического изменения пород и вынос их при наложении натриевого метасоматоза. Литофильные элементы в гидротермальную стадию, так же как и при процессах ультраметаморфизма, сохраняют способность к миграции в растворах и частичной локализации в альбитах. В целом для большинства литофильных элементов чаще всего наблюдается перераспределение их внутри зоны диафтореза и натриевого метасоматоза, иногда очень неравномерное, с избирательной концентрацией в одних участках и с резким обеднением в других. Следует отметить, по-видимому, решающую роль в образовании рудных концентраций этих элементов в альбитах метасоматического преобразования пород, которые характеризовались интенсивным перераспределением металлов, мобилизованных в прогрессивный этап метаморфизма.

4. Полученные экспериментальные данные о мобилизации металлов термальными растворами из осадочных и метаморфических пород подтверждают геологические материалы о высокой подвижности породообразующих и рудогенных элементов при региональном метаморфизме. Проведенные исследования дают реальное представление об осадочных и метаморфических породах как источниках рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании.

## Литература

- Белевцев Я. Н.* Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
- Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И.* Современные проблемы эндогенного рудообразования. «Наукова думка», 1972.
- Комаров А. Н.* Характер миграции малых и рудогенных элементов при процессах гранитизации, дислокационного метаморфизма и натриевого метасоматоза.— Геол. ж., 1972, № 6.
- Комаров А. Н.* О перераспределении некоторых петрогенных и рудных элементов при процессах ультраметаморфизма, диафтореза и натриевого метасоматоза.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1972.
- Кучер В. Н., Фоменко В. Ю.* Образование анальцима из природных силикатов в условиях начальных ступеней зеленосланцевой фации метаморфизма.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1974.
- Левенштейн М. Л.* Основные проблемы регионального метаморфизма углей.— В кн.: Геология угольных месторождений. Т. I. М., 1969.
- Летников Ф. А.* О влиянии регионального метаморфизма на процессы перераспределения рудного вещества.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. «Наукова думка», 1972.
- Летников Ф. А., Шкандрий Б. О.* О степени сохранности первичного состава докембрийских пород при развитии метаморфических процессов.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.
- Фоменко В. Ю., Кучер В. Н., Кузнецов С. В.* Образование магнетита в условиях низких фаций метаморфизма.— Геол. ж., 1972, № 5.
- Хелгессон Г.* Комплексообразование в гидротермальных растворах. «Мир», 1967.

## Критерии выделения метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических месторождений

---

В. А. БУРЯК

### Условия образования месторождений золота метаморфогенно-гидротермального типа

В последние годы в Сибири изучаются золотоносные зоны, связанные с докембрийскими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, которые представлены интенсивно расщепленными алевросланцами или основными эффузивами, содержащими слабо золотоносные кварцевые жилы и прожилково-вкрапленную сульфидную, преимущественно пиритовую минерализацию. По генетическим особенностям и промышленному значению эти золоторудные образования существенно отличаются от постмагматически-гидротермальных месторождений золота, хорошо изученных и описанных в отечественной и зарубежной литературе.

Основная отличительная особенность этого оруденения — тесная временная и генетическая связь с процессами гранитизации и сопутствующего полифациального регионального метаморфизма (Буряк, 1963, 1965). Кратко рассмотрим эти особенности.

В региональном геотектоническом плане контролирующими структурами в размещении этого оруденения, в отличие от постмагматического, являются не поднятые, а, наоборот, относительно опущенные блоки — многоэпиклиналильные прогибы, вдающиеся по системам сопряженных глубинных разломов в основании древних платформ и щитов, и в меньшей мере узкие межразломные грабен-синклиновые структуры линейного типа, накладывающиеся на выступы архейских (возможно, нижнепротерозойских) образований.

При этом интенсивность оруденения и масштабы его проявления находятся в прямой зависимости от размеров рассматриваемых прогибов и от интенсивности в них гранитизации и сопутствующего зонального регионального метаморфизма. Тектонические структуры не рудоносны, если в них не развита гранитизация, синхронная оруденению, а процессы регионального мета-

морфизма регионально-геотермического типа, не контролируемые зонами глубинных разломов, не зональны и обычно (для постархейского периода) не выше зеленосланцевой фации. В этих случаях миграция компонентов, особенно рудных, происходит на ограниченное расстояние, а процессы метаморфизма в целом изохимичны. В связи с этим образуются лишь собственно метаморфические жилы альпийского типа, незолотоносные или слабо золотосные. Сопутствующие новообразованные метаморфические сульфиды во вмещающих толщах также не имеют существенного значения, если исходная дометаморфическая минерализация была слабо развита.

Промышленное метаморфогенное (точнее, метаморфогенно-гидромальное) оруденение золота, как и других металлов, формируется лишь в связи с развитием зональных (полифациальных) метаморфических поясов, сопровождающихся мигматит-гнейсовыми куполами и интенсивной палингенно-метасоматической гранитизацией. Процессы как собственно регионального метаморфизма (прогрессивный этап), так и палингенной гранитизации (регрессивный этап) протекают под влиянием однотипных глубинных метаморфизирующих растворов (теплового потока), поступающих из верхней мантии в условиях открытой системы, и потому не изохимичны. Несомненно, что первопричиной их развития явилась глубинная дифференциация вещества Земли — вынос в ее верхние горизонты наиболее летучих (подвижных) и наименее энергоемких компонентов. Это отражается в наличии прямой зависимости между золотосностью и размерами прогибов, поскольку размеры их в значительной мере определяются интенсивностью гранитизации и вообще глубинной дифференциацией вещества земной коры и верхней мантии.

Рудогенерирующие процессы гранитизации и регионального метаморфизма в пределах золотосных прогибов контролируются глубинными разломами, определяющими положение самих прогибов. Устанавливается хорошо выраженная полифациальная метаморфическая зональность в размещении метаморфических фаций и оруденения относительно этих разломов. Характерным примером в этом отношении являются докембрийские метаморфические пояса (см. таблицу), развитые в складчатом обрамлении Сибирской платформы (Буряк, 1965, 1968; Буряк и др., 1966).

В общем случае по мере удаления от центральной части системы разломов — зоны ультраметаморфизма — устанавливается следующая региональная метаморфическая зональность в размещении фаций метаморфизма и сопутствующего оруденения: 1) зона развития амфиболитовой фации метаморфизма с керамическими, слюдоносными или редкометалльными пегматитами, иногда содержащими, как и вмещающие породы, рассеянную, практически незолотоносную вкрапленность пирротина; 3) зона эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма с безрудными или

**Метаморфическая зональность в развитии оруденения среди метаморфических поясов байкалид складчатого обрамления Сибирской платформы**

Фации и субфации метаморфизма	Амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая	Зеленосланцевая	
			биотит-хлоритовая субфация	серицит-хлоритовая субфация
Характер типоморфной минерализации	Мусковитоносные перматиты в дистеновой зоне, биотитовые (без мусковита)—в дистен-силлиманитовой и керамические (бесслюдяные) — в силлиманитовой зоне	Безрудные («пустые») кварцевые жилы, иногда редкометалльные метасоматиты	Слабо золотоносные кварцевые жилы и зоны пирит-пирротиновой вкрапленности с золотом	Золотосодержащие кварцевые, кварц-карбонатные жилы и зоны сульфидной, преимущественно пиритовой вкрапленности
Типоморфные жильные минералы	Мусковит, микроклин, биотит, плагиоклазы	Дымчатый, темно-серый кварц	Темно-серый и серый кварц	Серый и серовато-белый кварц, магнезиально-железистые карбонаты, альбит
Интенсивность сульфидной минерализации (содержание в минерализованной зоне)	Преимущественно очень слабая (менее 0,5—1%)	Преимущественно слабая и очень слабая (0,5—1,5%)	От слабой до интенсивной	1—6%
Основные типоморфные сульфиды	Пирротин		Пирротин в парагенезисе с пиритом	Пирит
Прочие рудные минералы, присутствующие в незначительных количествах	Пирротин, танталит, колумбит, молибденит, магнетит—как акцессории; вторичный пирит за счет дисульфидизации пирротина	Крайне редко молибденит, халькопирит, арсенопирит, пентландит (в пирротине)	Арсенопирит, пентландит (в пирротине), халькопирит, темный железистый сфалерит, золото, галенит, крайне редко молибденит	Галенит, халькопирит, клейофан, блеклые руды, пирротин, золото и др.

Таблица (продолжение)

Фации и субфации метаморфизма	Амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая	Зеленсланцевая	
			биотит-хлоритовая субфация	серицит-хлоритовая субфация
Режим растворов периода жи-лообразования	Щелочной в силлиманитовой зоне, слабокислый в дистеновой зоне	Максимально кислый	Кислый	Слабокислый, близкий к нейтральному
Компоненты, привносимые (+) и выносимые (-) при метасоматических процессах, в том числе включая этап гранитизации и пегматитообразования*	(+) $K_2O$ , $Na_2O$ , $SiO_2$ (-) $H_2O$ , $CO_2$ , S, CaO, MgO, FeO, Ni, Co, Au	(+) $SiO_2$ (-) $CO_2$ , $H_2O$ , MgO, FeO, $K_2O$ , $Na_2O$ , CaO, $Al_2O_3$ , S	(+) FeO, MgO, CaO, $CO_2$ , $H_2O$ , S, Ni, Co, Au (-) $K_2O$ , $Al_2O_3$ , $Na_2O$	(+) $CO_2$ , $H_2O$ , MgO, CaO, $K_2O$ , S, Au, Ni, Co (-) $SiO_2$ , $Na_2O$
Содержание Au в пирротине (мг/т); Ni/Co в пирротине	10 0,82	20 2,30	30—200 и более 7,20	20—50 и более 9,73
Сингония пирротина	Гексагональный с незначительной примесью моноклинного		Моноклинный + гексагональ-ный	Преимущественно моно-клинный
Магнитность пирротина	Преимущественно слабо электромагнитный	Ферро- и электромагнитный	Ферромагнитный с незначительной примесью электромагнитного	
Температура перехода ** $\alpha$ -кварц $\rightarrow$ $\beta$ -кварц, °C T кристаллизации жильного кварца, °C	— 450—550	560—566 400—500	558—565 300—450	558—564 250—360

Таблица (окончание)

Фации и субфации метаморфизма	Амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая	Зеленосланцевая	
			биотит-хлоритовая субфация	серицит-хлоритовая субфация
Значение изобарных потенциалов типоморфных минералов, ккал на 1 г/атом O или S при 700° K, по Ф. А. Летникову (1965)	100,0—98,3 (по мусковиту и микроклину)	90,8 (по кварцу)	21,0—19,05 (по пирротину и пириту)	19,05 (по пириту)
Ионные плотности типоморфных рудных элементов, по Ю. Г. Щербакову (1963)	150,63—77,25 (Ta—Nb)	114,45 (кварц)	44,5—26,04 (Fe <sup>3+</sup> , Fe <sup>2+</sup> )	26,04—18 (Fe <sup>3+</sup> )

\* Определены на основании рассчитанного баланса химических изменений по результатам массовых химических, спектрохимических и нейтронно-активационных анализов.

\*\* По результатам дифференциального термического анализа.

содержащими редкометальную минерализацию кварцевыми жилами, сопровождающимися иногда рассеянной, очень слабо золотоносной вкрапленностью пирротина; 3) зона биотит-хлоритовой субфации метаморфизма со слабо золотоносными кварцевыми жилами и золотоносной пирит-пирротиновой минерализацией во вмещающих толщах; 4) зона хлорит-серицитовой субфации метаморфизма с наиболее золотоносными кварцевыми жилами и основной золотоносной, преимущественно пиритовой минерализации во вмещающих породах.

Золото, имея малую ионную плотность и наиболее низкие значения изобарных потенциалов природных соединений, обладает большой подвижностью и вместе с другими низкотемпературными (малоэнергоёмкими) минералами концентрируется только на значительном удалении от центральной части разломов — в зеленосланцевой фации метаморфизма, обрамляя поля кристаллических сланцев. Во внутренних, более высокотемпературных метаморфических зонах концентрируются более энергоёмкие минеральные соединения. Рудопроявления золота и соответственно золотоносные россыпи здесь отсутствуют, если не считать те из них, которые значительно оторваны от своих коренных источников в процессе формирования и переместились в высокотемпературные зоны метаморфизма. При этом имеются в виду процессы метаморфизма и оруденения одной и той же тектоно-магматической эпохи.

Переходы между указанными различнофациальными зонами минерализации постепенные, так же как постепенно изменяется степень регионального метаморфизма вмещающих пород. Например, в пирите и пирротине по мере усиления степени метаморфизма не только постепенно падает содержание золота и серебра, но одновременно уменьшается величина отношения  $Ni/Co$ , изменяется сингония пирротина от преимущественно моноклинной в хлорит-серицитовой зоне до резко преобладающей гексагональной в амфиболитовой зоне. Одновременно постепенно слабеет магнитность пирротина, возрастает температура кристаллизации жильного кварца от 250—360 в продуктивной хлорит-серицитовой зоне до 450—550°С в безрудной амфиболитовой (см. таблицу). Постепенно изменяется пробность и крупность золота, возрастают ионные плотности типоморфных для зон элементов и др. Кислотность-щелочность минерализующих растворов также постепенно изменяется по мере усиления метаморфизма вмещающих толщ: в силлиманитовой зоне растворы были щелочными, в дистеновой и в эпидот-амфиболитовой зонах — кислыми и в рудоносной зеленосланцевой — слабокислыми.

Все это позволяет рассматривать различнофациальные метаморфические зоны с типоморфной для них минерализацией как различные сечения единой регионально выраженной колонны метаморфогенно-метасоматических образований (в понима-

нии Д. С. Коржинского). Тыловые части этой колонны, совпадающие с зоной гранитизации и наиболее высокотемпературного кремний-щелочного (К—Na) метасоматоза и регионального метаморфизма (силлиманитовая зона), характеризуются наиболее высокой щелочностью растворов. Фронтальные части, приходящиеся на зеленосланцевую фацию метаморфизма и наиболее удаленные от источника растворов, имели близкий к нейтральному состав растворов и низкие значения температур и давлений ( $P=0,5-2$  кбар;  $T=140-450^{\circ}\text{C}$ ), благоприятные для отложения сульфидов и золота. Промежуточная зона, соответствующая в основном эпидот-амфиболитовой фации,— зона максимального кислотного выщелачивания.

Выполненные исследования показали, что приуроченность золотого оруденения к зеленосланцевой фации обусловлена совокупным влиянием трех основных факторов: 1) термодинамическими условиями, наиболее благоприятными для гидротермального метасоматоза и рудоотложения, существующими в этой зоне при метаморфизме; 2) «отгонкой» в эту зону (судя по рассчитанному балансу изменений химического состава метаморфизируемых толщ на основе многочисленных анализов) воды, углекислоты, серы, хлора, золота и других компонентов из зон высокотемпературного метаморфизма и гранитизации; 3) наиболее низкой энергией активации извлечения в раствор рудогенных компонентов по сравнению с более высокотемпературными зонами.

При этом существенное значение имеют геохимические особенности элементов. Золото образует месторождения метаморфогенно-гидротермального типа прежде всего в связи с тем, что в отличие от ряда элементов (W, Sn, Mo, Pb, Zn, Ni, Co и др.) изоморфно не входит и поэтому не накапливается в породообразующих, в том числе метаморфических минералах и сульфидах по мере усиления прогрессивного регионального метаморфизма, а, наоборот, выносится не только в регрессивно-метасоматический, но и в собственно прогрессивный этап метаморфизма в связи с резким возрастанием растворимости при повышении  $P-T$  (особенно  $T$ ) системы. Большинство других рудных элементов, наоборот, накапливаются в метаморфических толщах, особенно в высокотемпературных метаморфических зонах в связи с возрастанием изоморфной емкости метаморфических минералов по мере повышения  $P-T$  условий образования. Поэтому вынос их в прогрессивный этап метаморфизма из метаморфизируемых толщ не происходит, и оруденение не формируется. Так, например, в биотите накапливаются Ni, Co, Cu, Zn, Cr, V и другие элементы, в пирротине (на фоне уменьшения содержания золота) возрастают концентрации Ni, Co, Cu. Эти элементы высвобождаются и выносятся лишь при более поздних, интенсивно выраженных регрессивно-гидротермальных метасоматических процессах, сопровождающихся привносом-выносом щелочей.

Вынос золота из метаморфизируемых толщ в прогрессивный этап метаморфизма начинается с дистен-ставролитовой зоны метаморфизма, что отвечает температуре 450—470°С и давлению 4—6 кбар. При этом выносятся не менее 40—70% его первоначального содержания. В более низкотемпературных зонах регионального метаморфизма золото приобретает подвижность лишь в условиях гидротермального метаморфизма за счет высокой агрессивности гидротерм.

В процессе гранитизации из гранитизируемых пород также выносятся не менее 50—60% золота от его исходного (до гранитизации) содержания (Буряк и др., 1972). Расчеты показывают, что выносимые в процессе метаморфизма и гранитизации количества золота более чем достаточны для образования месторождений. Причем при гранитизации вынос золота происходит в ранний метасоматический этап, предшествующий палингенезу.

Следовательно, золото не может накапливаться в существенных количествах в кварц-полевошпатовом эвтектическом и вообще в анатектическом или палингенном гранитном расплаве. Поэтому нет оснований связывать золотое оруденение с постмагматической деятельностью таких гранитов, особенно если они автохтонны и практически лишены летучих компонентов. Сера — один из наиболее активных природных концентраторов и переносчиков золота — выносятся из гранитизируемых пород совместно с золотом в домагматический, т. е. метасоматический, этап гранитизации. Следовательно, рассматриваемые месторождения в отличие от постмагматических следует именовать домагматическими. Это подтверждается тем, что содержания золота в метасоматически гранитизированных гнейсах, метаморфических пегматитах и в самих палингенных гранитах практически одинаковы и ниже, чем во вмещающих исходных метаморфических породах (Буряк и др., 1972). Лишь в наиболее интрузивных разновидностях гранитов и в большей мере в интрузивных пегматитах, обогащенных летучими компонентами, проявляется слабо выраженная тенденция к незначительному увеличению содержания золота.

При поздних пневматолито-гидротермальных метасоматических и собственно гидротермальных процессах типа кварц-мусковитового и кварцевого замещающего комплексов золото из гранитов и вмещающих пород не выносятся. Так, содержания золота в позднем кварце замещающих метасоматических комплексов, в различной степени минерализованных им пегматитах и боковых породах, а также в мусковите и в целом в постмагматических гидротермально-измененных породах в среднем не ниже, а часто несколько выше (за счет возможного дополнительного привноса золота в составе метасоматирующих глубинных растворов и избирательного накопления его в конечных дифференциатах гидротерм), чем в исходных кристаллических сланцах и гнейсах. Например, среднее содержание золота в кварце за-

мещающего комплекса, развитого в микроклиновых пегматитах, — 2,1 мг/т (30 анализов), т. е. немногим меньше, чем в исходных пегматитах (2,3 мг/т). В новообразованном мусковите содержание золота более неравномерное и часто повышенное (от 1 до 10—25 мг/т). Благодаря этому в пегматитах с кварц-мусковитовым комплексом содержание золота даже несколько выше, чем в обычных умеренно мусковитизированных разностях, — 2,2 и 3,2 вместо 2,3 мг/т. Это обусловлено, видимо, кинетическими факторами, т. е. повышенной способностью золей кремнезема и кристаллов мусковита (вследствие «рыхлой» слоистой кристаллической структуры) сорбировать золото. Под микроскопом наблюдаются мелкие золотины в кристаллах мусковита при расщеплении их по спайности.

В процессе регионального метаморфизма и гранитизации из метаморфизируемых пород, помимо золота, в достаточных количествах выносились также вода, углекислота, сера и кальций. В итоге формируются кальцийсодержащие углекисло-сернистые гидротермы, приводящие в местах их разгрузки — в зонах интенсивного расланцевания среди зеленосланцевой фации метаморфизма — к интенсивному углекисло-сернистому метасоматозу, сопровождающемуся отложением сульфидов и золота. Остальные компоненты, входящие в состав золотоносных зон, в том числе кремнезем, натрий и калий, как показывает рассчитанный баланс изменений химического состава пород, более чем в достаточных количествах высвобождались непосредственно в рудомещающей зеленосланцевой фации при гидротермальном (регрессивном) метаморфизме боковых пород. Причем этих элементов, особенно кремнезема, выносилось значительно больше, чем пошло на образование рудных зон с учетом кварцевых жил и прожилков.

Рудолокализирующие зоны повышенной трещиноватости можно рассматривать как региональные дренажные структуры, стягивающие эти метаморфогенные гидротермы.

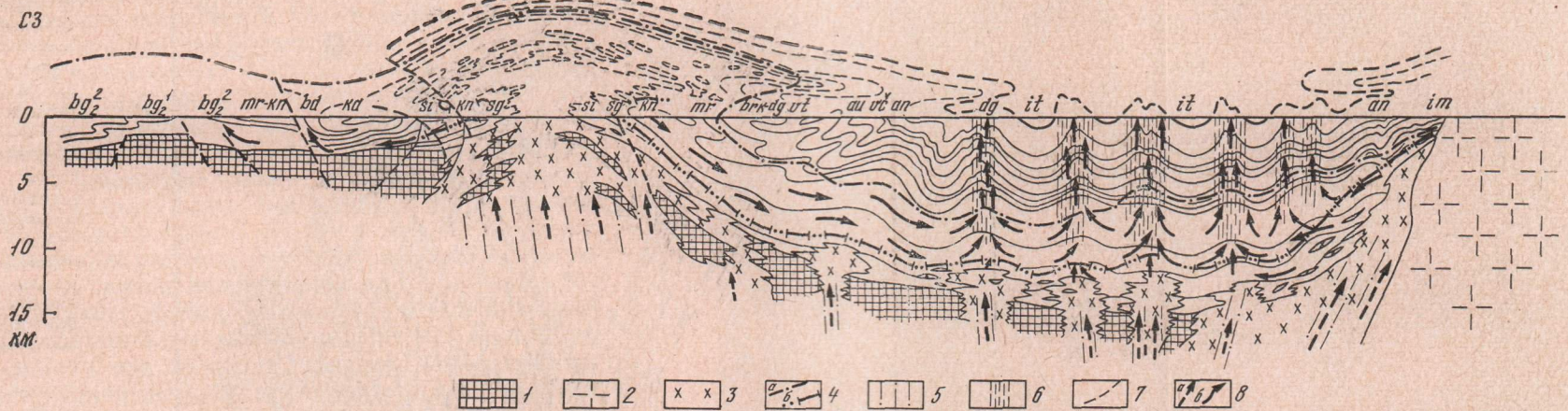
Установлено, что в пределах золотоносных миогеосинклинальных прогибов оруденение избирательно локализуется в наиболее прогнутых участках — в синклинорных структурах, осложняющих прогибы, а в их пределах — в дополнительных синклинальных погружениях. В последних оруденение концентрируется в дополнительных осложняющих антиклиналях. В то же время соседние (сопряженные) зоны гранитизации и высокотемпературного метаморфизма, т. е. зоны генерации метаморфогенных гидротерм, проявлены в относительно наиболее приподнятых участках. Исходя из этого, можно предположить, что миграция рудообразующих метаморфогенных гидротерм происходила не только в субвертикальном направлении снизу вверх, но и в значительной мере (возможно, главным образом) субгоризонтально, по принципу движения растворов в структурах артезианского типа (см. рисунок). Если принять такую схему

миграции растворов, то становится понятной приуроченность метаморфогенного оруденения к наиболее прогнутым синклинорным структурам, особенно в тех случаях, когда в их глубинных, «корневых» частях не фиксируются зоны гранитизации. Оруденение же постмагматического типа, локализуясь в приподнятых блоках, формируется, как известно, главным образом за счет субвертикально поступающих гидротерм.

Зоны расланцевания, контролирующие распределение метаморфогенного оруденения, образуются в позднекладчатый синметаморфический этап. В роли рудовмещающих структур выступают послейно-кливажные трещины и в меньшей мере разрывы позднекладчатого этапа деформации. Посткладчатые разрывы — пострудные.

Оруденение формируется преимущественно на больших глубинах (не менее 2—5,5 км), длительное время (по меньшей мере несколько десятков миллионов лет), в условиях низких значений градиентов  $P$  и  $T$  как во времени, так и в пространстве. В связи с этим для рудных тел (минерализованных зон) характерны следующие особенности: 1) относительно большая выдержанность и простой минеральный состав; 2) низкие содержания золота; 3) отсутствие контактов с вмещающими породами (границы рудных тел устанавливаются только по данным опробования); 4) отсутствие текстур дробления и четко выраженной стадийности в развитии минералообразования; 5) зависимость минерального состава и интенсивности золотоносности от химического и минерального состава вмещающих пород. Концентрации золота отмечаются только в минерализованных зонах, развитых среди углистых алевросланцевых отложений, содержащих первично-осадочные магнезиально-железистые карбонаты и пирит, т. е. в кремнекислых углистых разностях пород с первично повышенным содержанием железа и серы, необходимых для формирования новообразованного метаморфогенно-гидротермально-го пирита. Первично-осадочное содержание золота в таких породах не позволяет считать оруденение осадочно-метаморфизованным или осадочно-метаморфическим. Кроме того, следует учитывать, что золото в существенных количествах заимствуется непосредственно из боковых пород в процессе их гидротермальной проработки только в нижних, «корневых» частях золотоносных зон — на глубинах не менее 3—4 км при температурах порядка 330—360°С и выше в условиях высокого парциального давления углекислоты и малой активности серы. На более верхних горизонтах минерализованных зон, т. е. в условиях более низких значений  $P$  и  $T$  и более высокой активности серы, вынос золота из боковых пород отмечается только в самой внешней зоне околорудной метасоматической колонки и в весьма незначительных количествах. В более интенсивно проработанных породах золото, наоборот, в значительных количествах привносится и отлагается одновременно с кристаллизацией сульфидов.

К статье В. А. Буряка



Принципиальная схема миграции рудообразующих метаморфогенно-гидротермальных растворов. Составили В. А. Буряк и В. Н. Шаров

- 1 — кристаллический фундамент (AR — PR<sub>1</sub>);
- 2 — пострудные (постметаморфические) интрузивные палингенные граниты (PZ<sub>1</sub>);
- 3 — позднеметаморфические автохтонные палингенно-метасоматические граниты и гранит-пегматиты (PR<sub>3</sub>);
- 4 — границы развития метаморфических

- фаций: а — эпидот-амфиболитовой, б — амфиболитовой;
- 5 — глубинные зоны гранитизации (повышенной проницаемости);
- 6 — позднекладчатые рудоконтролирующие зоны расланцевания в осевых зонах антиклиналей — зоны разгрузки метаморфогенных рудообразующих гидротерм;

- 7 — тектонические нарушения;
- 8 — направления движения глубинных «трансмагматических» (по Д. С. Коржинскому) метаморфизирующих растворов (а), направления движения рудообразующих метаморфогенно-гидротермальных растворов (б)

Толща	Мощность, м	Характеристика пород
Кварцито-табачная	300	Карбонатные полевошпатовые, серицит-полевошпатовые кварциты с прослоями слюдясто-кварцевыми
Тонкопослойчатые существующие карбонатные микросланцы	850-900	Карбонатные метапесчаники и кварцито-песчаники. В средней части флишеидные переслаивание метапесчаников и металевролитов. Внизу преобладают массивные и плитчатые метапесчаники с подчиненными слоями металевролитов
Кварцито-песчаносланцевая	300-400	Микрокварциты, кварцито-песчаники, слюдястые кварциты; прослои существенно карбонатных разновидностей
Кварцито-метаконгломератовая	500-550	Метаконгломераты с прослоями слюдясто-полевошпатовых микросланцев. В средней части преобладают метапесчаники и слюдясто-кварцевые сланцы и микросланцы
Фриллитовый	600-700	Темно-серые и темно-зеленые, обычно листоватые хлорит-серицит-кварцевые микросланцы (металевролиты) с прослоями серицит-кварцевых микросланцев и микрокварцитов. В разрезе г. Рукер имеются слои метабазитов мощностью до 200 м
Серицит-кварцевых микросланцев	900-1000	Порфириобластические серые серицит-хлорит-карбонат-кварцевые микросланцы (металевролиты) с прослоями серицит-кварцевых микросланцев и микрокварцитов. В разрезе г. Рукер преобладают серо-зеленые хлорит-слюдясто-кварцевые микросланцы. Здесь же имеются слои метабазитов мощностью до 300 м
Железистая табачная	>400	Железистые кварциты. Вверху толщи переслаивание железистых кварцитов с оргодинованными слюдясто-хлорит-кварцевыми сланцами и микросланцами
	>1000	Слюдястые кварциты и кварцито-сланцы с линзами слюдястых метаконгломератов и слоями метабазитов

Рис. 2. Разрез метаосадочной серии железорудной Антарктической провинции.

Составили Л. В. Федоров, О. А. Тарутин

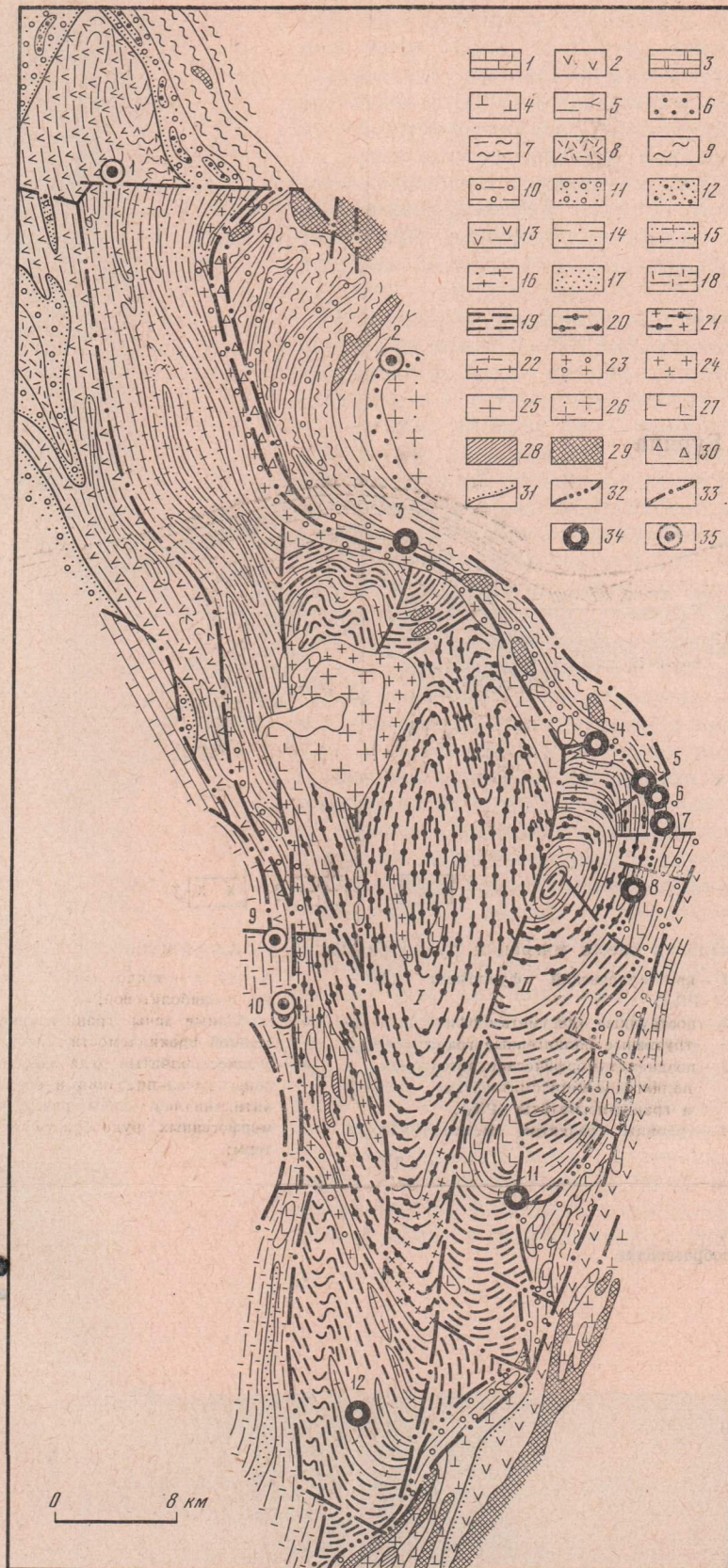


Рис. 1. Геологическая позиция месторождений и проявлений кварц-магнетитовых и кварц-магнетит-гематитовых руд в уфалейском гнейсовом комплексе

- 1 — известняки и доломиты (D<sub>2</sub>g);
- 2-3 — улутауская свита (D<sub>2</sub>e-g): 2 — туфогенные породы смешанного состава (дациты порфириды и их туфы), 3 — известняки;
- 4 — поляковская свита (S<sub>1</sub>w-S<sub>2</sub>l): порфириды андезит-дацитовые и диабазовые;
- 5-6 — билимбаевская (выйская) свита (O<sub>2</sub>bl): 5 — альбит-актинолитовые, хлорит-альбитовые и хлорит-сери-

- цит-альбит-кварцевые сланцы с прослоями углисто-кварцитовых и серицит-кварц-альбитовых сланцев;
- 6 — альбит-актинолитовые сланцы и амфиболиты;
- 7-8 — шайтанская свита (O<sub>2</sub>st): 7 — серицит-углисто-кварцевые, мусковит-графит-кварцевые сланцы с прослоями углистых или графитовых кварцитов, 8 — кварцевые порфиры и их туфы;

- 9-10 — куртинская свита (O<sub>1-2</sub>kt): 9 — кварц-серицитовые флишеидные и серицит-хлорит-карбонат-кварцевые сланцы, 10 — гранат-слюдяно-кварцевые сланцы, слюдястые кварциты;
- 11-12 — козинская (шунутская) свита (O<sub>1</sub>ks): 11 — кварцито-песчаники, гравелиты, кварциты, мусковит-кварцевые сланцы, 12 — конгломераты;
- 13-16 — уфалейская свита (PR<sub>3</sub>-E uk): 13 — альбит-актинолитовые, кварц-альбит-хлоритовые и серицит-альбит-кварцевые сланцы, 14 — амфиболовые сланцы, микроамфиболиты, амфибол-биотитовые и биотитовые микрогнейсы, 15 — гранито-гнейсы мусковит-альбитовые, 16 — гранито-гнейсы мусковитовые альбит-микроклиновые порфиридные;
- 17-18 — таганайская свита (PR<sub>2</sub>tg): 17 — слюдястые кварциты, 18 — мусковит-хлорит-кварцевые, кианит-ставролит-кварцевые и гранат-слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты;
- 19 — уфалейская свита, слюдяно-горская подсвита (RE sg): амфиболиты и амфиболовые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов, гранат-слюдяно-кварцевых сланцев и слюдястых кварцитов, гранито-гнейсы;
- 20-21 — уфалейская свита, егустипская подсвита (RE eg): 20 — амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, 21 — амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы;
- 22 — гранито-гнейсы;
- 23 — граниты порфиридные повышенной щелочности;
- 24 — граниты нормальные;
- 25 — плагногранодиориты;
- 26 — кварцевые диориты, диориты, гранодиориты;
- 27 — амфиболиты апогаббровые, габбро;
- 28 — пироксениты;
- 29 — серпентиниты, тальк-карбонатные породы;
- 30 — бластомилониты;
- 31 — стратиграфические несогласия;
- 32 — стратиграфические несогласия, осложненные разрывными нарушениями;
- 33 — разрывные нарушения;
- 34 — проявления и месторождения кварц-магнетитовых руд;
- 35 — проявления кварц-магнетит-гематитовых руд;

главные складчатые структуры: 1 — Кукаштинский купол, 11 — Кизильский купол.

Месторождения и рудопроявления (цифры на карте):

- 1 — Аюшское,
- 2 — горы Лиственной,
- 3 — Анциферское,
- 4 — Северо-Маукское,
- 5 — Маукское,
- 6 — Южная залежь,
- 7 — Мало-Маукское,
- 8 — горы Захаровой,
- 9 — Тахтинское,
- 10 — Бароновское,
- 11 — Телогорское,
- 12 — Уфимские

Повышенные содержания золота отмечаются также в минерализованных зонах, развитых среди основных эффузивов, особенно содержащих сингенетичные сульфиды. Первичные содержания золота в таких породах могут быть на уровне кларковых или всего в 1,5—3 раза выше.

Рассчитанный на основе многочисленных анализов баланс показывает, что золото, заимствованное непосредственно из вмещающих рудные тела боковых пород в процессе их гидротермальной проработки, могло составить максимум 8—10% его общего количества, сконцентрированного в минерализованных зонах. Основное количество золота, несомненно, привносилось извне — из высокотемпературных зон метаморфизма и гранитизации и, возможно, в составе метаморфизирующих растворов из мантии.

Как и постмагматическое, метаморфогенно-гидротермальное золотое оруденение представлено двумя минерально-морфологическими типами — золотоносными кварцевыми жилами (кварцево-жильный тип) и сопряженной прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией во вмещающих породах (прожилково-вкрапленный сульфидный тип). Кварцевые жилы по минеральному составу относятся к убогосульфидной формации, развиты почти повсеместно, группируясь в сближенные жильные зоны. Содержание золота в жилах низкое, как правило, нерентабельное для промышленной эксплуатации.

Повышенная золото-сульфидная минерализация отмечается на средних и частично нижних горизонтах жильных зон. На верхних горизонтах, где кварцевые жилы наиболее золотоносны, золото-сульфидная минерализация, наоборот, развита намного слабее и самостоятельного практического значения не имеет. Наиболее интенсивно она развита на средних горизонтах минерализованных зон — в нижней подзоне хлорит-серицитовой зоны метаморфизма, где имеет большое самостоятельное значение.

Метасоматиты, сопровождающие формирование золотоносных кварцевых жил и зон золото-сульфидной вкрапленности, в отличие от метасоматитов постмагматических золоторудных месторождений, относятся не к гипабиссальной околожильной фации березит-лиственитовой формации, а к глубинной фации регионально развивающихся метасоматитов пропилитовой и березит-лиственитовой формаций. Эти метасоматиты, как и золотоносные кварцевые жилы и золото-сульфидная минерализация, имеют более древний возраст по сравнению с интрузивными магматическими породами, сформированными после процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Интрузивные граниты, связанные с ними дайки кислых пород и постмагматические кварцевые жилы пересекают рассматриваемые золотоносные кварцевые жилы и зоны сульфидной вкрапленности, контактово метаморфизируют их.

## Выводы

1. Метаморфогенно-гидротермальное золотое оруденение образуется в тесной временной и генетической связи с процессами зонального (полифациального) регионального метаморфизма регионально-плутонического типа, т. е. сопровождающегося развитием гнейсо-мигматитовых куполов и интенсивно проявленной палингенно-метасоматической гранитизацией. Последующие интрузивные (аллохтонные) граниты — пострудные. В связи с этим оруденение можно рассматривать как доагматическое в отличие от «обычного» — постмагматического.

2. Процесс рудообразования протекал длительное время: начался в прогрессивный этап метаморфизма и завершился в регрессивный. В прогрессивный этап по мере формирования высокотемпературных фаций и собственно метаморфических и метаморфогенно-метасоматических гранитов и гранит-пегматитов происходит поступление золота в рудные зоны и кристаллизация в них основной массы золотоносных сульфидных и кварц-сульфидных прожилков и вкрапленников. В регрессивный этап на фоне палингенно-метасоматической гранитизации образуются золотоносные кварц-сульфидные и сульфидно-кварцевые прожилки и кварцевые жилы.

Палингенно-интрузивные граниты, завершающие процесс гранитизации, пострудные.

3. Первично-осадочные (в метаморфических толщах) и первично-магматические (в основных эффузивах) концентрации золота и серы в рудовмещающих толщах близки к кларковым или незначительно превышают их. В пределах этих толщ оруденение концентрируется только в структурно благоприятных участках — в антиклиналях высоких порядков, осложняющих крупные погружения синклинорного или грабен-синклинорного типа. Поэтому его нельзя именовать осадочно-метаморфическим или собственно метаморфогенным в классическом понимании этого термина. Развитие оруденения происходило за счет гидротерм, но не постмагматических, как обычно указывается, а доагматического, метаморфогенного генезиса, т. е. возникших при высокотемпературном метаморфизме и гранитизации. Следовательно, оно должно рассматриваться как метаморфогенно-гидротермальное. В соответствии с классификацией Я. Н. Белевцева (1968, 1972), такие месторождения следует относить к ультраметаморфическому типу, точнее, к ультраметаморфически-гидротермальному, а по классификации В. И. Смирнова и Л. Н. Овчинникова — к плутоногенно-гидротермальному типу, поскольку они генетически связаны с формированием гранитных плутонов. Однако следует учитывать, что оруденение обусловлено не постмагматическими, а доагматическими растворами (имеются в виду палингенные интрузивные граниты).

4. Оруденение формировалось за счет сернистых углекислосодержащих растворов в широком диапазоне температур (400—150°С) и давлений (0,5—2,5 кбар) при низких значениях их градиентов как во времени, так и в пространстве. Наряду с субвертикальной миграцией растворов, существенную роль, видимо, играло субгоризонтальное и нисходящее их перемещение по принципу движения в структурах артезианского типа. Это позволяет объяснить избирательную приуроченность оруденения к наиболее прогнутым структурам.

## Литература

- Белевцев Я. Н. *Метаморфогенные месторождения.*— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
- Белевцев Я. Н. *Генетические проблемы метаморфогенных месторождений.*— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. «Наукова думка», 1972.
- Буряк В. А. *Влияние процессов регионального метаморфизма на развитие золотосульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района.*— В кн.: Материалы Конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1963.
- Буряк В. А. *Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье).*— Докл. АН СССР, 1965, 163, № 2.
- Буряк В. А. *О роли глубинных разломов в размещении докембрийского золотого оруденения юга Сибирской платформы.*— Изв. Томск. политехнич. ин-та, 1968, 134.
- Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М. *Роль глубинных разломов в размещении фаций метаморфизма и эндогенного докембрийского оруденения в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы.*— Докл. АН СССР, 1966, 168, № 2.
- Буряк В. А., Сизых Ю. И., Черненко А. И. и др. *Поведение золота в процессе гранитизации и пегматитообразования (Витимо-Патомское нагорье).*— Докл. АН СССР, 1972, 207, № 6.
- Летников Ф. А. *Изобарные потенциалы образования минералов (химическое средство) и применение их в геохимии.* «Недра», 1965.
- Щербаков Ю. Г. *О парагенетических ассоциациях и ионных плотностях элементов в рудных месторождениях.*— Геохимия, 1963, № 7.

Проблемы метаморфогенного формирования  
редкометальных пегматитов  
на примере пегматитов  
с минералами лития

Эффективность поисков и разведки месторождений редкометальных пегматитов находится в прямой зависимости от знаний геологических процессов их образования. Однако теоретические вопросы формирования пегматитов решаются в узких направлениях, без учета условий образования вмещающих пород. Поэтому нет удовлетворительного объяснения многих важных геологических закономерностей размещения различных типов пегматитовых жил, а представления о генезисе пегматитов во многом еще гипотетичны и противоречивы.

Признание получили гипотезы о генетической связи редкометальных пегматитов с кислыми магматическими интрузиями, согласно которым пегматиты формируются из остаточного расплава (Ферсман, 1940), расплава-раствора (Власов, 1955) или путем перекристаллизации магматических и метаморфических пород под воздействием внутрипоровых растворов, которые являются либо остаточными продуктами после кристаллизации основных компонентов пегматитов (Заварицкий, 1947), либо постмагматическими растворами, поступающими из внутренних частей магматического очага (Шаллер, 1937; Никитин, 1960).

Гипотеза метаморфогенного образования редкометальных пегматитов с литиевыми минералами из вещества вмещающих пород почти никогда не рассматривается положительно, хотя попытки обратиться к ней не так уж редки (Сердюченко, 1966 и др.). Развитие метаморфогенной гипотезы сдерживается в основном недостаточными знаниями геологических условий образования и метаморфизма вмещающих толщ, особенно докембрийского возраста, с которыми преимущественно связаны месторождения редкометальных пегматитов.

В настоящее время успехи в изучении первичных условий образования древних метаморфизованных осадочных пород докембрия, геохимических особенностей вмещающих пород и закономерностей размещения месторождений редкометальных пегматитов позволяют рассмотреть возможность их метаморфогенного происхождения. В качестве примера приведем некоторые данные по одному из изученных нами месторождений.

На этом месторождении редкометальные пегматиты с минералами лития находятся в породах метаморфического комплекса, возраст которых не моложе нижнего протерозоя. Они образуют

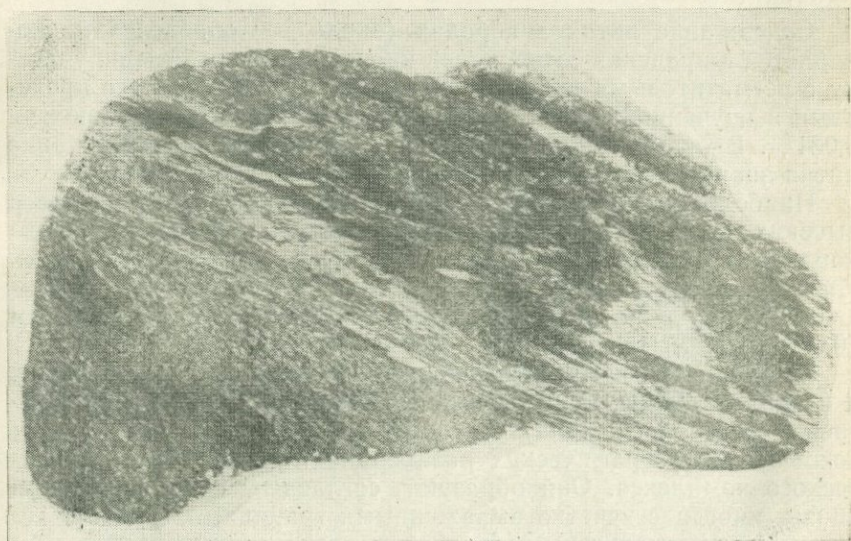
линзу, согласно залегающую между подстилающими гнейсами и перекрывающими гранито-гнейсами.

Метаморфический комплекс сложен существенно плагиоклазовыми и амфибол-плагиоклазовыми породами, параамфиболитами и кварц-хлорит-полевошпатовыми сланцами с подчиненным количеством биотитовых и роговообманковых гнейсов, образующими чрезвычайно сложную серию из пласто- и линзовидных тел разных размеров. В верхней части метаморфического комплекса характерно развитие кварц-хлорит-полевошпатовых сланцев, а в нижней — небольших линз и прослоев конгломератов и брекчий с обломками и цементом из местного материала.

Метаморфический комплекс предыдущими исследователями считался сложной, согласно внедренной магматической интрузией, сложенной измененными анортозитами, габбро и ортоамфиболитами. Однако геологические условия залегания, нередко встречающиеся линзовидно-полосчатые, тонко- и грубослоистые текстуры, пойкилобластовые структуры, реликты небольших размывов и переслаивание пород в приконтактных частях метаморфического комплекса с явно первично-осадочными гнейсами и гранито-гнейсами определенно свидетельствуют о принадлежности пород к метаморфизованным осадкам (рис. 1).

Учитывая сравнительно небольшое пространственное распространение метаморфического комплекса и присутствие в его

Рис. 1. Реликты слоистости и следы перерыва в осадконакоплении среди пород метаморфического комплекса. Большой прозрачный шлиф, натур. вел.



породах в различной степени окатанных обломков, а также чрезвычайно сильную изменчивость литологических свойств во всех направлениях, можно предполагать небольшую глубину осадкообразования при продолжительном тектоническом опускании района.

Химический состав пород характеризуется высокими содержаниями железа, магния, кальция, натрия и лития, значительно превышающими кларки осадочных пород.

Результаты пересчета около ста химических анализов на осадочные эквиваленты по методу О. М. Розена (1970) свидетельствуют о происхождении пород метаморфического комплекса за счет практически изохимического метаморфизма мергелистых осадков с прослоями глинистых и песчаных отложений, а окружающих гнейсов и гранито-гнейсов — из глинистых песков (табл. 1).

Глинистая фракция в осадках составляет до 70 вес. %. Это в основном монтмориллонитовая глина с примесью гидрослюдистой и каолиновой; в верхних частях стратиграфического разреза значительно развита магниевая глина типа керолита. Обилие монтмориллонита, вероятно, связано с разложением пеплового материала, поскольку в синхронных отложениях за пределами месторождения известны проявления эффузивного вулканизма основного и среднего состава.

Количество карбонатов в осадках достигает 25%. Значительное развитие в составе карбонатной фракции доломита, а в верхних частях разреза и керолитовой глины свидетельствует о том, что палеоклимат в районе, по-видимому, был близок к аридному.

Содержание лития в породах (около 300 определений) колеблется в пределах сотых долей процента и в среднем по участку с пегматитовыми жилами составляет 0,041%, а за его пределами в изученной части линзы метаморфического комплекса — 0,031%. В окружающих гнейсах и гранито-гнейсах содержание лития значительно ниже — обычно тысячные доли процента.

Наиболее высокие концентрации лития наблюдаются в более высоких частях стратиграфического разреза метаморфического комплекса и часто не связаны с контактами пегматитовых жил. Интересно, что в самих пегматитах имеются включения вмещающих пород даже со сравнительно невысокими содержаниями (0,010—0,020%) лития.

Участки с высокими концентрациями лития (а также рубидия и цезия) содержат повышенные количества гольмквистита (литиевая роговая обманка) и биотита и встречаются во всех основных петрографических разновидностях пород метаморфического комплекса. Они образуют согласные пропластки или линзы, иногда с нечетко выраженными границами, которые пересекаются пегматитовыми жилами и, следовательно, по времени образования более ранние, чем пегматиты. Пржилки с этими

Таблица 1

Предполагаемый состав древних осадков (в вес.%)

Метаморфическая порода (и ее осадочные аналоги)	Глинистая фракция					Карбонатная фракция			Гидроокислы железа	Алевритово-песчаная фракция			
	МОНТМОРИЛ-ЛОННИТОВАЯ глина	КАОЛИНОВАЯ глина	ГИДРОСЛУДИСТАЯ глина	керолит	всего	кальцит	доломит	всего		кварц, халцедон, опал	альбит	калевый полевой шпат	всего
Плагиоклазовая (доломитисто-известковистый мергель)	30,84	30,52	—	—	61,35	14,19	8,16	22,35	3,38	2,11	10,80	—	12,91
Амфибол-плагиоклазовая (известковисто-доломитовый мергель)	52,28	7,01	3,91	—	63,20	5,65	20,10	25,75	6,65	1,92	2,48	—	4,40
Параамфиболит (доломитовый мергель)	34,33	—	10,38	1,46	46,17	—	25,00	25,00	15,65	10,00	3,18	—	13,18
Кварц-хлорит-полевошпатовая (алевритовая керолит-монтмориллонитовая глина)	33,55	11,88	6,02	20,98	72,43	—	1,47	1,47	5,60	20,50	—	—	20,50
Пропластки, обогащенные гольмквиститом (алевритовая доломитистая глина)	22,72	6,98	13,80	8,01	51,51	2,45	7,00	9,45	5,45	23,48	10,11	—	33,59
Гнейсы в толще метаморфического комплекса (известковисто-доломитистая песчано-алевритовая глина)	19,93	—	26,59	—	46,52	1,90	5,01	6,91	2,41	25,85	18,31	—	44,16
Гнейсы подстилающие (глинистый песок)	23,57	—	14,53	—	38,10	3,52	1,27	4,79	2,23	32,47	17,87	4,54	54,88
Гранито-гнейсы перекрывающие (глинистый песок)	—	1,64	19,37	—	21,01	3,02	—	3,02	0,33	26,68	37,86	11,10	75,64

же минералами имеют резко подчиненное значение и явно относятся к метаморфогенным.

Хороший фактический материал для представления о происхождении гольмквиститсодержащих пропластков и линз получен при изучении обогащенного гольмквиститом пропластка гнейса, залегающего в верхней части метаморфического комплекса среди пласта биотит-роговообманкового гнейса и удаленного на 100 м от ближайшего выхода пегматита с минералами лития. Пропласток сложен в основном кварцем, гольмквиститом, хлоритом и биотитом, местами значительно развит кислый плагиоклаз; более редки цоизит с эпидотом, зеленая роговая обманка, сфен, турмалин, магнетит с гематитом, ильменит и сульфиды железа. Гольмквистит со слабым сиреневым оттенком в мелкокристаллических волокнистых агрегатах, в которых иногда заметны плейчатые текстуры, цементирует зерна кварца, нередко остроугольной формы, и обтекает их крупные скопления. В участках, обогащенных плагиоклазом, наблюдаются полосчатые текстуры, образованные чередованием быстро выклинивающихся полосок гольмквистита толщиной до 1 мм с такими же или несколько более мощными полосками кварца и плагиоклаза. Биотит и хлорит встречаются в крупных (до нескольких миллиметров) порфиробластах и более мелких пластинках, ориентированных в плоскости залегания пласта.

Полосчатые текстуры и плейчатость среди скоплений гольмквистита, цементирующих зерна кварца, очень напоминают текстуры глин, содержащих примесь песчано-алевролитового материала (рис. 2).

Учитывая возможность образования гольмквиститсодержащих пород за счет метаморфизма литиеносных отложений, в какой-то мере сходных с обогащенными литием отложениями оз. Серлз и гекторитовыми глинами в штате Калифорния, США, мы пересчитали 21 химический анализ гольмквиститовых пород на минеральные компоненты осадков. Результаты пересчета (табл. 2) позволяют предполагать, что гольмквиститсодержащие породы образовались в результате изохимического метаморфизма глинистых отложений с примесью песчано-алевролитового материала.

Более высокие концентрации лития наблюдаются в тех осадочных аналогах гольмквиститовых пород, которые обогащены глинистой фракцией (рис. 3, а). Такая связь типична для экзогенных накоплений лития, который в осадках сорбируется и может входить в кристаллическую решетку тонкодисперсных глинистых частиц (Бойко, 1964).

По нашим расчетам содержание лития в глинистой фракции осадочных аналогов гольмквиститовых пород соответствует реально наблюдаемым концентрациям лития в современных и третичных глинах литиеносных континентальных бассейнов аридных и субаридных климатических зон.

Кроме того, накопление лития выявлено в глинистых фракциях, содержащих керолит. Это хорошо увязывается с известными высокими концентрациями лития именно в магниевых глинистых минералах: в гекторите 0,5—0,6%, в керолите до 1%, в сапоните 0,5% и подтверждается положительной корреляцией лития с магнием ( $r_{Li-Mg} = +0,578$ ) в породах метаморфического комплекса, обогащенных гольмквиститом. В породах со сравнительно невысокой концентрацией (менее 0,05%) литий коррелируется уже с алюминием ( $r_{Li-Al}$  колеблется от +0,314 до +0,433), что может указывать на его рассеяние по другим минералам глин (монтмориллонит, гидрослюда, каолин) первичных осадков.

Концентрация лития преимущественно в глинах с керолитом свидетельствует о вероятном существовании во время осадкообразования палеоклимата, близкого к аридному, что отвечает современным климатическим условиям, благоприятным для значительных накоплений лития в осадках.

Для концентрации рубидия и цезия в осадочных аналогах гольмквиститсодержащих пород отмечается прямая зависимость от количества лишь калиевой гидрослюда (см. рис. 3, б, в), что отражает тесную геохимическую связь этих элементов с калием.

Рис. 2. Реликты плейчатой текстуры среди скоплений гольмквистита (темные участки); светлое — обломки кварца, частично регенерированные. Шлиф, увел. 20

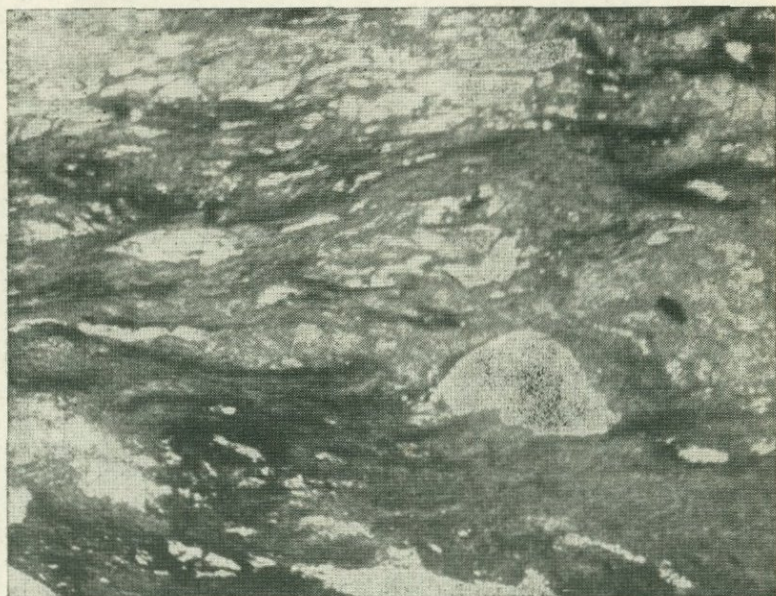


Таблица 2

Минеральный состав древних осадков, обогащенных редкими щелочами (в вес.%)

Порода метаморфического комплекса с гольтмквиститом	Глинистая фракция					Карбонатная фракция			Гидро- окис- ды же- леза	Алевролитово-песчаная фракция		
	монтморил- лонито- вая глина	каолиновая глина	гидрослю- дистая глина	кери- лит	всего	кальцит	доло- мит	всего		кварц, хал- цедон, опал	альбит	всего
Биотит-кварцевая	7,60	3,49	40,23	23,71	75,03	—	0,58	0,58	2,82	21,57	—	21,57
»	1,64	6,26	44,15	32,50	84,55	—	0,62	0,62	4,50	10,33	—	10,33
Хлорит-кварцевая	1,49	25,24	5,51	32,43	64,67	—	2,48	2,48	7,01	25,84	—	25,84
Биотит-эпидотовая	0,88	32,39	17,66	—	50,93	5,75	17,53	23,28	7,39	18,40	—	18,40
Хлорит-кварцевая	24,60	13,87	2,16	21,21	61,84	—	1,73	1,73	4,83	31,60	—	31,60
»	40,27	—	12,46	12,47	65,20	—	3,08	3,03	1,95	26,11	3,66	29,77
Амфибол-плагноклазовая	20,78	30,11	1,94	—	52,83	10,49	11,51	22,00	5,65	8,87	10,65	19,52
Биотитовый гнейс	24,03	—	4,40	2,50	30,93	—	3,26	3,26	4,86	39,02	21,93	60,95
Биотит-амфиболовая	7,41	—	47,47	12,10	66,98	—	20,64	20,64	6,65	4,11	1,62	5,73
Биотитовый гнейс	36,63	—	36,93	—	73,56	4,79	4,79	9,58	2,07	12,41	2,38	14,79
Биотит-хлоритовая	35,32	—	15,00	12,33	62,65	—	3,00	3,00	1,38	27,08	5,89	32,97
Биотит-амфиболовый гнейс	16,69	—	1,99	2,54	21,22	—	6,32	6,32	7,13	37,39	27,94	65,33
»	25,64	—	5,70	—	31,34	1,04	2,20	3,24	5,32	41,00	19,10	60,10
Амфибол-плагноклазовая	36,84	7,79	4,74	—	49,37	0,89	28,37	29,26	9,50	11,87	—	11,87
Амфиболовый гнейс	39,89	—	1,80	—	41,69	2,26	7,05	9,31	11,52	21,72	15,76	37,48
Биотит-амфиболовый гнейс	35,34	—	5,86	—	41,20	2,86	4,56	7,42	11,90	23,06	16,42	39,48
Биотит-хлоритовая	29,83	2,04	15,61	16,22	63,70	—	2,26	2,26	2,66	31,38	—	31,38
Амфиболовый гнейс	35,79	—	1,80	—	37,59	1,08	14,07	15,15	9,29	22,57	15,40	37,97
Биотитовый гнейс	28,83	—	14,46	—	43,29	1,30	5,95	7,25	0,80	32,36	16,30	48,66
Амфибол-плагноклазовая	21,49	25,33	6,85	—	53,67	17,11	0,63	17,74	2,52	4,21	21,86	26,07
Амфиболовый гнейс	6,28	—	2,88	—	9,16	3,91	6,28	10,19	4,68	42,90	33,07	75,97

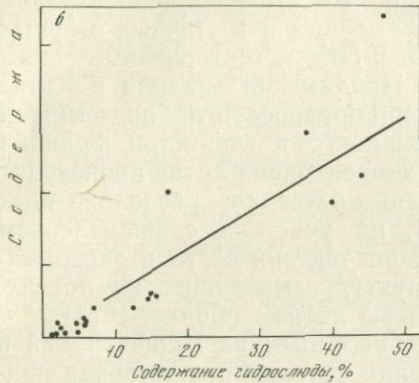
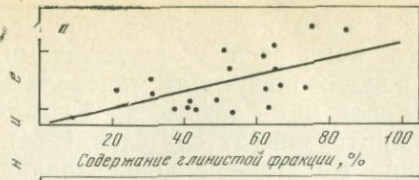
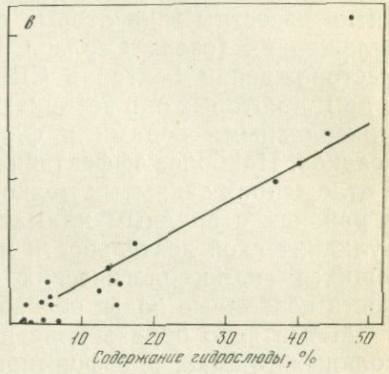


Рис. 3. Зависимость в распределении концентраций редких элементов в осадочных аналогах метаморфических пород, обогащенных гольмквиститом (а — лития, б — рубидия, в — цезия)



Содержания рубидия и цезия в гидрослюдах осадочных аналогов по пересчетам составляют соответственно 0,056—0,567 и 0,0088—0,2320%, в среднем 0,295% Rb и 0,1102% Cs (по 21 пробе), что находится в известных пределах концентрации этих элементов в калиевых слюдах.

Концентрация лития в метаморфизованных осадочных породах докембрия, в среднем составляющая на участке с пегматитовыми жилами 0,041%, значительно превышает кларк для глин, равный 0,006% (Виноградов, 1962). Если такое обогащение было связано с выносом лития из пегматитов в метаморфизованные осадочные породы, то, как показывает несложный расчет, содержание лития в пегматитах должно быть во много раз больше, чем наблюдается сейчас. Предполагать вынос лития из пегматитов в больших размерах вряд ли возможно. Спудумен — основной минерал лития в пегматитах — практически совершенно не изменен. Продукты его изменения встречаются в весьма ограниченных количествах, главным образом в узких эндоконтактных зонах пегматитовых жил. Это свидетельствует о небольшом выносе лития из пегматитовых жил, совершенно несравнимом по масштабу с содержанием его во вмещающих породах, что подтверждается также более ранним формированием метаморфических пород с высокой концентрацией лития по сравнению с пегматитами.

Вряд ли можно связывать высокие концентрации лития в метаморфических породах и с процессами постмагматического метасоматоза и привноса его гидротермами и пневматолитами, принимая во внимание преимущественно пласто- и линзообразную форму обогащенных литием участков; небольшие, близкие

к кларкам содержания в гнейсах и в гранито-гнейсах, окружающих породы метаморфического комплекса с пегматитами, значительное рассеяние лития по пороодообразующим минералам, а также отсутствие в контактах пород метаморфического комплекса литиеносных магматических интрузий (Заседателей, 1974).

Интересно, что примерно такие же высокие концентрации лития известны в некоторых современных и третичных озерных отложениях (озера Серлз, Сильвер-Пик и гекторитовые глины месторождения Гектор в США, Цайдамская впадина в Китае и др.), в которых они возникают при привносе лития подземными минеральными водами и фиксации его в глинистой фракции осадков. Наиболее эффективная концентрация лития происходит в отложениях закрытых мелководных бассейнов, расположенных в районах с аридным климатом, на участках с проявлением вулканической деятельности и вдоль тектонических и раскрывающихся гидрогеологических структур, выводящих на поверхность подземные воды, обогащенные литием (Бойко, 1973).

Менее ясно образование подобных высоких концентраций в соляных толщах, при формировании которых отсутствовал подток подземных вод, богатых литием, а также в корах выветривания. Однако возможно обогащение литием отдельных их участков в процессах литогенеза и метаморфизма.

В изученные нами докембрийские осадки литий, скорее всего, поступал с минеральными водами. О существовании последних, в частности, можно судить по развитию в породах метаморфического комплекса пропластков с повышенными концентрациями бора (турмалин), поскольку накопление бора в осадках испаряющихся закрытых водных бассейнов аридных или близких к ним палеоклиматических зон обычно обусловлено привносом его подземными минеральными водами (Крайнов, 1964; Хардер, 1965). Вместе с тем концентрация бора в осадках еще раз подчеркивает существование палеоклимата, близкого к аридному.

Итак, применение литолого-геохимического метода позволяет в общих чертах выявить определенное сходство геологических условий формирования высоких концентраций лития в метаморфизованных осадках докембрия с условиями накопления его в современных и третичных отложениях, что позволяет считать породы, вмещающие редкометальные пегматиты с минералами лития, древними метаморфизованными аналогами указанных выше современных и третичных литийсодержащих отложений. Это положение согласуется с историко-геологическим принципом в изучении докембрия (Сидоренко, 1969).

Раскристаллизация осадков при литогенезе и метаморфизме могла привести к захвату части лития в новообразованные фазы, что хорошо объясняет значительное рассеяние его в пороодообразующих и второстепенных минералах пород метаморфического комплекса. Другая часть лития, мигрируя совместно с различными компонентами осадков в пределах толщи первично-оса-

дочных пород метаморфического комплекса, могла образовать в трещинах и свободных пространствах разного происхождения такие устойчивые в глубинных условиях литиевые минералы, как сподумен, монтебразит, лепидолит и другие, в ассоциации с новообразованными или метаморфогенными кристаллами кварца, микроклина, альбита и др. Подобные представления позволяют предполагать метаморфогенное происхождение редкометальных пегматитов с минералами лития.

С учетом количества лития в пегматитовых жилах и во вмещающих породах нами рассчитано, что первоначальная концентрация лития в докембрийских осадках была около 0,08%. Она сравнима с концентрацией в современных и третичных отложениях.

Сэнделиус (Sundelius, 1963), рассматривавший метаморфогенное происхождение пегматитов с минералами лития, сравнивал их химический состав со средним химическим составом сланцев при предположении кларкового содержания в сланцах лития. На основании того, что количество лития в пегматитах примерно в 100 раз больше, чем кларк лития в сланцах, а концентрации породообразующих элементов примерно равны, он отверг возможность образования пегматитов путем переотложения вещества вмещающих пород. Наш вывод о формировании пегматитов с литиевыми минералами за счет высоких сингенетичных накоплений лития при древнем осадкообразовании, очевидно, снимает это возражение.

Редкометальные пегматиты литиевой специализации метаморфогенного генезиса, по нашему мнению, широко развиты. В общих чертах намечаются следующие характерные литолого-геохимические особенности вмещающих пород и геологические закономерности размещения пегматитовых месторождений с минералами лития.

1. Пегматиты встречаются лишь в метаморфизованных породах.

2. Месторождения обычно приурочены к определенным литолого-стратиграфическим горизонтам метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

3. Участки со скоплениями редкометальных пегматитов объединяются в протяженные (до ста и даже более километров), но узкие пегматитоносные пояса (зоны), которые никогда не располагаются вкрест простирания основных литолого-стратиграфических и структурных подразделений и обычно не выходят за пределы отдельных толщ, свит или серий.

4. Породы, вмещающие пегматиты с минералами лития, разнообразны по литолого-петрографическим особенностям. В большинстве случаев они представлены высокоглиноземистыми разновидностями кристаллических сланцев, комплексами основных пород и карбонатными отложениями. С этими породами также связаны и наиболее крупные месторождения.

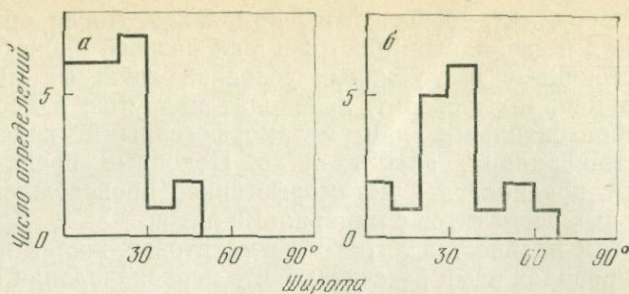


Рис. 4. Спектры палеоширот формирования фанерозойских пород, вмещающих месторождения редкометальных пегматитов с минералами лития

*а* — по палеоклиматическим картам Н. М. Страхова (1962); *б* — по картам палеоширот Дж. С. Брайдена и Е. Ирвинга (1968)

5. Характерна связь пегматитоносных толщ с вулканогенно-осадочными формациями, содержащими различные продукты как основного, так и кислого вулканизма, а также кремнистые прослои, местами сильно обогащенные железом (железистые кварциты, джеспилиты, итабириты). Это допускает возможность существования выходящих на поверхность во время образования пегматитоносных толщ минеральных источников; некоторые из них могли быть обогащены редкими элементами.

6. Для пегматитоносных толщ типичен пестрый набор различных пластообразных и линзовидных тел, измененных в процессах диагенеза, эпигенеза и метаморфизма; они неоднородны по составу и по структурно-текстурным особенностям. Местами встречаются перерывы в осадконакоплении, конгломерато-брекчии, косая слоистость, что свидетельствует о небольших глубинах осадконакопления.

7. В районах распространения месторождений пегматитов с минералами лития вмещающие породы участками значительно обогащены бором, магнием и литием. Высокие концентрации этих элементов в метаморфизованных осадочных породах указывают на возможность существования во время осадкообразования палеоклимата, близкого к аридному.

8. Формирование пегматитоносных толщ в фанерозое в основном происходило в экваториальных и в прилегающих к ним палеоширотах (рис. 4). Такая же закономерность, по предварительным данным, существовала и в докембрии.

Изучению метаморфических толщ, среди которых находятся месторождения различных типов редкометальных пегматитов, не уделяли должного внимания. Лишь в последние годы стали поступать сообщения о крупных накоплениях во вмещающих породах многих редких элементов, которые присутствуют и в самих пегматитах (Овчинников и др., 1972; Хвостова и др., 1973; Заседателев, 1974; Kretz, 1968).

С позиции метаморфогенного образования редкометалльных пегматитов такие накопления, являясь источниками редких металлов для пегматитовых жил, могут иметь широкое распространение около месторождений редкометалльных пегматитов. Их необходимо изучать как метаморфизованные осадочные или вулканогенно-осадочные месторождения редких элементов, которые по запасам могут превышать пегматитовые месторождения.

Подобные месторождения редких элементов, очевидно, еще более перспективны, если они не разрушались при формировании за счет них метаморфогенных редкометалльных пегматитов. Однако для поисков таких «ненарушенных» осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений, существование которых мы можем только предполагать (Заседателев, 1973), необходимо, в первую очередь, изучить их особенности в пределах полей редкометалльных пегматитов. Большое значение при этом должны иметь литологические методы, почти не используемые при изучении сильно метаморфизованных толщ, к которым чаще всего приурочены пегматитовые жилы с минералами редких элементов. В настоящее время возможность литологических исследований в интенсивно метаморфизованных породах хорошо обоснована (Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко и др., 1972).

Следует отметить, что запасы лития за рубежом, учитываемые промышленностью, только в рапе кайнозойских соляных отложений превышают запасы этого металла в пегматитах (Названова, 1972). В то же время в отложениях древнее кайнозоя практически не известны (вернее, имеются лишь единичные примеры) осадочные и вулканогенно-осадочные, а также образованные из них метаморфические и метаморфогенные месторождения редких элементов. Вряд ли такое положение обусловлено отсутствием в прошлом благоприятных геологических условий для их формирования и сохранения. Скорее всего, такие месторождения либо пропускаются при существующих методах геологических поисков, либо, исходя из распространенных представлений о рудообразовании, генетически связываются с проявлениями магматических и постмагматических процессов в глубинах земной коры.

Основываясь на представлении о метаморфогенном образовании редкометалльных пегматитов, по-видимому, можно предполагать, что интенсивность накопления редких элементов в пегматитовых жилах в общих случаях в какой-то мере отражает величину концентрации их во вмещающих породах.

## Литература

- Бойко Т. Ф. Редкие щелочи в зоне гипергенеза.— В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. «Наука», 1964.
- Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. «Наука», 1973.
- Брайден Дж. С., Ирвинг Е. Спектры палеоширот осадочных палеоклиматических индикаторов.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. «Мир», 1968.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов.— Геохимия, 1962, № 2.
- Власов К. А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— Записки Всес. минералог. об-ва, 1947, ч. 76, вып. 1.
- Заседателев А. М. О метаморфизованных осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфогенных месторождениях олова, вольфрама и бериллия.— Докл. АН СССР, 1973, 212, № 5.
- Заседателев А. М. О возможности накопления лития в породах, вмещающих литиевые пегматиты, в процессе древнего осадкообразования.— Докл. АН СССР, 1974, 218, № 3.
- Крайнов С. Р. Гидрохимический метод поисков месторождений бора.— Труды ВСЕГИНГЕО, новая серия, 1964, № 6.
- Названова В. А. Литий.— В кн.: Минеральные ресурсы промышленно развитых и развивающихся стран. М., 1972.
- Никитин В. Д. Условия формирования редкометалльных и слюдящих пегматитов.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Изд-во АН СССР, 1960.
- Овчинников Л. Н., Полетаев И. А., Рябенко В. Е. и др. О цезиевом биотите как возможном источнике промышленного получения цезия и других щелочных металлов.— Докл. АН СССР, 1972, 206, № 3.
- Розен О. М. Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы.— Сов. геология, 1970, № 7.
- Сердюченко Д. П. Метаморфогенные месторождения редких элементов.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. «Наука», 1966.
- Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР, 1969, 186, № 1.
- Сидоренко А. В., Лулева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфизованных толщ. Изд-во АН СССР, 1961.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. «Наука», 1972.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. Изд-во АН СССР, 1962.
- Ферман А. Е. Пегматиты. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1940.
- Хардер Г. Геохимия бора. «Недра», 1965.
- Хвостова В. А., Полетаев И. А., Липатов В. Н., Слесарчук В. С. О распределении редких щелочных элементов в неизмененных и метасоматически измененных метаморфических породах.— Геохимия, 1973, № 8.
- Шаллер В. Т. Пегматиты.— В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. М., ОНТИ, 1937.
- Kretz R. Study of pegmatite bodies and enclosing rocks, Yellowknife — Beaulieu region, District of Mackenzie.— Bull. Geol. Surv. Canada, 1968, № 159.
- Sundelius H. W. The Peg claims spodumene pegmatites, Maine.— Econ. Geol., 1963, 58, № 1.

## Региональный метаморфизм и образование месторождений горного хрусталя на Урале

Процессы метаморфизма имели существенное значение в образовании уральских месторождений горного хрусталя. Связь хрусталеобразования с метаморфизмом наиболее изучена в пределах Восточно-Уральского поднятия. Месторождения представлены здесь хрусталеносными кварцевыми жилами и в формационно-минералогическом отношении объединяются в единую Восточно-Уральскую хрусталеносную формацию (Ануфриев и др., 1974). Положительное влияние метаморфизма на образование месторождений этой формации в течение довольно длительной истории их формирования проявлялось неоднократно, что обусловлено полиэтапностью метаморфических процессов в рассматриваемом регионе. Оно выражается в следующем: а) в прерудной подготовке вмещающих хрусталеносные жилы пород; б) во влиянии процессов метаморфизма на образование и особенности размещения гнездовых полостей; в) в создании необходимых термодинамических условий минералообразования в гнездах.

Прежде всего кратко остановимся на общих вопросах проявления метаморфизма на Восточном Урале, а также на основных вопросах образования и размещения месторождений горного хрусталя в этом регионе.

Месторождения горного хрусталя локализируются в областях проявления орогенного зонального метаморфизма, синхронного с формированием региональных геоантиклинальных структур. По данным Г. А. Кейльмана и Л. М. Минкина (1974), в Уральской складчатой области основной процесс регионального орогенного метаморфизма выразился в полихронном развитии гнейсовых или гнейсово-мигматитовых комплексов, которое сопровождалось гранитизацией. Указанные комплексы образуют воздымающиеся купола, в гнейсовых ядрах которых уровень метаморфизма отвечает амфиболитовой фации. В крыльях купольных структур отмечается метаморфическая зональность. Метаморфические процессы проявлялись неоднократно и совпадали во времени с завершением главных тектоно-магматических этапов.

Формирование Восточно-Уральской эвгеосинклинали происходило в палеозое. По И. И. Горскому и И. Д. Соболеву (Геология СССР, т. XII, 1969), в палеозойском цикле тектоно-магматического развития выделяются ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-раннетурнейский, позднетурнейско-намюрский и позднепалеозойский этапы. Заложение и развитие геоантикли-

нальных поднятий происходило после завершения ордовикско-раннедевонского этапа. Соответственно орогенный региональный метаморфизм в этих структурах проявлялся в позднекаледонский (370 млн. лет) и в позднегерцинский (310—260 млн. лет) этапы метаморфизма (Кейльман, Минкин, 1974).

Большинство месторождений горного хрусталя на Восточном Урале локализуется в толщах пород ордовикско-раннедевонского структурного яруса. Мелкие хрусталепроявления известны также в породах позднеурнейско-намюрского (раннекаменноугольного) яруса. Месторождения размещаются в структурно-формационных зонах, породы которых испытали региональный орогенный метаморфизм с термодинамическими параметрами, не опускающимися ниже параметров фации зеленых сланцев. При этом вмещающими породами хрусталеносных кварцевых жил служат либо метавулканыты, либо метапелиты.

Хрусталеносная минерализация имеет метаморфогенное происхождение (Ануфриев, 1972). Рост минералов в гнездах осуществлялся в результате диффузионного переноса компонентов из окружающих пород в гнездовые полости посредством поровых растворов, температура и давление при минералообразовании отвечали термодинамическим параметрам зеленосланцевой фации.

Возраст хрусталеносной минерализации на Восточном Урале позднепалеозойский, причем формирование гнезд обычно значительно оторвано во времени от образования кварцевых жил, несмотря на их тесную пространственную связь. Кварцевые жилы, на которые накладывается минерализация, могут быть разновозрастными, и поэтому формирование месторождений горного хрусталя происходит в несколько этапов. Оно начинается на наиболее крупных месторождениях горного хрусталя с предрудной метаморфической переработки горных пород, которая проявляется на ранних этапах геологического развития хрусталеносных площадей, преимущественно до образования кварцевых жил. В результате метаморфической перекристаллизации исходные породы изменяют физико-механические свойства. Вулканыты рассланцовываются и приобретают повышенную пористость, что является непременным условием широкого проявления более позднего диффузионного перемещения компонентов, без которого невозможно образование минералов в гнездовых полостях. Терригенно-осадочные породы после перекристаллизации становятся более хрупкими, что способствует в дальнейшем развитию предрудной трещинной тектоники и возникновению открытых трещин, необходимых для образования кварцевых жил.

Региональный орогенный метаморфизм нередко сопровождается явлениями метасоматоза, приводящими к благоприятному изменению химического состава пород. Многочисленными исследованиями в различных хрусталеносных регионах доказана важная роль вмещающих пород как источника компонентов, за счет которых происходит рост кристаллов горного хрусталя в гнездах.

На Восточном Урале наиболее крупные скопления горного хрусталя локализируются среди пород, претерпевших низко- или средне-температурный кремниевно-натриевый метасоматоз (Ануфриев, 1969). Увеличение содержания свободного кремнезема в породах облегчает его последующий переход в хрусталеобразующий раствор на этапе метаморфогенного формирования гнезд. Повышенное же содержание натрия в растворе стимулирует перенос и отложение кремнезема и способствует росту высококачественных кристаллов кварца, что доказано экспериментальным путем.

Предрудная метаморфическая переработка вмещающих пород обусловлена преимущественно процессами позднекаледонского этапа регионального метаморфизма, накладывающегося в орогенных зонах на вулканогенные и осадочные толщи ордовикско-раннедевонского структурного яруса. Этим, в первую очередь, объясняется преимущественная локализация месторождений горного хрусталя на Восточном Урале среди интенсивно метаморфизованных комплексов пород указанного яруса, представленных кварц-плагноклазовыми метасоматитами, порфири-тоидами, сланцами по андезито-базальтам, амфиболитами, а также метапелитами — кристаллическими сланцами, реже гнейсами, биотит-плагноклазовыми, ставролит-биотитовыми, эпидот-плагноклаз-биотитовыми и другими.

Одновозрастные толщи пород в зонах геосинклинальных прогибов, испытавшие лишь слабое начальное зеленокаменное перерождение, месторождения горного хрусталя не содержат. В более молодых породах раннекаменноугольного структурного яруса, представленных преимущественно углистыми филлитами, полимиктовыми песчаниками, известняками, как уже отмечалось, известны лишь мелкие немногочисленные месторождения, почти не содержащие высококачественных кристаллов кварца. Несмотря на то, что толщи пород этого структурного яруса залегают в орогенных зонах и подвергались региональному метаморфизму герцинского этапа (низкие ступени зеленосланцевой фации), они тем не менее образовались позже завершения позднекаледонского метаморфизма и, следовательно, не могли участвовать в процессах ранней дорудной метаморфической переработки. Поэтому физико-механические свойства большинства пород этого комплекса и их химический состав малоблагоприятны для широкого проявления хрусталеносной минерализации.

Следующий этап связан с формированием хрусталеносных полостей и совпадает с проявлением позднепалеозойского регионального метаморфизма, причем в одних случаях оно было весьма активным, в других — менее значительным. Это объясняется положением формирующихся месторождений в общей региональной метаморфической зональности и физико-механическими свойствами вмещающей среды различных зон метаморфизма.

Выше отмечалось, что на Восточном Урале хрусталеносные гнезда по отношению к кварцевым жилам являются более позд-

ними, наложенными. Образование жил, по всем имеющимся данным, происходило до кульминационной фазы позднепалеозойского регионального метаморфизма. На это указывает четко проявленный метаморфизм жильного кварца, структуры которого деформационные, рекристаллизационные и метаморфические, что хорошо показано в работе Г. Н. Вертушкова с соавторами (1970).

Характер размещения хрусталеносных полостей, их форма и размеры связаны со степенью метаморфизма кварцевых жил, т. е. обусловлены метаморфической зональностью, которая в Восточно-Уральском геоантиклинальном поднятии отвечает структурно-формационной зональности.

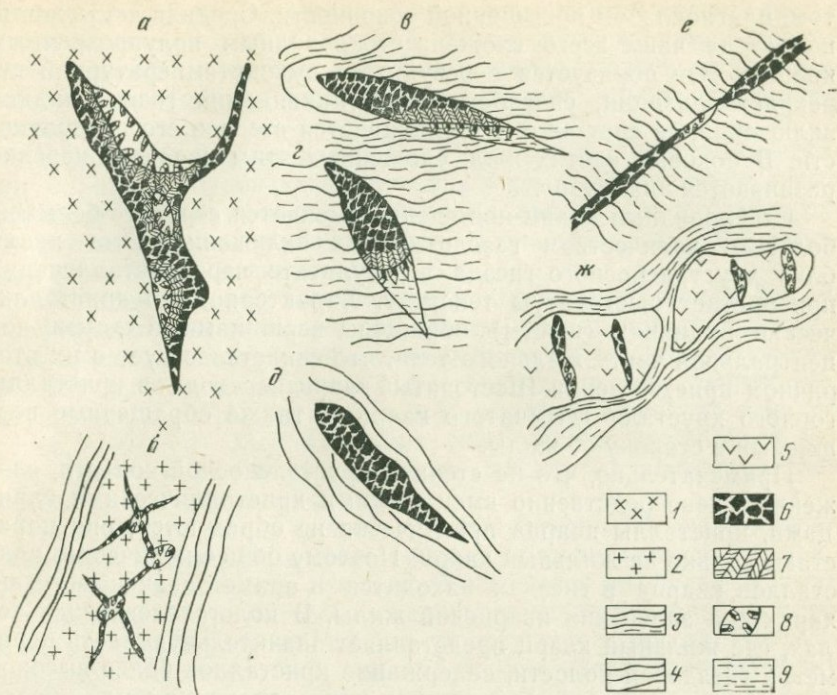
Во внутренних зонах поднятия крылья куполовидных структур сложены преимущественно метапелитами — кристаллическими сланцами и гнейсами ордовикско-раннедевонского структурного яруса. Уровень позднепалеозойского метаморфизма соответствует здесь амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Нижний (ордовикско-раннедевонский) структурный ярус в краевых зонах поднятия сложен преимущественно метавулканитами, частично перекрытыми толщами верхнего (раннекаменноугольного) структурного яруса. Позднепалеозойский метаморфизм пород нижнего и верхнего ярусов отвечает уровню зеленых сланцев.

Значительная роль метаморфизма в размещении хрусталеносных гнезд проявляется более ошутимо в тех формационных зонах и структурных ярусах, в которых вмещающая кварцевые жилы среда в процессе метаморфизма приобретает пластические свойства. Такие свойства характерны для кристаллических сланцев, слагающих крылья куполовидных структур во внутренних частях геоантиклинального поднятия, а также для метапелитов, представленных углистыми филлитами и другими подобными породами в краевых зонах поднятия.

Формирование куполовидных структур с образованием в их ядрах гранитов обусловлено процессами регионального орогенного метаморфизма, которые сопровождались диапиризмом пластических масс (Белоусов, 1969, 1973; Тохтуев, 1972 и др.). На материале по Уралу это показано К. П. Плюсиным (1971), Г. А. Кейльманом и Л. М. Минкиным (1974), Д. С. Штейнбергом (1974).

Образовавшиеся ранее кварцевые жилы в пластически-текущей среде представляют собой инородные тела, обладающие иными физико-механическими свойствами. Наличие неоднородности в условиях кинематики приводит к явлениям будинажа (Громиц, 1970; Тохтуев, 1972 и др.).

Кварцевые жилы в толщах кристаллических сланцев несут следы проявления будинажа. Так, сравнительно небольшие по протяженности жильные тела приобретают линзо- или четковидную форму со сглаженными, нередко обтекаемыми сланцевато-



Характер размещения хрусталеносных гнезд в разных типах кварцевых жил Восточного Урала

1 — кварц-плагноклазовые метасоматиты по метавулканитам; 2 — плагногранит-порфиры; 3 — кристаллические сланцы; 4 — филлиты и углистые филлиты; 5 — амфиболиты; 6 — массивный жильный кварц; 7 — околосредовой шестоватый жильный кварц; 8 — хрусталеносные гнезда; 9 — минеральная масса гнездового выполнения (мушкет, хлорит и другие минералы)

стью зальбандами. Близ секущих кварцевых жил плоскости сланцеватости перематы. Жилы всегда однополостные, т. е. содержат лишь по одному хрусталеносному гнезду, размещенному на выклинивании жильных тел по их падению или по простираию (см. рисунок, примеры *в* и *г*). Форма и размеры линзовидных жил указывают на участие последних в процессах будинажа нагнетания (по В. И. Громину, 1970), так как жилы приобретают при этом повышенную мощность. Единственное гнездо занимает гетерокинетическое пространство, которое образуется в тыловой части выжимаемого жильного тела (будина) и характеризуется существенным понижением давления.

Во фронтальной верхней части жилы степень метаморфизма жильного кварца максимальна. Здесь он нередко гранулирован и минерализован по трещинам и в боковых частях жилы высокотемпературными минералами — биотитом, силлиманитом, грана-

том, плагиоклазом повышенной основности. Средняя часть жильного тела чаще всего сложена стекловидным полупрозрачным кварцем. Он образуется в результате высокотемпературной перекристаллизации, способствующей ликвидации газовой жидких включений, за счет чего и увеличивается степень его прозрачности. В боковых частях жил, сложенных этим кварцем, нередко развивается андалузит.

Стекловидный кварц постепенно сменяется серовато-белым, с большим количеством газовой жидких включений. Этот кварц близ хрусталеносного гнезда в результате перекристаллизации приобретает шестоватую текстуру. Характерно, что кристаллические индивиды (шесты) обращены вершинами в сторону от центральной части жильного тела, что свидетельствует о их вторичном присхождении. Шестоватый кварц переходит в кристаллы горного хрусталя (дымчатого кварца), также обращенные вершинами в сторону от жилы.

Примечательно, что на стенках хрусталеносной полости, сложенных непосредственно вмещающими кристаллическими сланцами, кристаллы кварца практически не образуются; они нарастают только на жильный кварц. Поэтому общее количество кристаллов кварца в гнездах находится в прямой зависимости от характера залегания кварцевой жилы. В пологозалегающих телах, где жильный кварц представляет значительную часть периметра гнездовой полости, содержание кристаллов более высокое (см. рисунок, пример *в*), в гнездах крутопадающих жил — более низкое (см. рисунок, пример *г*).

Минерализация гнезд происходит в регрессивную стадию метаморфизма при значительном спаде температуры и давления. Минеральные парагенезисы отвечают зеленосланцевой фации. В гнездах, стенки которых сложены кристаллическими сланцами, образуются мусковит, серицит, в меньшей степени рутил, хлорит и альбит. Одновременно происходит мусковитизация ранее возникшего андалузита и альбитизация плагиоклаза, размещенных на удалении от гнезд.

В отличие от линзовидных жил протяженные маломощные плитообразные жильные тела, залегающие в кристаллических сланцах, многополостные. Гнезда здесь развиваются в пережимах жил, занимая межбудинные пространства (см. рисунок, пример *е*). Гнездовые полости небольшие. В связи с островыклинивающейся формой кварцевых будин рост кристаллов кварца происходит от стенок полости, сложенных сланцами. Кристаллы в таких гнездах мелкие и невысокого качества.

На территории некоторых хрусталеносных полей минерализация размещается в будинированных телах амфиболитов (см. рисунок, пример *ж*). В межбудинные пространства обычно нагнетаются вмещающие пластичные кристаллические сланцы, а во внутрибудинных трещинах образуются серии хрусталеносных кварцевых жил лестничного типа, не выходящих за пределы ам-

фибололитовых тел. Образование будинаж-структур происходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, минералообразование в гнездах — в регрессивную стадию, на что указывают минеральные парагенезисы (хлорит, альбит, актинолит, кальцит).

Еще большей пластичностью по сравнению с кристаллическими сланцами ордовикско-раннедевонского структурного яруса обладают метапелиты раннекаменноугольного яруса, слабее раскристаллизованные и отличающиеся значительным содержанием глинистого вещества.

Кварцевые жилы, залегающие в однородных толщах филлитов или углистых филлитов, хрусталеносные гнезда не содержат. Жилы, как правило, линзовидной формы и обтекаются сланцеватостью, причем повышенная пластичность пород препятствует образованию открытых полостей на выклинивании жил (см. рисунок, пример *д*). Хрусталеносные гнезда образуются лишь в жилах, приуроченных к линзам менее пластичных песчаников или залегающих в дайках гранитоидов.

Размещение жил и гнезд в дайках гранитоидов, среди нижнекаменноугольных толщ иное, нежели в амфиболитах, залегающих в кристаллических сланцах. Объясняется это более низкими давлениями на уровне зеленосланцевого метаморфизма, недостаточными для образования будинаж-структур в дайках. Поэтому вместо лестничного типа жил здесь возникают штокверковые системы, сопровождающиеся мелкими хрусталеносными гнездами (см. рисунок, пример *б*).

Наименьшее влияние процессы метаморфизма оказывают на размещение хрусталеносных полостей в жилах, залегающих в метавулканитах ордовикско-раннедевонского структурного яруса.

Позднепалеозойский метамофизм этих пород на уровне фации зеленых сланцев не ведет к заметному повышению степени их пластичности. Поэтому на тектонические воздействия они реагируют как хрупкие образования. Соответственно кварцевые жилы здесь чаще имеют сложную форму и секущие контакты. Жильный кварц обычно метаморфизован слабо. Жилы преимущественно многополостные, содержат не одно, а несколько хрусталеносных гнезд. Последние размещаются в разных частях жил и реже на выклинивании по падению (см. рисунок, пример *а*).

Несмотря на отсутствие прямого влияния процессов регионального метаморфизма на размещение хрусталеносных гнезд в жилах, залегающих в метавулканитах, минерализация гнезд и здесь во всех случаях происходит при термодинамических параметрах фации зеленых сланцев, на что указывают минеральные парагенезисы в гнездах (хлорит, пирит, кальцит, альбит, адуляр) и термодинамическое изучение газово-жидких включений в кристаллах кварца.

Наряду с этим следует подчеркнуть, что масштабы хрусталеносной минерализации в метавулканитах зависят в основном от

характера проявления предрудной метаморфической переработки вмещающих пород. Вопросы механизма метаморфогенного минералообразования в хрусталеносных гнездах кратко были рассмотрены нами ранее (Ануфриев, 1972), поэтому здесь мы на них не останавливаемся.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что явления метаморфизма играют большую роль на всех этапах формирования месторождений горного хрусталя на Восточном Урале. Конкретные знания в этом отношении имеют практическое значение при прогнозировании и поисках рассматриваемых месторождений.

## Литература

- Ануфриев Ю. Н.* Кварц-плаггиоклазовые метасоматиты как благоприятные вмещающие породы для наложенного метаморфогенного хрусталеобразования.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969.
- Ануфриев Ю. Н.* Метаморфогенная хрусталеносная минерализация и условия ее образования на Урале.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. «Наукова думка», 1972.
- Ануфриев Ю. Н., Дроздов В. П., Менчинский В. В.* Основы крупномасштабного прогнозирования месторождений горного хрусталя в Восточно-Уральской хрусталеносной провинции.— Разв. и охрана недр, 1974, № 9.
- Белоусов В. В.* Складчатость и основные типы тектонических деформаций.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, 14, вып. 4.
- Белоусов В. В.* О причинах эндогенных процессов.— Вестник МГУ, 1973, № 2.
- Вертушков Г. Н., Борисков Ф. Ф., Емлин Э. Ф. и др.* Жильный кварц Восточного склона Урала. Ч. 2.— Труды Свердловск. горн. ин-та, 1970, вып. 66.
- Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области, ч. 1, кн. 2. «Недра», 1969.
- Громин В. И.* Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). «Наука», 1970.
- Кейльман Г. А., Минкин Л. М.* Типы и эпохи метаморфизма на Урале.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Плюснин К. П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, 1971.
- Тохтуев Г. В.* Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. «Наукова думка», 1972.
- Штейнберг Д. С.* Геологическая история Урала и петрология.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.

Железорудная провинция  
в Восточной Антарктиде

В центральной части Восточной Антарктиды в районе ледников Эймери и Ламберта, ограниченных координатами 68—75° ю. ш. и 60—82° в. д., советскими геологами открыта крупная железорудная провинция (рис. 1). Еще в 1956 г. М. Г. Равич, посетивший оазис Вестфолль (на северо-восточной окраине этой провинции), обнаружил многометровые слабо окатанные валуны железистых кварцитов, которые лежали непосредственно на мигматитах двупироксеновых кристаллических сланцев. Откуда взялись эти валуны, было неясно, так как вокруг скалистых обнажений мигматитов простирались бескрайние шельфовые и материковые ледники. Только в 1965 г. загадка этих валунов была раскрыта Д. С. Соловьевым, который в верховьях ледника Ламберта на северном склоне горы Рукер (координаты 73°38' ю. ш. и 64°40' в. д.) в метаосадочной толще обнаружил пачку железистых кварцитов (джеспилитов) видимой мощностью до 70 м.

В 1971—1974 гг. в упомянутом районе, известном как горы Принса-Чарльза, советские ученые под руководством Д. С. Соловьева вели систематические мелкомасштабные геолого-геофизические работы на площади, превышающей 600 тыс. км<sup>2</sup>. Они позволили не только составить разрез джеспилитовой толщи и проследить железорудные пласты по простиранию, но и обнаружить под толщей льда аэромагнитной съемкой две крупные аномалии, простирающиеся на 120—180 км каждая (см. рис. 1). Следует подчеркнуть, что, по-видимому, в изученной провинции залегает еще ряд джеспилитовых толщ, обрывки которых обнаружены в сравнительно редких скалистых обнажениях (горы Стиниар и др.) и далее не прослежены под материковыми льдами, закрывающими 90% обследованной территории.

Среди материковых льдов метаосадочная серия слагает две сравнительно узкие (10—20 км) горные цепи субширотного простирания, представленные как многочисленными мелкими нунатаками, так и горными грядами, вытянутыми на несколько десятков километров и возвышающимися над поверхностью ледников на 300—600 м.

Северная половина железорудной провинции, примыкающая к антарктическому побережью, сложена преимущественно кристаллическими сланцами (двупироксеновыми, биотит-гиперстен-гранатовыми, кордиерит-силлиманитовыми) гранулитовой фации, их мигматитами и теневыми гранитами, прорванными интрузиями чарнокитов. По составу эти кристаллические слан-

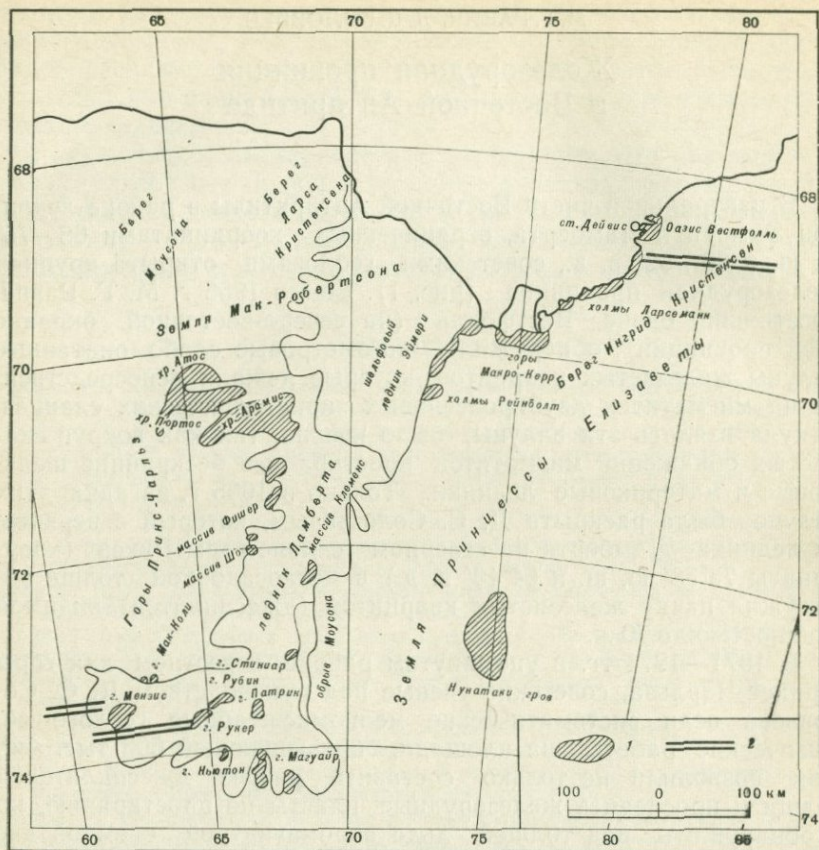


Рис. 1. Схема Антарктической железорудной провинции

1 — скальные обнажения; 2 — магнитные аномалии над толщами джеспититов

цы почти не отличаются от пород нижнего структурного яруса кристаллического фундамента Антарктической платформы, которые условно относятся нами к образованиям архея (Равич, Каменев, 1972). Южная половина железорудной провинции сложена разнообразными плагиогнейсами и кристаллическими сланцами (биотит-амфиболовыми, биотит-гранатовыми, амфиболовыми и др.) амфиболовой фации и их мигматитами, которые относятся к верхнему структурному ярусу кристаллического фундамента Антарктической платформы предположительно нижнепротерозойского возраста. Все эти глубоко метаморфизованные породы разбиты разломами, в результате чего образуются разновеликие тектонические блоки, отчего структура кристаллического фундамента в данном регионе имеет форму гигантской «разбитой тарелки».

Только в верховьях ледника Ламберта среди блоков верхнего яруса кристаллического фундамента в своеобразном грабен-синклинии залегает метаосадочная серия мощностью около 5 км (рис. 2), метаморфизованная в условиях зеленосланцевой фации. Эта серия, также разбитая на тектонические блоки, распространена на площади более 10 000 км<sup>2</sup> и содержит толщи железистых кварцитов мощностью от десятков до сотен метров. Наиболее детально нижняя половина метаосадочной серии изучена на горе Рукер, где близко к ее основанию залегает толща железистых кварцитов мощностью более 400 м. Выше расположена толща ритмично переслаивающихся слюдисто-хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев с прослоями кварцитов, иногда железистых, еще выше — толща тонкопереслаивающихся слюдисто-хлоритовых сланцев (филлитов) с кварцитами. Венчает разрез толща слоистых кварцитов и метапесчаников, грубо переслаивающихся с хлорит-слюдистыми сланцами и конгломератами, насыщенными кварц-сидеритовыми прожилками. В гальках конгломератов преобладают кварциты, в том числе и железистые, весьма близкие по составу к породам нижележащих толщ. Силлы метабазитов мощностью 100—300 м понижают метаосадочную серию.

Джеспилиты на горе Рукер образуют самостоятельный тектонический блок, соприкасающийся с силлом метабазитов. Коренное обнажение джеспилитов у подножия горы протягивается почти на 1 км, имея высоту 100—150 м, и далее в виде отдельных мелких выходов оно прослеживается еще на 2,5 км. Джеспилиты представлены довольно однообразными тонкопосчатými и плоччатыми породами, смятыми в мелкие складки дисгармоничного и изоклинального характера с размахом крыльев от первых метров до десятков метров. Простираание осей складок северо-западное — юго-восточное, углы падения крутые, до 60—70°.

Джеспилиты сложены чередующимися кварц-магнетитовыми, магнетит-кварцевыми и магнетит-карбонатными прослойками толщиной от 0,1 до 2—3 см. Магнетит насыщает все прослойки, но некоторые из них имеют мономинеральный магнетитовый состав. Кварц-магнетитовые прослойки состоят из агрегата мельчайших (0,03—0,1 мм) зерен магнетита и гематита, количество которых колеблется от 40 до 80%, остальное приходится на долю кварца с примесью чешуек хлорита и серицита. Существенно кварцевые прослойки содержат 15—20% магнетита. Магнетит-карбонатные прослойки сложены в основном кальцитом (до 70%), магнетитом (20—30%), серицитом и хлоритом (в сумме до 10%). Магнетит образует субидiomорфные кристаллики, реже неправильные зерна, замещенные по краям гидрокислами железа. Гематит встречается в виде тонких пластинок изометричной формы. В карбонатных прослойках большая часть магнетита включена в зерна кальцита. В тяжелой

Химический состав антарктических джеспилитов горы Рукер  
(в % на абсолютно-сухое вещество)

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O
707-в	51,46	—	1,18	33,88	8,80	0,78	1,30	0,13	0,11
707-д	53,12	—	0,54	34,05	8,15	0,48	1,82	0,12	0,11
707-и	60,58	Сл.	0,32	26,72	7,00	1,26	1,58	Сл.	0,04
707-с	49,52	0,01	1,60	27,18	13,34	1,94	1,55	0,17	0,84
707-т	42,15	—	0,65	40,06	12,35	0,56	1,96	Сл.	0,15
707-у	60,32	—	0,61	25,59	8,58	0,75	2,07	»	0,25
507-7	40,70	—	0,37	38,48	14,04	1,29	1,76	0,31	0,25
507-8	48,68	—	0,53	31,70	11,35	0,68	2,29	Сл.	0,55
507-9	49,58	Сл.	0,67	34,04	10,68	0,76	1,51	»	0,42
212-а	57,30	»	1,15	26,03	10,97	0,80	1,50	0,16	0,18
212-б	35,84	0,04	1,35	40,93	16,39	0,56	2,23	0,16	0,58

фракции протолокчек джеспилитов обнаружены сидерит, эпидот, пирит, ильменит, турмалин, циркон и рутил. Последние четыре минерала имеют обломочное происхождение.

Из коренного обнажения на горе Рукер отобраны по всей его мощности 11 образцов джеспилитов весом 0,5—0,7 кг каждый. Для этих образцов сделаны полные химические анализы (см. таблицу), которые несмотря на значительные колебания содержаний отдельных элементов, свидетельствуют о довольно однообразном составе антарктических джеспилитов. Наибольшие колебания отмечены в содержании кремнезема (35,84—60,58%) и окислов железа (37—57,35%), что зависит от соотношения кварца и магнетита в джеспилитах. Содержание всех других элементов в сумме не превышает 5—6%, за исключением потери при прокаливании, которая иногда дополнительно составляет 2—3%, что отвечает содержанию конституционной воды в таких минералах-примесях, как серицит и хлорит. Из второстепенных элементов преобладают окиси кальция и магния, отражающие постоянную примесь карбонатов в джеспилитах. Повышенное содержание щелочей в отдельных образцах связано с примесью альбита и серицита в железистых кварцитах. Количественными спектральными анализами в образцах джеспилитов обнаружено до 0,2% никеля, тогда как количество меди, хрома, кобальта, титана, циркония колеблется от 0,001 до 0,04%.

На горе Стиниар, расположенной приблизительно в 100 км к северо-востоку от горы Рукер, среди кварцит-сланцевой толщи обнаружены четыре пласта джеспилитов мощностью от 5—6 до 15—20 м, которые переслаиваются с пачками слюдистых сланцев и кварцитов. В джеспилитах рудные прослойки толщи-

Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	H <sub>2</sub> O, 105--110° С
0,16	0,08	2,20	100,08	0,16
0,83	0,11	0,75	100,08	0,20
0,07	0,10	2,34	100,01	0,30
0,19	0,62	3,21	100,17	0,12
1,24	0,08	0,78	99,98	0,12
1,40	0,08	0,64	100,29	0,24
0,64	0,11	2,33	100,28	0,04
2,78	0,44	0,73	99,76	0,20
0,89	0,08	1,43	100,06	0,14
0,60	0,08	1,54	100,31	сл.
0,65	0,06	1,29	100,11	0,14

ной 0,5—1 см состоят преимущественно из мелких (0,03—0,1 мм) зерен магнетита и пластинок гематита, количество которых достигает 80%, остальные 20% приходятся на кварц. Безрудные кварцевые прослойки в несколько раз толще рудных, достигая мощности 5—7 см, но и в них постоянно примесь магнетита (до 10%). Содержание рудных минералов в джеспилитах горы Стиниар 25—40%.

В районе оазиса Вестфолль, кроме единичных многометровых глыб джеспилитов, лежащих непосредственно на мигматитах дупироксеновых

сланцев, обнаружены многочисленные джеспилитовые валуны, особенно обильные в конечной морене. Чаще всего такие валуны ассоциируются с обломками метаосадочных пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. Подобные морены с джеспилитами протягиваются вдоль побережья по обе стороны от оазиса Вестфолль на 50—60 км. Близость коренных источников джеспилитов подтверждается крупной подледной магнитной аномалией, расположенной вблизи оазиса Вестфолль.

Кроме коренных выходов джеспилитов, в провинции аэромагнитной съемкой обнаружены две аномальные зоны, по-видимому, связанные с толщами джеспилитов, скрытых материковыми льдами. Южная зона начинается непосредственно от горы Рукер и представлена двумя линейными аномалиями, которые протягиваются на запад на 140 км, затем одна из них смещается на север, где прослежена еще на 30 км. Ширина каждой аномалии 5—10 км, а интенсивность 600—3000 гамм. Аэромагнитные измерения выполнены на высоте 500—600 м над ледовым куполом, толщина которого около 1 км. Поэтому интенсивность аномалий в действительности должна превышать полученную в несколько раз.

Северная зона, простирающаяся в субширотном направлении на 120 км, проходит вблизи оазиса Вестфолль. Она представляет собой ряд аномалий, как будто фиксирующих ступенчато-линзовидное залегание предполагаемой под материковым льдом джеспилитовой толщи. Отдельные аномалии протягиваются в этой зоне на 10—40 км, имея ширину 2—3 км и интенсивность 800—5900 гамм. По-видимому, полученная интенсивность значительно ниже фактической так как аэромагнитные

измерения проводились на высоте более 1 км над предполагаемой джеспилитовой толщей (толщина ледникового покрова здесь 600—800 м, а высота полета надо льдом 300 м).

По исходному составу и конечным минеральным парагенезисам породы метаосадочной серии могут быть разделены на три группы.

1. Песчано-глинистые осадки, пересыщенные кремнеземом и содержащие алюминий и в меньшей мере кальций и железо, превращены в филлиты и кварциты. Для них характерна ассоциация кварца с серицитом, хлоритом, магнетитом (гематитом), кальцитом и эпидотом.

2. Песчано-глинисто-карбонатные и карбонатные осадки с высоким содержанием кальция и магния и пониженным — кремнезема и алюминия, за счет которых образовались различные сланцы и мраморизованные известняки. Им свойственна ассоциация кальцита, доломита, кварца, эпидота и хлорита.

3. Кремнисто-железистые осадки, пересыщенные кремнием и железом при весьма небольшом содержании кальция, магния и алюминия; они превращены в джеспилиты с минеральной ассоциацией магнетита, гематита, кварца, серицита, доломита и сидерита.

Перечисленные ассоциации минералов возникли в результате регионального метаморфизма различных по составу, преимущественно терригенных осадочных пород в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Состав метаосадочной толщи свидетельствует о непрерывном и ритмичном изменении условий осадконакопления, происходившего в мелководных бассейнах, не типичных для геосинклинальных зон и классических платформ. По нашим представлениям, осадки накапливались в постепенно углубляющемся прогибе типа грабена, образовавшемся вдоль серии крупных разломов в кристаллическом фундаменте Антарктической платформы в период его кратонизации. Это обусловило значительную мощность осадков, а также их метаморфизм на заключительном этапе кратонизации фундамента.

Джеспилиты представляют собой типичные метаморфизованные осадочные породы, образовавшиеся, по-видимому, в мелководном морском бассейне с ограниченной циркуляцией кислорода за счет продуктов интенсивного химического выветривания. Последнее происходило в условиях жаркого и влажного климата на сравнительно выровненной, слабо расчлененной суше, сложенной пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми кристаллическими сланцами и их мигматитами и теневыми гранитами (чарнокитами). Эти условия способствовали максимальному выносу железа с континента и сохранению в составе обломочного материала только наиболее устойчивых к химическому выветриванию минералов, таких как кварц, рутил, турмалин, циркон и др.

В нашем распоряжении нет прямых данных о времени образования метаосадочной толщи гор Принса-Чарльза и возрасте ее метаморфизма. Можно лишь утверждать, что метаосадочная толща моложе дорифейского кристаллического фундамента Антарктической платформы. Косвенно это подтверждается находками в девяти образцах джеспилитов акритархов, которые, по заключению микропалеофитолога Л. Н. Ильченко, можно датировать рифеем, предположительно верхним. Аналогичные отложения в Антарктиде пока не обнаружены. По ряду признаков они удовлетворительно коррелируются с отложениями системы Нуладжиниан в Австралии (Колотухина, 1968) и системы Минес (формация Итабара) в Южной Америке (Brown et al., 1968). На Африканском континенте сходные образования входят в состав комплекса основания, залегающего ниже системы Витатерсранд.

### Литература

- Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Гидрометиздат, 1972.
- Колотухина С. Е. Основные черты тектонического развития Южно-Американского континента.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 8.
- Brown D. A., Campbell K. S. W., Crook K. A. W. The geological evolution of Australia and New Zealand. N. Y., Pergamon, 1968.

Г. А. ГЛУШКОВА, Г. А. КЕЙЛЬМАН

## Роль метаморфизма в формировании железистых кварцитов гнейсовых комплексов Урала

Выделение на Урале в ядрах крупнейших положительных структур древних глубоко метаморфизованных докембрийских комплексов (Гаган, 1939; Гарань, 1946; Смирнов, Смирнова, 1948; Смирнов, 1956; Кейльман, 1969, 1971, 1974), уточнение их структурного положения и внутреннего строения позволило поставить вопрос о геологической позиции и промышленной значимости приуроченных к ним проявлений железных руд типа железистых кварцитов, интерес к которым в последние годы значительно возрос.

Гнейсовые комплексы, с которыми на Урале, так же как и в ряде других регионов, связаны упомянутые руды, отчетливо разделяются на два типа. К первому типу относятся древнейшие образования кристаллического фундамента, образующие срединный массив или глыбу, внутреннее строение которой не связано с окружающими структурами. Примером служит тара-

ташский комплекс Уральского складчатого пояса, расположенный в северной части Баширского поднятия. Второй тип объединяет гнейсово-мigmatитовые комплексы Центрально-Уральского и Восточно-Уральского поднятий, субстратом которых послужили также древние супракрустальные серии, но, в отличие от тараташского комплекса, претерпевшие в течение палеозоя тектоно-метаморфическую ремобилизацию, приведшую к возникновению серии куполовидных структур. К таким образованиям в Центрально-Уральском поднятии относятся уфалейский, хобейнский и харьбейский гнейсово-мigmatитовые комплексы, а в Восточно-Уральском поднятии — салдинский, мурзинско-адуйский, сысертско-ильменогорский, адамовский и др.

Определение закономерностей размещения и особенно генезиса железистых кварцитов в гнейсовых комплексах Уральской геосинклинали вследствие их полициклического развития представляет значительную трудность, при этом многие вопросы остаются дискуссионными.

В строении тараташского комплекса, впервые описанного М. И. Гаранем (Gagan, 1939), а позднее Г. А. Смирновым и Т. А. Смирновой (1948), ведущая роль принадлежит двупироксеновым кристаллическим сланцам, связанным постепенными переходами с амфиболитами и биотитовыми гнейсами, обычно содержащими гранат и силиманит. Среди этих пород расположены тела габбро-диоритов, диоритов и гранитов.

В тектоническом отношении тараташский комплекс представляет собой крупную брахиформную антиклинальную структуру, осложненную линейными складками высшего порядка. Границы тараташского блока дисконформны относительно его внутреннего строения. Со всех сторон породы рассматриваемого комплекса окружены породами айской свиты, в основании которой отчетливо фиксируются следы значительного перерыва в осадконакоплении. В конгломератах, расположенных в низах этой свиты, отмечаются гранитоиды и метаморфические породы, свойственные тараташскому комплексу. В одном пункте в конгломератах наблюдаются округлые обломки полосчатых гематитовых кварцитов типа джеспилитов. Непосредственные контакты пород айской свиты с образованиями тараташского комплекса, как правило, осложнены разрывными нарушениями. В тараташском комплексе фиксируются следы нескольких этапов метаморфизма. Наиболее ранний метаморфизм (3300—2700 млн. лет) протекал на уровне гранулитовой фации. Мigmatиты раннего этапа представлены «сухими» гиперстеновыми плагиогранитами и антипертитовыми гранитами типа эндербитов и чарнокитов. Второй крупный этап метаморфизма (2200—1700 млн. лет) протекал в условиях амфиболитовой фации, при этом на месте двупироксеновых сланцев образовались различные амфиболиты, магнетит-куммингтонитовые и другие породы. Широкое распространение получили биотит-амфиболовые

плагниогнейсы. С этим этапом связано образование порфиридных калишпатовых гранитов.

Более поздний метаморфизм (1100—1000 и 600—500 млн. лет) проявился локально в приразломных зонах и выразился в образовании blastsмилонитов с очками калиевого полевого шпата и зеленосланцевых диафторитов.

Основные разновидности железных руд в тараташском комплексе — магнетитовые кварциты и ассоциирующие с ними пироксен-магнетитовые породы, которые образуют пласто- или линзовидные тела протяженностью от первых десятков метров до 100—1200 м. Большая часть этих тел залегает среди metabазитов в зоне контакта с вышележащими гранатовыми гнейсами и кварцито-гнейсами (Ленных, Петров, 1974).

Приуроченность рудных тел к определенным частям стратиграфического разреза, выдержанное стратиграфическое положение рудоносной толщи, участие рудных тел в складчатых структурах и их морфология, тонкая полосчатость рудоносных горизонтов, носящая характер ритмичной слоистости, состав руд, а также аналогия геологического строения тараташского комплекса с древними железорудными районами Украины и Кольского п-ова позволили большинству исследователей прийти к заключению о первично-осадочном (Гарань, 1946; Смирнов, Смирнова, 1948) или вулканогенно-осадочном происхождении железистых кварцитов этого комплекса (Ленных, Петров, 1974; Черменинова и др., 1975).

Роль метаморфизма в формировании железистых кварцитов в описываемом комплексе проявляется в образовании гистерогенного магнетита за счет двухвалентного железа, освобождающегося при диссоциации железосодержащих минералов — гиперстена, куммингтонита и др.

На магнетитсодержащие породы обоих типов — магнетитовые кварциты и пироксен-магнетитовые породы — накладывается магнезиально-кальциевый метасоматоз, приводящий к развитию куммингтонита, актинолита и талька. Наряду с вмещающими породами, обычно в несколько меньшей мере, руды подвергаются относительно поздней гранитизации. Эти процессы приводят к некоторому разубоживанию руд. Сложные преобразования, протекающие в несколько стадий, в конечном итоге отражаются в полигенном характере железных руд. Магнетит — главный рудообразующий минерал — представлен в них четырьмя генерациями, две из которых возникают в связи с метаморфизмом железисто-кремнистых осадков, третья имеет метасоматическое и четвертая — гидротермальное происхождение.

В последние годы выдвигаются концепции формирования железистых кварцитов в тараташском гнейсовом комплексе преимущественно метасоматическим путем, в частности за счет окварцевания обогащенных магнетитом ультраосновных

пород — пироксенолитов (Панков и др., 1974) или образования вторичных магнетитосодержащих метасоматических кварцитов в процессе регионального метаморфизма (Михайлов, 1975).

Как указывалось выше, основная масса гнейсовых комплексов Урала по строению и истории развития существенно отличается от тараташского комплекса. Генотипом геологических образований этой группы может служить наиболее детально изученный уфалейский гнейсово-мигматитовый комплекс, выполняющий ядро крупной положительной структуры в северной части Уралтауского антиклинория.

Геологическое строение уфалейского гнейсового комплекса детально описано в ряде работ (Кейльман, 1963, 1969, 1974), поэтому лишь кратко охарактеризуем главные его особенности. В пределах Уфалейского антиклинория достаточно отчетливо выделяются три структурных этажа. Нижний, предположительно нижнедокембрийский структурный этаж представляет собой гнейсовое ядро со всеми специфическими чертами его геологического строения. Слагающие его породы, довольно однообразные на всей площади развития, объединяются в уфалейскую свиту, которая подразделяется на две подсвиты: нижнюю — егустинскую, расположенную в центральной части антиклинория, и верхнюю — слюдяногорскую, залегающую на восточном его крыле (рис. 1). Ведущая роль в составе обеих подсвит принадлежит гнейсовидным амфиболитам. В егустинской подсвите относительно широко развиты гранито-гнейсы, локализованные преимущественно в ядрах куполовидных антиклиналей. Для слюдяногорской подсвиты характерны относительно редкие прослои слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов небольшой мощности; значительно чаще, чем в егустинской подсвите, встречаются биотитовые гнейсы. Подавляющее большинство амфиболсодержащих гнейсов, а также значительная часть биотитовых гнейсов уфалейской свиты являются метаморфическими производными амфиболитов. Мощность видимой части уфалейской свиты 2400—2600 м, а количественные расчеты гравитационного поля позволяют предполагать, что полная ее мощность, по-видимому, достигает 5—6 км.

Гнейсовое ядро с запада и северо-запада обрамляется породами таганайской и указарской свит, составляющими здесь верхнедокембрийско-кембрийский структурный этаж, от которых оно отделено серией крупных разрывных нарушений. В составе таганайской свиты основная роль принадлежит слюдяно-кварцевым сланцам и кварцитам. Указарская свита образована преимущественно альбит-актинолитовыми и серицит-кварц-альбитовыми сланцами.

На восточном крыле Уфалейского антиклинория расположены породы куртинской, шайтанской и билимбаевской<sup>1</sup> свит, пред-

<sup>1</sup> Билимбаевская свита, по данным В. Г. Варганова и др. (1973), именуется вийской свитой.

ставляющих верхний ордовикско-верхнепалеозойский структурный этаж. В составе куртинской свиты преобладают гранат-слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями мусковит-графитовых кварцитов. Билимбаевская свита сложена осадочно-вулканогенными отложениями, среди которых наиболее распространены альбит-актинолитовые, хлорит-альбитовые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы, содержащие прослой серицит-альбит-кварцевых и углесто-кварцитовых сланцев.

В пределах уфалейского гнейсового комплекса весьма многообразны интрузивные образования, возникающие на тех или иных стадиях его формирования. К крупным разрывным нарушениям, отделяющим Уфалейский антиклинорий от Тагильско-Магнитогорского прогиба, приурочены тела измененных ультраосновных пород — серпентинизированных перидотитов и пироксенитов. В зонах структурных швов или крупных разрывных нарушений встречаются интрузии метаморфизованных габброидов — алогаббровых амфиболитов. Особенно многочисленны они близ западной границы ядра с породами указарской и таганайской свит и в северо-восточной приконтактной части гнейсового ядра с породами ордовикской серии. Эти породы известны и в центральной части гнейсового ядра. На всей площади гнейсового ядра и в прилегающем к нему сланцевом обрамлении широко развиты различные гранитоидные образования — от тонких инъекций, жил и даек до более или менее крупных массивов.

В тектоническом отношении Уфалейский антиклинорий представляет складчато-блоковую структуру, отчлененную на западе от Тараташского антиклинория серией крупных разрывных нарушений, а на востоке Главный Уральский разлом приводит его в соприкосновение со среднепалеозойскими осадочно-вулканогенными комплексами Тагильско-Магнитогорского прогиба. В ядре Уфалейского антиклинория выделяются две куполовидные антиклинорные структуры — Кукахтинский (центральный) и Кизильский (восточный) купола (см. рис. 1), разделенные Куяшской синклиальной зоной. Тектоника пород сланцевого обрамления относительно проста. Здесь преобладает моноклинальное залегание пород с падением от ядра гнейсового комплекса. Простирание структурных элементов отчетливо подчинено внутренней границе сланцевого обрамления. Разрывные нарушения, окаймляющие гнейсовое ядро и отделяющие его от сланцевого обрамления, относятся к межформационным срывам, образующимся в связи с диапироидным перемещением гнейсового ядра (Кейльман, 1969). К таким нарушениям относится зона восточного контакта гнейсового ядра с породами куртинской свиты, вдоль которой отмечается повышение степени деформации пород. Интенсивная тектоническая проработка вдоль этой зоны отразилась в усилении метасоматических процессов и обилии здесь разнообразных интрузивных тел. Кроме того, в ряде случаев гнейсовое ядро отделено от пород обрамления и расчленяет-

ся на блоки разломами различного возраста, протяженности, глубины заложения.

Породы, слагающие уфалейский гнейсово-мигматитовый комплекс, претерпели весьма многообразный и многоэтапный метаморфизм, причем по ряду признаков метаморфизм в пределах гнейсового ядра и сланцевого обрамления существенно различен. Породы, слагающие гнейсовое ядро, характеризуются стабильным метаморфизмом субгранулитовой и амфиболитовой фаций на всей площади их развития (около 1000 км<sup>2</sup>). Поздний этап метаморфизма, сопровождающийся гранитизацией, является регрессивным по отношению к раннему этапу преобразования пород в гнейсовом ядре. Наиболее широко он проявился в периферических частях гнейсового ядра, где фациальный уровень метаморфизма этого этапа понижается в ряде случаев до эпидот-амфиболитовой фации. Метаморфизм в породах, непосредственно обрамляющих гнейсовый комплекс, отличается четкой зональностью, подчиненной границе с гнейсовым ядром, высоким градиентом и носит преимущественно прогрессивный характер. Уровень его повышается на коротких расстояниях от низших ступеней зеленосланцевой фации, характерной для уральских поднятий, до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в непосредственной близости от границы с гнейсовым ядром. Гранитизация и мигматизация, чрезвычайно широко развитые в гнейсовом ядре, в сланцевом обрамлении локализуются лишь во внутренних зонах, непосредственно примыкающих к гнейсовому ядру. Наряду с гранитизацией, в рассматриваемом мигматитовом комплексе относительно широко развиты процессы щелочного метасоматоза, сопровождающиеся образованием небольших тел щелочных и субщелочных гранитов и пород типа сиенитов и миаскитов. Процессы щелочного метасоматоза приурочены к зонам интенсивной тектонической проработки — более или менее крупным разрывным нарушениям и зонам смятия. Особенно четко они проявлены вдоль границы ядра с обрамлением и охватывают породы как ядра, так и сланцевого обрамления. В пределах гнейсового ядра эти процессы наиболее развиты в восточной части комплекса, вдоль границы его с куртинской свитой, а в западной части — в районе серии разломов близ устья р. Тахты.

Почти все небольшие месторождения и проявления железных руд в уфалейском гнейсовом комплексе известны уже давно, но изучены они слабо. На некоторых из них в дореволюционное время велась добыча руды.

Имеющийся фактический материал позволяет все месторождения и проявления метаморфогенных железных руд описываемого комплекса по морфологическим особенностям и составу рудных тел, их структурной приуроченности и положению в разрезе разделить на две главные группы. Первая включает месторождения и проявления, расположенные в пределах гнейсового

ядра (Маукское, Теплогорское, Уфимское, Южная залежь, Северо-Маукское, Мало-Маукское, горы Захаровой, Анциферское), вторая объединяет месторождения, залегающие в породах сланцевого обрамления (Барановские, Тахтинские, Аюшские, горы Лиственной).

Месторождения и рудопроявления в пределах гнейсового ядра не приурочены к какому-либо определенному стратиграфическому горизонту, располагаясь в различных частях разреза. Северо-Маукское проявление и Маукское месторождение приурочены к верхней части егустинской подсвиты, а Южная залежь и Мало-Маукское — к нижней части слюдяногорской подсвиты. Теплогорское и Уфимское месторождения находятся на различных стратиграфических уровнях в средней части разреза слюдяногорской подсвиты. Еще больший возрастной диапазон характерен для рудовмещающих пород сланцевого обрамления. Так, рудные тела Барановских месторождений и Тахтинских проявлений залегают на различных стратиграфических уровнях в таганайской свите верхнего протерозоя, Аюшское — в породах указарской свиты предположительно вендского возраста, а проявления горы Лиственной — в породах билимбаевской свиты верхнего ордовика. Таким образом, говорить о стратиграфическом контроле размещения руд нет оснований. Подавляющая часть месторождений, независимо от состава руд, их морфологических и других особенностей, в пределах гнейсового ядра структурно приурочена к границе его со сланцевым обрамлением (Маукское, Анциферское, горы Захаровой и Теплогорское; см. рис. 1), а большинство проявлений и месторождений сланцевого обрамления (Тахтинские, Барановские, Аюшское) находятся в зонах крупных разрывных нарушений.

Горными выработками вскрыты на каждом месторождении в пределах гнейсового ядра несколько рудных тел мощностью до 3—4 м. Мощность вскрытых рудных тел, залегающих в породах сланцевого обрамления, не превышает 1, иногда 3 м. Мощность каждой рудной залежи изменяется в значительных пределах (от 10 см до 2 м) на сравнительно коротких расстояниях (5—10 м). Протяженность рудных зон по простиранию достигает 200—400 м в породах гнейсового ядра и 400—600, иногда 1200 м в породах сланцевого обрамления. Рудные тела, расположенные в породах гнейсового ядра, так же как и вмещающие их породы, имеют пологое падение (15—20°) и преимущественно линзовидно-выклинивающуюся пластообразную форму. Рудные тела и вмещающие их породы в сланцевом обрамлении характеризуются крутым падением (70—80°) и жилообразной формой.

Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие, причем, несмотря на кажущееся согласное залегание, границы рудных тел секут кристаллизационную сланцеватость и полосчатость вмещающих пород (рис. 2). В то время как вмещающие породы обычно интенсивно смяты в складки того или иного порядка, гра-

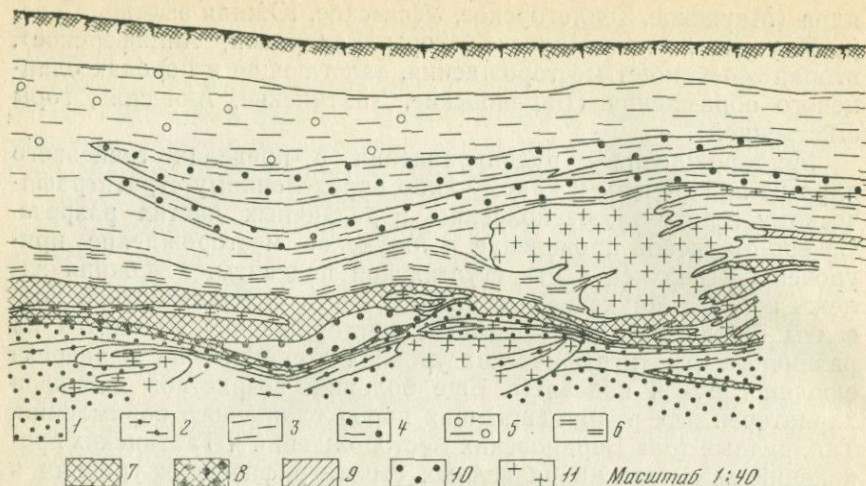


Рис. 2. Зарисовка стенки карьера Маукского месторождения железистых кварцитов

- |   |  |
|---|--|
| 1 — эпидотизированный и окварцованный амфиболит;                              | сланец, пльчатый, с будинами эпидот-биотитового гнейса;          |
| 2 — биотитизированный амфиболит;  | 7 — магнетитовый кварцит с редкими зернами эпидота;              |
| 3 — окварцованный и мусковитизированный эпидот-биотитовый гнейс с магнетитом; | 8 — магнетитовый кварцит с зернами граната и амфибола;           |
| 4 — интенсивно эпидотизированный биотитовый гнейс;                            | 9 — эпидот-биотитовый гнейс с обильной вкрапленностью магнетита; |
| 5 — эпидот-биотитовый гнейс со слабой мусковитизацией;                        | 10 — куммингтонит-магнетит-гранатовая скарноподобная порода;     |
| 6 — биотитовый мусковитизированный  | 11 — аплитовидные биотитовые гнейсограниты и аплиты              |

ницы рудных тел относительно прямолинейны и, как правило, не подвержены пликативным дислокациям. Эта особенность отличает их, в частности, от железистых кварцитов тараташского комплекса, обычно участвующих в складчатости.

Выделенные выше две главные группы железных руд в уфалейском гнейсовом комплексе различаются по текстурно-структурным особенностям и составу. Для руд, залегающих в породах гнейсового ядра, характерны средне- и крупнозернистые, преимущественно вкрапленные руды кварц-магнетитового или кварц-гематит-магнетитового состава, часто с отчетливо выраженной полосчатой текстурой (Маукское, Анциферское, Теплогорское, Уфимское), обусловленной неравномерным полосчатым распределением рудных минералов в породе, что, в совокупности с формой рудных тел и их составом, позволило некоторым авторам (Вертушков, 1958; Черменинова и др., 1974, 1975) назвать их железистыми кварцитами. Кроме того, наблюдаются крупно-

и гигантозернистые массивные пятнисто-полосчатые или брекчиевидные руды кварц-магнетитового (Уфимское) состава. Описываемые руды обладают гранобластовой, преимущественно неравномернозернистой мозаичной структурой. Наряду с главными породообразующими минералами, количественное соотношение которых варьирует в широких пределах (30—80% магнетита в кварц-магнетитовых и 7—25% — в кварц-магнетит-гематитовых рудах при содержании 20—40% гематита), в рудах Маукского месторождения наблюдаются редкие зерна плаггиоклаза (альбита или альбит-олигоклаза), калиевого полевого шпата, роговой обманки, эпидота, мусковита, апатита и флогопита, ассоциирующего с магнетитом. В рудах Теплогорского и некоторых других месторождений, кроме того, присутствует моноклинный пироксен, а в рудах Уфимского месторождения — значительное количество граната (до 30%), отчасти в ассоциации с куммингтонитом, и иногда родонит. В периферических частях рудных тел многочисленны небольшие реликты вмещающих пород.

Железные руды, залегающие в породах сланцевого обрамления, обладают преимущественно массивной текстурой, тонко- и мелкозернистой структурой и имеют относительно простой кварц-гранат-магнетит-гематитовый (гора Лиственная) или кварц-магнетитовый (Аюшское, Барановские, Тахтинские) состав. Содержание рудных минералов (магнетит и гематит) обычно 70—80%, и лишь иногда в более бедных полосчатых разностях оно снижается до 20—35%. Кроме перечисленных рудных минералов и кварца, в периферических частях рудных тел Барановских месторождений присутствуют в значительном количестве серицит и хлоритоид. В рудах Аюшского месторождения наблюдаются биотит, эпидот, актинолит и иногда серицит, а в рудах горы Лиственной — гранат, эпидот, апатит, местами актинолит и альбит. Иногда встречается очень тонкая вкрапленность пирротина.

Наряду с описываемыми рудами вмещающие их породы иногда также содержат обильную вкрапленность магнетита (Маукское, Теплогорское, Уфимское месторождения), порой в количественном отношении немногим уступающую основным рудным залежам (до 35%). Такая вкрапленность нередко наблюдается в амфиболитах и гнейсах на продолжении рудных тел по простиранию. В альбитизированных разностях амфиболитов вместе с магнетитом присутствуют зерна ильменит-гематита, иногда в существенных количествах.

Содержание рудного железа в кварц-магнетитовых рудах гнейсового ядра 37—57%, а в кварц-магнетит-гематитовых и кварц-гематитовых — 24—42%. При значительных колебаниях относительно количества главных окислов в обоих типах руд (31—59%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 2—22%  $\text{FeO}$ ; 22—53%  $\text{SiO}_2$ ) содержание  $\text{TiO}_2$  в целом невысоко (0,35—0,52%) и лишь в единичных пробах достигает 1,25—1,45%. Еще более стабильны и незначительны

содержания серы (0,01—0,02, в редких случаях 0,04—0,06%), фосфора (0,013—0,05, иногда 0,12—0,40%) и  $V_2O_5$  (в основном менее 0,024%). Несколько повышенное содержание серы (0,07—0,51%) обнаружено в магнетитовых рудах Уфимского месторождения. Химическими анализами массивных железных руд из пород сланцевого обрамления установлены более высокие, по сравнению с рудами гнейсового ядра, содержания рудного железа (до 55—60%). Количество  $Fe_2O_3$  значительно возрастает (до 58—84%), а FeO и  $TiO_2$  — существенно уменьшается (до 2—3 и 0,07—0,16, иногда 0,30%). Содержания S, P и  $V_2O_5$  примерно такие же, как и в рудах гнейсового ядра. При сравнении средних (медианных) значений элементов-примесей в рудах гнейсового ядра установлено, что руды Уфимского месторождения характеризуются высокими, по сравнению с остальными месторождениями, содержаниями Ba (0,5%), Mn (0,28%) и Zn (0,13%), руды Теплогорского месторождения — высокими содержаниями Ti (0,3%), Mn (0,04%) и Ba (0,025%); руды Анциферского месторождения в целом близки к рудам Маукского, но отличаются от последних и от руд остальных месторождений гнейсового ядра довольно высокими содержаниями Zn (0,2%). Руды сланцевого обрамления характеризуются примерно таким же спектром элементов-примесей, как и руды гнейсового ядра. Они тоже отличаются повышенными, по сравнению с остальными элементами, содержаниями Ti (0,03—0,05%). В рудах горы Лиственной наблюдаются очень высокие содержания Mn (более 10%) и повышенные содержания Ni (0,01%), Ce, V, Cu (0,03%), Pb и Ba (0,014%). В отличие от руд других месторождений, в рудах горы Лиственной наблюдаются Y (0,024%) и Yb. Руды Аюшского месторождения характеризуются несколько повышенными содержаниями Mn (0,011%) и Zn (0,01%), а руды Северо-Бароновского месторождения — повышенными содержаниями Ni (0,01%), V (0,007%), Cu (0,01%), Zn (0,007%).

Вмещающими породами рудных тел в гнейсовом ядре и в сланцевом обрамлении являются метабазиты, измененные в различной степени последующими метасоматическими процессами. Для гнейсового ядра это в основном амфиболиты, а для сланцевого обрамления — альбит-актинолитовые сланцы. Участками эти породы превращены в относительно меланократовые эпидот-биотитовые гнейсы, по которым, в свою очередь, в зонах интенсивной милонитизации развиваются мусковит-кварцевые метасоматиты.

Установление природы метаморфизованных основных пород в уфалейском гнейсовом комплексе представляет значительную трудность. В ряде случаев в наименее измененных породах наблюдаются реликты первичных структур, что позволяет отнести их к аповулканогенным (альбит-актинолитовые сланцы, вмещающие рудные тела горы Лиственной и Аюшского месторождения), апогаббровым (Анциферское рудопроявление) или жиль-

ным (габбро-диабазы Аюшского месторождения) образованиям. Что касается амфиболитов гнейсового ядра, то региональный метаморфизм и последующая интенсивная метасоматическая переработка существенно изменяют их первичный состав и структуру и приводят к весьма неравномерному распределению порообразующих минералов. Несмотря на это, здесь с определенной долей условности удастся выделить две группы исходных пород — габбро и базальты. Не исключено, что часть амфиболитов гнейсового ядра представляет собой продукты базификации, о чем свидетельствуют расположение их на флангах мощных зон проявления щелочного метасоматоза, крайне меланократовый состав и высокая плотность (больше  $3 \text{ г/см}^3$ ).

В восточной части Уфалейского антиклинория, в зоне сочленения гнейсового ядра со сланцевым обрамлением, в амфиболитах иногда наблюдаются реликты эклогитов, свидетельствующие о высоких давлениях, возникающих в этой зоне.

Как уже отмечалось выше, в рудоносных зонах интенсивно проявлены метасоматические процессы, в развитии которых устанавливается определенная зональность и временная последовательность. Наиболее ранний из локальных процессов — щелочной метасоматоз, «накладывающийся» на плагиомигматизацию первых этапов метаморфизма. Он выражается в микроклинизации и биотитизации амфиболитов и микроклинизации слюдяных гнейсов. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены на Маукском месторождении в ядре брахиантиклинальной структуры, осложняющей северную периклиналь Кизильского купола. В более узких зонах микроклинизация установлена на Теплогорском и в еще меньшей степени на Уфимском месторождениях. Завершает процесс щелочного метасоматоза альбитизация, относительно широко развитая на Теплогорском месторождении и рудопроявлении Южная залежь. На Маукском месторождении, судя по наличию альбитизированных амфиболитов, реликты которых наблюдаются в приконтактных частях рудных тел с вмещающими их породами, этот процесс также проявился достаточно широко, но затем был затушеван более поздним процессом окварцевания.

Щелочной метасоматоз в амфиболитах, по-видимому, сопровождался интенсивным выносом железа, магния и кальция в прилегающие зоны с образованием эпидот-амфиболитовых и гранат-амфибол-эпидотовых метасоматитов. Рудный процесс, очевидно, начинался с образования скарноподобных пород, наблюдающихся участками в зонах контакта рудных тел с вмещающими породами (см. рис. 2) или в виде небольших реликтов в рудных телах. Эти образования представлены преимущественно куммингтонит-гранатовыми (Маукское), эпидот-пироксеновыми (Теплогорское), гранат-пироксеновыми и куммингтонит-гранат-пироксеновыми (Уфимское), а также неясно-гнейсовидными пироксен-альбитовыми (Теплогорское) магнетитсодержащими по-

родами. Гранаты из таких пород и руд, как показывают пересчеты их химических анализов, относятся к спессартинам, в то время как гранаты вмещающих пород, не подвергшихся локальному метасоматозу, представлены альмандином. Пироксены из скарноподобных пород по оптическим свойствам и химическому составу близки к ферросалиту, типичному для скарнов.

Метасоматоз завершается интенсивным окварцеванием всех пород, близким по времени к выделению магнетита. Эти процессы в совокупности определяют состав и облик руд всех отмеченных выше разновидностей. Наиболее развито окварцевание в краевых частях зон микроклинизации и альбитизации. Пострудные процессы проявлены сравнительно слабо. Исключение представляет карбонатизация руд и вмещающих пород, проявившаяся в локальных зонах на Маукском и Теплогорском месторождениях. В отдельных случаях отмечаются пострудная эпидотизация и хлоритизация.

Из приведенного описания видно, что последовательность метасоматических процессов близка к направленности явлений, сопровождающих образование контактово-метасоматических месторождений.

Формирование руд сланцевого обрамления, наряду с чертами сходства с рудообразованием в гнейсовом ядре, имеет специфические особенности. Здесь характерна ассоциация основных пород с гранито-гнейсами повышенной щелочности (Аюшское месторождение) или метасоматическими щелочными породами (Бароновские месторождения и Тахтинские рудопроявления), но вместе с тем процессы щелочного метасоматоза проявлены слабее и локализируются в более узких зонах. Образование скарноподобных пород эпидот-гранатового состава отмечено только на горе Лиственной. Значительно шире, по сравнению со щелочным метасоматозом, проявились эпидотизация и окварцевание.

Характерной особенностью метасоматических образований в породах сланцевого обрамления является наложение более высокотемпературных минеральных ассоциаций на более низкотемпературные парагенезисы регионального метаморфизма, в то время как эти же процессы в гнейсовом ядре протекают регрессивно по отношению к предшествующему региональному метаморфизму.

Рассмотренные основные геологические особенности железорудных месторождений уфалейского гнейсового комплекса — отсутствие стратиграфического контроля оруденения, структурная приуроченность месторождений к разрывным нарушениям, положение их в зоне высокоградиентного метаморфизма, наличие скарноподобных пород и др., свидетельствуют о метасоматической природе описанных руд. Учитывая расположение рудных зон вблизи границы гнейсового ядра, где интенсивно проявились процессы щелочного метасоматоза, со сланцевым обрамлением, сформировавшимся в условиях повышенной кислотности, можно

полагать, что ведущим геохимическим фактором в образовании этих руд явился высокий градиент рН.

Указанные обстоятельства должны быть учтены при перспективной оценке и постановке поисковых работ на железные руды в гнейсовых комплексах.

## Литература

- Варгелов В. Г., Анцигин Н. Я., Наседкина В. А. и др. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. «Недра», 1973.
- Вертушков Г. Н. Гранитизация железистых кварцитов восточной контактной зоны Уфалейского гранитного массива на Урале.— Изв. вузов, геол. и разведка, 1958, № 12.
- Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. М.—Л., Госгеолиздат, 1946.
- Кейльман Г. А. Геологическое строение Уфалейского гранитного массива.— Сов. геология, 1963, № 10.
- Кейльман Г. А. Основные черты геологии гнейсово-мигматитовых комплексов Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
- Кейльман Г. А. Гнейсовые комплексы Урала.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. «Наука», 1971.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. «Недра», 1974.
- Ленных В. И., Петров В. И. Новые данные о магматизме и метаморфизме пород западного склона Южного Урала в связи с историей его тектонического развития.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. «Наука», 1974.
- Михайлов Д. А. Метаморфогенно-метасоматическое рудообразование в докембрии.— В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975.
- Панков Ю. Д., Петров В. И., Гоголан А. М., Керасилов В. А. О формировании магнетитовых кварцитов тараташского комплекса на Южном Урале.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1974.
- Смирнов Г. А. Уфимский амфитеатр. Ч. 1. Стратиграфическое описание.— Труды Горно-геологич. ин-та УФАИ СССР, 1956, вып. 25.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Железистые кварциты в разрезе протерозоя на Среднем Урале.— Докл. АН СССР, 1948, 61, № 2.
- Черменинова И. В., Лукошков В. Н., Гордиенко В. Т. Типические метаморфогенные месторождения железа в докембрии центральной зоны и восточного склона Урала.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1974.
- Черменинова И. В., Лукошков В. Н., Гордиенко В. Т. Железисто-кремнистые формации в докембрии Урала.— В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975.
- Garan M. I. Les dépôts précambriens du versant ouest de l'Oural méridional et leurs richesses minérales.— International Geological congress. Report of the XVII Session. Vol. 2. Moscow, 1939.

Метаморфизм железисто-кремнистых пород  
Дальнего Востока СССР

В связи с вовлечением в эксплуатацию бедных железных руд типа железистых кварцитов интерес к этим образованиям как у нас в стране, так и за рубежом значительно возрос. Тем не менее многие вопросы их генезиса еще недостаточно разработаны. Цель настоящей статьи — показать основные особенности состава и строения железисто-кремнистых пород, претерпевших метаморфизм преимущественно низких ступеней.

Анализ проведен на примере железисто-кремнистой формации Дальнего Востока в трех крупных районах ее распространения: Удском, Малохинганском и Уссурийском. Геологическая позиция указанных районов различная — Удский находится в северо-восточной оконечности Монголо-Охотской складчатой системы на площади Ланско-Джагдинского раннегеосинклинального прогиба, два других расположены в пределах Буреинского и Ханкайского срединных кристаллических массивов.

Ланско-Джагдинский геосинклинальный прогиб в современном виде представляет узкую (30—50 км) протяженную в северо-восточном направлении синклинальную структуру, крылья которой сложены вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями нижнего палеозоя, а ядерная часть — песчаниками и сланцами верхнего палеозоя. Строение ее осложнено блоковой тектоникой. Интенсивно дислоцированные разновозрастные отложения претерпели метаморфизм ступени аспидных сланцев. Более интенсивные преобразования наблюдаются вдоль крупных зон региональных разломов и в контакте с интрузиями верхнемеловых гранитоидов, распространение которых также контролируется разломами, ограничивающими описываемую структуру с юго-востока.

Рудоносны раннегеосинклинальные вулканогенно-осадочные отложения нижнего кембрия, представленные кремнистыми породами, кремнисто-глинистыми и филлитовидными сланцами, туфами и лавами основного состава. Пласты и линзы железисто-кремнистых пород вулканогенно-осадочного генезиса (Панских, Нечкин, 1971) прослежены в виде трех субпараллельных полос, входящих в состав одного железозоносного горизонта (Панских и др., 1974).

По химическому составу рассматриваемые образования относятся к категории рудных закисно-окисных и окисно-закисных железисто-кремнистых пород. Железистые породы северо-восточного крыла геосинклинального прогиба (Ир-Галамская полоса) несут значительную примесь пирокластического материала,

Таблица 1

## Химический состав типичных разновидностей железисто-кремнистых пород Дальнего Востока (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	31,74	31,40	22,27	26,33	42,14	40,72	38,22	41,62
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,22	0,27	0,16	0,15	0,34	Сл.	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,27	2,78	3,42	1,08	1,67	3,75	1,66	8,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44,35	48,18	34,50	69,93	44,40	17,60	34,40	16,35
FeO	6,68	9,69	24,16	0,40	4,83	16,93	17,59	16,55
MnO	0,11	0,44	2,04	0,30	0,19	1,39	0,46	0,07
MgO	1,42	1,18	2,14	0,22	3,10	5,77	3,01	5,91
CaO	0,79	1,09	1,41	0,21	1,42	5,04	1,14	4,77
Na <sub>2</sub> O	0,10	Не опр.	0,02	Не обн.	0,27	0,80	0,10	0,10
K <sub>2</sub> O	1,99	»	0,49	0,16	0,23	0,82	0,05	1,30
SO <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.	0,85	0,04	0,60	0,37	0,03	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,69	0,71	0,16	0,25	0,02	0,75	0,37	2,20
CO <sub>2</sub>	0,04	Не опр.	4,00	0,11	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O	2,51	»	3,58	1,04	»	»	»	»
П. п. п.	Не опр.	»	Не опр.	—	0,55	3,43	3,20	2,37
<b>Сумма</b>	<b>100,44</b>	<b>95,69</b>	<b>99,31</b>	<b>100,23</b>	<b>99,60</b>	<b>97,74</b>	<b>100,26</b>	<b>100,26</b>
F	82,3	90,6	87,5	97,7	84,0	62,8	85,9	58,09
A	11,5	3,3	3,7	1,2	2,3	5,0	2,2	10,97
M	4,4	3,6	6,0	0,6	10,3	19,7	9,4	19,54
C	1,8	2,5	2,8	1,4	3,4	12,4	2,5	11,37

Удской район: 1—2 — магнетит-гематитовый микрокварцит; 1 — Ир-Галамские рудопроявления, 2 — Горбикано-Тайканские рудопроявления; 3 — магнетитовый кварцит, Итматино-Ирюнгдинские проявления;

Малый Хинган: 4 — гематитовый микрокварцит, Сохатухинское проявление Центральной рудной полосы; 5 — магнетит-гематитовый микрокварцит; 6 — амфибол-магнетитовый кварцит, Сутарское месторождение Западной рудной полосы;

Уссурийский район: 7 — магнетитовый кварцит; 8 — амфибол-магнетитовый кварцит, месторождение Долинское-II (по Н. Г. Василенко).

характеризуются повышенной глиноземистостью и магнизиальностью (табл. 1). В южных полосах выходов (Горбикано-Тайканской и Итматино-Ирюнгдинской) они имеют практически двухкомпонентный железисто-кремнистый состав.

По соотношению рудных минералов среди обогащенных железом пород выделяются магнетитовые, гематит-магнетитовые, магнетит-гематитовые и гематитовые разновидности. От типичных железистых кварцитов они отличаются преобладанием неясно- и грубополосчатых текстур над тонко- и среднеполосчаты-

ми. В магнетитовых кварцитах полосчатость более отчетливая, чем в гематитовых.

Регионально-метаморфизованные породы средней, Гербикиано-Тайканской полосы представлены гематитовыми и магнетит-гематитовыми микрокварцитами. Они ассоциируют со слабо раскристаллизованными яшмами, яшмовидными породами и глинисто-кремнистыми сланцами. Структура пород микрозернистая. Точечные и чешуйчатые выделения гематита размером от десятитысячных долей до 0,01 мм находятся в тесном сростании с кварцем, гидрослюдой, редко с хлоритом аналогичной размерности. В магнетит-гематитовых микрокварцитах наряду с новообразованиями магнетита появляются стильпномелан, серицит (табл. 2), как в прожилках, так и в основной массе. Структура их порфиробластовая. Участками сохраняются реликты диагенетических структур раскристаллизации железисто-кремнистого геля.

В южной (Итматино-Ирюнгдинской) и в отдельных участках средней полосы железистые кварциты подверглись контактовому метаморфизму. Ширина ореолов перекристаллизации вокруг гранитоидов 2—3 км, но собственно роговики наблюдаются лишь в непосредственной близости от интрузий. Н. В. Луцкина (1966) выделяет три группы роговиков: 1) биотит-полевошпат-кварцевые; 2) полевошпат-кварц-кордиеритовые; 3) альбит-кварц-актинолитовые. Степень преобразования большей частью соответствует мусковит-роговиковой фации и лишь на Галамском железо-марганцевом месторождении, судя по парагенезисам марганецсодержащих минералов (Кулиш, 1972), она выше.

В контактовом ореоле, по мере приближения к интрузии, магнетит-гематитовые микрокварциты сменяются гематит-магнетитовыми, а последние — магнетитовыми. В этом же направлении возрастает степень раскристаллизации пород, изменяется их состав: исчезают гидрослюды, увеличивается количество стильпномелана, хлорита тюрингитового ряда, появляются мусковит, биотит. Структуры пород кристаллобластовые. В магнетитовых кварцитах гематит встречается лишь как реликтовый минерал, по величине и форме зерен аналогичный гематиту в гематитовых микрокварцитах. Размер зерен кварца увеличивается до 0,01—0,02 мм. Магнетит образует беспорядочно ориентированные цепочки сростков, отдельные кристаллы в поперечнике достигают 0,04 мм.

Маломощные пласты железисто-кремнистых пород (1—20 м) в мусковит-роговиковой зоне имеют магнетитовый состав, более крупные обнаруживают сложное строение: подошва и кровля их сложены магнетитовыми кварцитами, средняя часть — гематит-магнетитовыми. На Галамском месторождении среди роговиков амфиболовой фации кварциты только магнетитового состава. Магнетит ассоциирует с кварцем, куммингтонитом и пирротинном. Закономерная смена гематитовых микрокварцитов магнетито-

Таблица 2

## Полиминеральные ассоциации метаморфизованных железисто-кремнистых пород Дальнего Востока

Рудолокализирующая структура	Регионально-метаморфизованные породы			Полиметаморфические породы			
	ступень аспидных сланцев	филлитовая ступень	гнейсовая ступень	зона смятия и рассланцевания	контактово-метаморфизованные		
					фация мусковитовых роговиков	фация амфиболовых роговиков	фация пироксеновых роговиков
Ланско-Джагдинский раннегеосинклинальный прогиб	$Kв + Гт \pm \pm Гдс$	$Kв + Мт \pm \pm Гт \pm Хл \pm \pm Ст \pm Стп$		$Kв + Мт \pm \pm Гт \pm Хл \pm \pm Ст \pm Стп$ $Kв + Мт + \pm Хл \pm Му \pm Би$	$Kв + Мт \pm \pm Стп \pm Хл \pm Ст$	$Kв + Мт + Кум (Грюн) \pm \pm Акт + Пирр$	
Малохинганский геосинклинальный прогиб	$Kв(Хлц) + \pm Гт + \pm Гдс \pm Мт$ $Kв + Гт + Мт + Хл \pm \pm Пт \pm Дол$				$Kв + Гт + \pm Мт \pm Пт \pm \pm Хл \pm Дол$ $Kв + Мт + Гт + Акт + \pm Би \pm Ка \pm Пт$ Щелочные метасоматиты: $Kв + Мт + Гт \pm Эг \pm Риб \pm \pm щелочной Акт$ Серные метасоматиты: $Kв + \pm Пирр + Пт + Пи + Акт,$ $Kв + Пирр + Пт + Акт + Мт$	$Kв + Мт + \pm Кум \pm Би \pm \pm Гр \pm Пирр$	
Тамгинский геосинклинальный прогиб		$Kв + Мт \pm \pm Гт \pm Ст \pm \pm Хл \pm Дол$	$Kв + Мт + \pm Гр + Гип$	$Kв + Мт \pm \pm Гт \pm Хл \pm \pm Дол$	$Kв + Мт \pm \pm Би \pm Акт \pm Ка$	$Kв + Мт + \pm Кум \pm Гр$	$Kв + Мт + \pm Рог + Гр \pm \pm Гип \pm Пл$

Символы минералов: Акт — актинолит, Би — биотит, Гдс — гидрослюда, Гип — гиперстен, Грюн — грюнерит, Гт — гематит, Гр — гранат, Дол — доломит, Ка — кальцит, Кв — кварц, Кум — куммингтонит, Мт — магнетит, Му — мусковит, Пл — плагиоклаз, Пи — пироксен, Пирр — пирротин, Пт — пирит, Риб — рибекит, Рог — роговая обманка, Ст — серицит, Стп — стильпномелан, Хл — хлорит, Хлц — халцедон, Эг — эгирин.

выми по мере приближения к интрузивному контакту с одновременной перекристаллизацией пород и укрупнением их зернистости позволяет рассматривать описанную выше зональность как метаморфогенную.

Простирание Ир-Галамской полосы выходов железисто-кремнистых пород пространственно совпадает с крупным разломом, выраженным в виде мощной (0,5—2 км) зоны расланцевания и смятия. Рудовмещающие породы претерпели динамотермальный метаморфизм филлитовой ступени. Фиксируются следующие минеральные ассоциации: в метабазитах — альбит + хлорит + эпидот + кварц ± серицит ± кальцит ± магнетит ± сфен; в метапелитах — кварц + хлорит + серицит + стильпномелан. Наряду с последним иногда появляются новообразования биотита. Вне зоны расланцевания состав кварцитов магнетит-гематитовый и гематит-магнетитовый, в осевой части разлома преобладают магнетитовые кварциты. По сравнению с магнетитовыми кварцитами контактовых зон они более крупнозернистые (размер зерен кварца — 0,02—0,04 мм, магнетита — 0,04—0,06 мм), количество магнезиально-железистых силикатов, особенно прохлорита и пенниклинохлора, в них значительно выше, что, видимо, связано с особенностями химического состава, но минеральные ассоциации сходные.

Стратифицированные железные руды Малого Хингана сконцентрированы в рудоносной свите, которой начинается кембрийская часть разреза хинганского осадочно-метаморфического комплекса. Его образования, слагающие два крупных останца в поле развития раннепалеозойских гранитоидов, представляют собой фрагменты малохинганского блока верхнепротерозойско-нижнекембрийского геосинклиналиного прогиба.

Северный останец известен как Восточно-Хинганская синклиналиная структура, южный — как Самарский синклинорий. Рудоносная свита сохранилась от размыва в ядрах и крыльях дополнительных синклиналиных складок, разделенных продольными и поперечными разрывами на ряд тектонических блоков. Выходы ее образуют три полосы субмеридионального простирания. Железисто-кремнистые породы, обособленные в виде единого горизонта, занимают среднюю часть разреза свиты.

По особенностям химизма среди железисто-кремнистых пород выделены три подгруппы (см. табл. 1). Первая включает наиболее однородные по составу окисно- и закисно-окисные железисто-кремнистые образования, основными компонентами которых являются кремнезем и железо, причем железо практически полностью сосредоточено в рудных минералах. Вторая и третья — объединяют щелочноземельно-железисто-кремнистые и малоглиноземисто-щелочноземельно-железисто-кремнистые породы с несколько повышенными содержаниями окиси кальция, магния и глинозема, входящих в состав карбонатов и силикатов.

Микрокварциты первой подгруппы распространены в основном в пределах восточной и центральной полос выходов рудосной свиты. Для западной полосы характерно чередование пород обеих подгрупп как в разрезе, так и по простиранию горизонта.

Метаморфогенные преобразования железисто-кремнистых пород связаны с проявлением регионального метаморфизма и с наложенными локальными изменениями в термальных полях гранитоидных интрузий. Интенсивность изменений регионально-го характера, судя по минеральным парагенезисам метапелитов, варьирует от ступени аспидных сланцев в осевых частях синкли-норных структур до филлитовых сланцев по их периферии.

Общим текстурным признаком монометаморфических железистых кварцитов является неравномерное переслаивание рудных и нерудных слоев мощностью от 1—2 мм и менее до 10—15 см с преобладанием средне- и широкополосчатых (1—3 см) разностей.

Минеральные ассоциации железисто-кремнистых пород меняются в зависимости от исходного состава и интенсивности метаморфизма (см. табл. 2). В осевых частях синклинозных зон с вмещающими кремнистыми, глинистыми, глинисто-серицитовыми сланцами ассоциируют гематитовые и магнетит-гематитовые кварциты с микрочешуйчатой, микропорфиробластовой, микрозернистой структурой рудных и кремнистых слоев. В крыльях описываемых образований, вне контактовых ореолов, с филлитовидными сланцами над- и подрудного горизонтов ассоциируют магнетит-гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые кварциты, сменяющие друг друга в разрезе и по простиранию рудного горизонта. Общее усиление метаморфической перекристаллизации фиксируется здесь по укрупнению размеров зерен рудных и нерудных минералов от 0,004—0,008 до 0,01—0,03 мм, по широкому распространению глинидоморфнозернистой, полиэдрически-сростковой и микрогранобластовой структуры.

В экзоконтактах гранитоидных интрузий интенсивность метаморфизма, устанавливаемая по парагенезисам богатых кальцием и пелитовых пород (кварц + тремолит + кальцит; диопсид + тремолит + доломит + кальцит; кварц + биотит + андалузит; кварц + полевой шпат + кордиерит + биотит), соответствует мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фациям.

Интенсивно ороговикованные разности контактовых пород отличаются от монометаморфических отсутствием микрополосчатости, что связано с перекристаллизацией и перегруппировкой вещества в рудных слоях. В малоглиноземисто-щелочноземельно-железисто-кремнистых и близких к ним по составу породах, метаморфизованных в условиях амфибол-роговиковой фации, гематитсодержащие парагенезисы вытесняются ассоциацией магнетита с амфиболами, биотитом и гранатом (см. табл. 2).

По мере увеличения степени метаморфизма в контактово-измененных железисто-кремнистых породах отмечается общее укрупнение зернистости с усложнением рудных агрегаций, повсеместное распространение бластических структур.

С постмагматическими процессами связано образование щелочных и серных метасоматитов в железисто-кремнистых породах. Эгириин- и рибекитсодержащие кварциты в виде маломощных линзовидных пропластков (первые сантиметры — десятки сантиметров) отмечаются в составе рудного горизонта почти на всех малохинганских железорудных и железо-марганцевых месторождениях, испытавших в той или иной мере контактовый метаморфизм (Л. Кулиш, Е. Кулиш, 1974). Однако все известные в настоящее время проявления щелочного метасоматоза характеризуются незначительными масштабами распространения.

В железистых кварцитах зон ороговикования наблюдается закономерное повышение содержания серы в направлении к контакту с раннепалеозойскими гранитами. Типичным примером служит Теплоозерское месторождение, породы и руды которого слагают относительно небольшой останец в кровле гранитоидного массива. Здесь в зоне тектонического контакта рудоносной свиты со слабо скарнированными, пирротинизированными известняками лондоковской свиты в разрезе рудного горизонта сверху вниз наблюдается следующая зональность: полосчатые и брекчиевидные пирротиновые (с пиритом) кварциты — пирротинизированные магнетитовые кварциты — пиритсодержащие гематит-магнетитовые и магнетит-гематитовые кварциты. Минералогическая зональность подобного типа не является редкостью и возникает при наложении пирротина на гематитовые руды (Маракушев, 1965).

Железисто-кремнистые породы Ханкайского массива изучены слабо. В северной части массива в зоне широтного антиклинария среди раннедокембрийских высокоглиноземистых сланцев и гнейсов иманского метаморфического комплекса отмечаются горизонты и линзы магнетитовых и гранат-гиперстен-магнетитовых кварцитов (Мишкин, 1969). Они представлены массивными магнетитовыми кварцитами с послойным расположением магнетита, кварца, гиперстена, граната.

На восточной окраине массива образования железисто-кремнистой формации развиты в составе верхнепротерозойско-нижнекембрийских карбонатно-терригенных отложений Тамгинского геосинклинального прогиба, объединяемых в кабаргинский метаморфический комплекс (Маракушев и др., 1966). Последний слагает синклинальную структуру близширотного простирания, обрезающую на востоке Западным Сихотэ-Алинским структурным швом, вдоль которого в среднем палеозое внедрились граниты в виде батолитоподобного тела.

Кабаргинский метаморфический комплекс характеризуется крайне неоднородным проявлением метаморфизма. На фоне от-

носителем слабых региональных изменений филлитовой ступени выделяются многочисленные участки более интенсивных преобразований. В некоторых случаях прямо устанавливается связь с контактовым воздействием гранитоидов, в других — она предполагается. Контактные ореолы широкие, в их пределах среди пелитовых пород наблюдаются непрерывные переходы от филлитовых сланцев к узловатым мусковитовым, двуслюдяным и биотит-кордиерит-андалузитовым сланцам (Маракушев и др., 1966). Степень преобразований соответствует преимущественно мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фациям.

По химическому составу железисто-кремнистые породы Тамгинского прогиба (см. табл. 1) сходны с аналогичными образованиями Малого Хингана. Соответственно близки и минеральные ассоциации регионально- и полиметаморфических пород (см. табл. 2). Регионально-метаморфизованные кварциты распространены ограниченно. Среди контакто-метаморфизованных разностей, помимо низко- и среднетемпературных образований мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций, отмечаются и более высокотемпературные парагенезисы. Н. Г. Василенко на контакте железистых пород с крупной дайкой лампрофиоров описала ассоциацию кварца и магнетита с гиперстеном, роговой обманкой, плагиоклазом и гранатом.

Отдельные участки рудного горизонта, так же как и на Малом Хингане, зонального строения: подошва и кровля сложены магнетитовыми и амфибол-магнетитовыми кварцитами, в средней части распространены гематитсодержащие разности. Вблизи интрузий гранитоидов интенсивно ороговикованные железистые породы имеют обычно магнетитовый состав. Изменения структур и текстурного рисунка при перекристаллизации аналогичны описанному ранее.

Рассмотренные особенности минерального состава, структур и текстур железисто-кремнистых пород Дальнего Востока позволяют сделать вывод, что они испытали метаморфизм различных типов и фаций. В пределах отмеченных районов, на общем фоне относительно слабых изменений, связываемых с региональным метаморфизмом, в контактах с интрузиями гранитоидов и вдоль крупных разломов, сопровождаемых зонами рассланцевания и смятия, выделяются участки более интенсивных преобразований. Степень метаморфизма связана с особенностями развития конкретных геологических структур.

Низкотемпературные разности метаморфизованных железисто-кремнистых пород максимально распространены в Ланско-Джагдинском раннегеосинклинальном прогибе, испытывавшем длительное прогибание, со слабо проявленным постскладчатым интрузивным магматизмом. В Малохинганском и Тамгинском геосинклинальных прогибах, расположенных в пределах Буреинского и Ханкайского срединных массивов, условия метаморфизма были более разнообразны, что связано с внедрением круп-

ных масс постскладчатых гранитов. Максимально измененные разности железисто-кремнистых пород встречены на Ханкайском массиве в ядерной части древнего гнейсового купола среди наиболее высокометаморфизованных пород выступа кристаллического фундамента.

Горизонтальная минералогическая зональность рудных тел проявлена в смене гематитсодержащих кварцитов магнетитовыми по направлению к участкам максимальной метаморфической переработки (контакты интрузий или осевые части разломов).

Ведущая форма преобразований железисто-кремнистых пород — собирательная перекристаллизация с одновременным укрупнением зернистости и изменением минерального состава. При региональном метаморфизме низких ступеней наблюдается тенденция преимущественного роста минеральных индивидов, контактовый метаморфизм способствует образованию минеральных сростков.

Неоднородность состава железистых кварцитов обуславливает разнообразие минеральных ассоциаций при сходных условиях метаморфизма, а также оказывает влияние на особенности их структурной перестройки. В породах сложного состава перекристаллизация идет легче, чем в двухкомпонентных железисто-кремнистых, вследствие чего в разрезах рудных горизонтов наблюдается чередование пород с разной интенсивностью преобразований.

Процессы послемагматического метасоматоза распространены незначительно и существенного влияния на характер железорудения не оказывают.

Прогрессивный метаморфизм способствует укрупнению зернистости железистых пород и образованию магнетитовых кварцитов за счет гематитовых. Тонкозернистые гематитовые кварциты практически не обогащаются, магнетитовые могут быть вовлечены в промышленную переработку. Следовательно, лишь железистые породы, претерпевшие достаточно глубокий метаморфизм, относятся к категории руд. Среди них могут быть выделены следующие генетические классы (по классификации Я. Н. Белевцева, Б. И. Горошникова, 1974): метаморфизованные, полиметаморфические и метаморфические.

Первые — продукты изменения первично-осадочных рудных концентраций в условиях регионального метаморфизма низких ступеней, вторые возникли при наложении на слабо измененные породы локальных проявлений динамометаморфизма в линейных зонах рассланцевания и смятия или термометаморфизма в контактовых зонах гранитоидов. Для третьих в условиях гнейсовой ступени регионального метаморфизма, наряду с интенсивной перекристаллизацией дометаморфогенных рудных концентраций, предполагается частичное перемещение рудного компонента с образованием массивных магнетитовых руд.

## Литература

- Белевцев Я. Н., Горошников Б. И. Генетическая классификация метаморфогенных месторождений.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», 1974.
- Кулиш Л. И. Контактново-измененные марганцево-железные руды бассейна р. Галам (Джагдинский хребет).— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1972.
- Кулиш Л. И., Кулиш Е. А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск, 1974.
- Луцкина Н. В. Меловые интрузии. Западное Прихотье.— В кн.: Геология СССР. Т. XIX, ч. 1, кн. 2. «Недра», 1966.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. «Наука», 1965.
- Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Мишкин М. А. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. «Наука», 1966.
- Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива в Приморье. «Наука», 1969.
- Панских Е. А., Нечкин Г. С. О связи железорудных накоплений Джагдинской металлогенической зоны с вулканизмом.— В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971.
- Панских Е. А., Нечкин Г. С., Архипов Г. И. Некоторые закономерности образования и размещения вулканогенно-осадочных руд железа в Западном Прихотье.— В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974.

В. П. БУХАРЕВ, В. Д. ПОЛЯНСКИЙ

### Роль метаморфизма в образовании графитовых месторождений Украинского щита

С каждым годом расширяется сфера применения графита. Поэтому во многих странах ведутся исследования, направленные на искусственное получение графита из природных углеродных соединений — угля, нефти, газа, подвергая их пиролизу при различных давлениях и концентрациях. Успехи в этой области еще скромны, и в течение ближайших лет требования промышленности будут удовлетворяться естественным графитовым сырьем. В связи с этим перед геологами стоят задачи поисков и разведки новых графитовых месторождений, наряду с изучением уже известных, а также выявления поисковых критериев и выяснения генезиса этого минерала. Детальное изучение происхождения графита поможет найти оптимальные условия для его искусственного получения.

Происхождение многочисленных месторождений и рудопроявлений графита, связанных с кристаллическими породами

Украинского щита, остается спорным. Присутствие графита в некоторых жилах кварцевого, аплитового и пегматитового состава позволило многим исследователям (Танатар, 1917; Половинкина, 1929; Лучицкий, 1926; Фремд, 1926 и др.) выдвинуть пневматолитическую гипотезу графитообразования, считая первоисточником графита газообразные эманации, выделявшиеся из внедрившихся в гнейсовые толщи гранитоидов. Д. П. Сердюченко (1927, 1930), детально изучивший графитсодержащие гнейсы Старо-Крымского месторождения в Приазовье, установил осадочно-метаморфический генезис графита за счет первично-органического вещества. Эта гипотеза нашла многочисленных сторонников (Дубина, 1934; Dubyna, 1939; Лучицкий, 1936; Веселовский, 1960 и др.) и в настоящее время считается наиболее признанной.

В последнее время получила развитие гипотеза неорганического происхождения графита, согласно которой генезис графита рассматривается как контактово-метаморфический. В частности, В. И. Сивоконь (1958), изучая Завальевское месторождение на Побужье, пришел к выводу, что источником графита является углекислота, частично восстановленная до окиси углерода и растворенная в гранитной или чарнокитовой магме в процессе ассимиляции карбонатных пород. Промышленные концентрации графита на этом месторождении, по его мнению, образовались в результате восстановления углекислоты и окиси углерода в ходе метасоматического замещения гидротермами амфиболов и пироксенов в зоне контакта гранитоидов и кристаллических известняков. Эта гипотеза не в состоянии объяснить стратиформный характер Завальевского и многих других графитовых месторождений Украины, хотя теоретически в локальных контактовых зонах образование графита подобным путем не исключается.

В пределах Украинского щита графитсодержащие породы известны в районах распространения гнейсовых и гнейсо-мигматитовых комплексов. На северо-западе щита они широко распространены среди гнейсов тетеревской серии и образуют многочисленные обнажения по рекам Тетереву, Случи, Корчику и др. Графит присутствует чаще всего в биотитовых гнейсах, сланцах и кристаллических известняках в виде рассеянной вкрапленности чешуй, ориентированных согласно полосчатости пород. В биотитовых гнейсах графитсодержащие разности образуют прослой и полосы, постепенно переходя в гнейсы, не содержащие графит. В кристаллических известняках он обычно распределен более равномерно, хотя общее содержание его значительно меньше, чем в гнейсах, где он составляет иногда 3—5%. В 1964 г. одному из авторов удалось наблюдать крупные ксенолиты графитовых гнейсов в анортозитах в районе г. Малина, причем содержание графита в этих ксенолитах до 50%.

Особенно широко графитсодержащие породы распространены в Побужье (Завальевское, Хоцеватское и другие месторождения). Как и на северо-западе Украинского щита, графит приурочен здесь к биотитовым гнейсам, среди которых выделяются биотит-графитовые и графитовые разности. С этими гнейсами обычно ассоциируют кристаллические известняки, также содержащие рассеянную вкрапленность графита.

В Кировоградской области графитсодержащие породы представлены в основном биотит-плаггиоклазовыми гнейсами, которые переслаиваются с кристаллическими известняками и подстилаются последними, образуя единую толщу — петровскую графитоносную свиту. Эта свита залегает на железо-кремнисто-сланцевой свите саксаганской серии, и, по мнению Н. П. Семененко и Г. В. Жукова (1957), ее можно считать аналогом верхнекриворожской свиты. Другие исследователи относят ее к хоцеватско-завальевскому комплексу, параллелизуя с побужскими графитоносными породами.

Приазовские графитовые месторождения сконцентрированы в бассейне р. Берды в виде полосы длиной до 30 км. Как и в других районах Украинского щита, они приурочены к толще биотит-плаггиоклазовых гнейсов, содержащих согласные прослои биотит-графитовых разностей.

В настоящее время еще нет достаточно обоснованных данных для корреляции гнейсовых толщ разных регионов Украинского щита, и поэтому не существует единого мнения о времени формирования графитсодержащих пород в том или ином районе. Однако приведенный выше краткий обзор распространения графитсодержащих пород позволяет установить некоторые закономерности их размещения. Графитовые месторождения и рудопроявления приурочены к биотит-плаггиоклазовым гнейсам, которые до недавнего времени объединялись в единую тетерево-бугскую серию, и весьма сходны по составу, структурному положению в разрезе докембрия и времени образования.

Все графитсодержащие породы Украинского щита имеют главным образом метапелитовый состав и относятся к свитам, завершающим геосинклинальный цикл. В северо-западном и центральном районах щита это кочеровская и верхняя часть станишовской свиты тетерево-бугской серии; в Побужье — хоцеватско-завальевская свита бугской серии; в Кировоградском районе — по-видимому, верхние свиты криворожской серии; в Приазовье графитсодержащие породы относятся к каратышской серии. Практически все графитсодержащие породы метаморфизованы на амфиболитовой или гранулитовой ступени регионального метаморфизма, имеют слоистое залегание и представляют собой аналоги терригенной и лагунной фаций, характерных для внешних миогеосинклинальных зон. Наличие многочисленных ксенолитов и останцов графитсодержащих гнейсов и кристаллических известняков среди более молодых гранитоидов и габбро-

идов свидетельствует о значительно большей площади распространения этих пород в прошлом, а также о приуроченности их к наименее эродированным, опущенным блокам кристаллического фундамента.

Из краткого рассмотрения особенностей распространения графитсодержащих пород Украинского щита следует, что в отношении графитовых месторождений и рудопроявлений достаточно отчетливо проявлен литолого-стратиграфический контроль, т. е. они связаны с породами определенного состава и возраста. Геолого-структурный контроль выражен в приуроченности этих месторождений к наиболее опущенным тектоническим блокам, в которых сохранились от размыва отложения более поздних геосинклинальных формаций.

В настоящее время графитовое сырье добывается в основном из Завальевского месторождения в Побужье. Несмотря на то, что графит практически добывается из коры выветривания графитовых гнейсов, это месторождение изучено наиболее детально как по площади, так и на глубину. Характерные черты геологического строения этого месторождения типичны для Украинского щита, поэтому оно может быть наиболее благоприятным объектом для изучения роли метаморфизма в процессе образования графита.

По мнению большинства геологов, изучавших в разное время Завальевское месторождение, оно приурочено к синклинальной складке северо-западного простирания, сложенной первично-осадочными переслаивающимися породами терригенного и лагунного типов. На современном эрозионном срезе в ядре складки залегают кристаллические известняки. Крылья складки, сложенные гнейсами, имеют крутое падение в сторону оси синклинали. Мощность известняков в ядре складки 600—700 м; мощность гнейсов крайне изменчива: в северном крыле она составляет около 500 м, в южном изменяется от 50—100 до 800—900 м. Гнейсы характеризуются пестрым составом, слагая в целом единую толщу, отдельные разновидности которой согласно сменяют друг друга, образуя пласты, выдержанные по простиранию. Амфибол-пироксен-плаггиоклазовые разности тяготеют к нижним частям разреза. Выше в них появляются прослои кварцитов и полевошпатовых кварцитов, которые перемежаются с кордиерит-силлиманитовыми, кордиерит-гранатовыми, биотит-кордиерит-силлиманитовыми разностями гнейсов. Еще выше в разрезе постепенно возрастают количество и мощность прослоев биотитовых, биотит-гранатовых, затем графит-биотитовых, графит-гранатовых и графитовых гнейсов. Графит в небольших количествах присутствует во всех указанных породах, однако за исключением собственно графитовых гнейсов все они практически безрудные. Собственно графитовые гнейсы, т. е. рудные тела, образуют выдержанные по простиранию слои или полосы мощностью от нескольких сантиметров до 50—70 м.

В самых верхних частях разреза постепенно увеличиваются количество и мощность прослоев кристаллических известняков, чередующихся с биотит-графитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами. Кристаллические известняки представляют собой массивные серые и темно-серые породы с ярко выраженной полосчатостью, обусловленной чередованием мелкозернистых разностей с повышенным содержанием темноцветных минералов и более крупнозернистых, существенно карбонатных разностей. Помимо кальцита и доломита, в известняках повсеместно присутствуют диопсид, иногда образующий сплошные прослои, биотит, графит, реже встречаются анортит, оливин, серпентин, скаполит, серицит.

Графит, подобно биотиту, в кристаллических известняках тонко рассеян в виде мельчайших чешуек, расположенных в стыках зерен кальцита или в виде включений в последнем. Более крупные чешуи тяготеют к темноцветным минералам, особенно к биотиту. Графита всегда больше в участках меланократовых разностей известняков, содержащих в большом количестве диопсид, гиперстен и гранат. В многочисленных прослоях своеобразных пироксен-гранатовых гнейсов, сложенных ромбическим пироксеном (60—70%), кварцем (15—20%) и гранатом (5—10%), присутствует 2—3% графита, причем он развит не только в межзерновых пространствах, но и в виде включений в пироксене, гранате и кварце. В гиперстене включения графита приурочены к трещинам спайности. В кварцитах графит распределен неравномерно и тяготеет к участкам, обогащенным темноцветными минералами.

Биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы наиболее распространены в разрезе Завальевской синклинали. Это мелкозернистые, слоистые, иногда сланцеватые породы, содержащие кислый плагиоклаз (20—25%), биотит (30—45%), кварц (20—25%), гранат (до 15%), графит (до 2—3%), иногда кордиерит (до 5%). Графит в главной массе содержится в виде удлиненных чешуек (2—3 мм), часто образуя агрегатные скопления, заполняющие межзерновые пространства между кварцем и плагиоклазом, или находится в тесном сростании с биотитом вдоль спайности последнего. В меньшем количестве он присутствует в виде включений в гранате, плагиоклазе, кварце. Собственно графитовые гнейсы отличаются от описанных повышенным (до 15%) содержанием графита, который образует удлиненные агрегаты, параллельные слоистости, и находится в сростании с биотитом.

Несмотря на единый цикл регионального метаморфизма, каждый слой в разрезе сохранил индивидуальные особенности первично-осадочного состава, которые заключаются в своеобразии метаморфических минеральных парагенезисов. В частности, в нижней части разреза присутствуют породы, содержащие кордиерит и силлиманит, что свидетельствует о содержании

Таблица 1

Химический состав (в вес. %) и кристаллохимические формулы мономинеральных фракций биотита, пироксена, граната

№ про- бы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
Биотит														
1	36,48	4,80	17,61	2,62	9,50	—	16,66	0,12	0,20	8,88	0,02	0,40	2,23	99,52
2	39,50	2,51	25,73	0,76	0,58	0,03	19,14	1,10	0,20	8,88	Сл.	0,20	0,90	99,53
3	37,02	1,73	19,29	2,00	7,20	—	19,78	0,40	0,20	7,60	»	0,78	3,54	99,54
Ромбический пироксен														
4	46,66	0,20	1,20	0,10	40,61	1,04	8,28	1,52	0,10	—	0,02	0,19	—	99,92
5	45,31	0,20	—	3,52	40,46	4,42	4,41	—	0,10	—	0,02	0,28	0,89	99,61
6	47,26	—	5,15	3,35	36,58	1,04	5,60	0,42	0,10	—	Сл.	0,24	0,08	99,82
Гранат														
7	35,34	—	25,26	2,87	28,22	2,24	2,58	3,00	0,10	0,10	Сл.	0,08	0,69	100,98
8	39,90	—	21,09	0,97	19,30	3,72	14,18	—	0,08	0,10	0,02	0,10	0,73	100,19
9	38,50	0,20	22,30	5,44	19,30	0,60	11,19	1,85	0,10	0,10	0,09	0,20	0,60	100,97
10	36,71	0,20	21,22	4,78	22,79	6,32	7,00	—	0,20	0,10	0,02	0,22	0,60	100,16
11	36,58	0,20	21,20	1,20	26,78	5,01	2,00	6,63	0,12	0,10	0,02	0,10	0,73	100,67

## Кристаллохимические формулы

### Биотит

1.  $[(K, Na)_{0,85}Ca_{0,01}]_{0,86}(Mg_{1,82}Fe_{0,53}^{2+}Fe_{0,14}^{3+}Ti_{0,26}Al_{0,20})_{3,00}(Si_{2,68}Al_{1,32})_4O_{10}(O_{0,41}OH_{1,59})_2$ .
2.  $[(K, Na)_{0,80}Ca_{0,08}]_{0,88}(Mg_{1,97}Fe_{0,03}^{2+}Fe_{0,03}^{3+}Ti_{0,13}Al_{0,84})_{3,00}(Si_{2,75}Al_{1,25})_4O_{10}(O_{0,84}OH_{1,16})_2$ .
3.  $[(K, Na)_{0,72}Ca_{0,03}]_{0,75}(Mg_{2,11}Fe_{0,43}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Ti_{0,09}Al_{0,26})_{2,99}(Si_{2,64}Al_{1,36})_4(O_{0,92}OH_{0,08})_{10}$ .

### Ромбический пироксен

4.  $(Na_{0,01}Ca_{0,07})_{0,08}(Fe_{1,39}^{2+}Mg_{0,51}Mn_{0,03}Ti_{0,01})_{1,94}(Si_{1,92}Al_{0,06})_{1,98}(O_{5,61}OH_{0,39})_6$ .
5.  $Na_{0,01}(Fe_{1,46}^{2+}Mg_{0,28}Mn_{0,16}Fe_{0,08}^{3+}Ti_{0,01})_{1,99}(Si_{1,97}Fe_{0,03}^{3+})_2O_6$ .
6.  $(Na_{0,01}Ca_{0,02})_{0,03}(Fe_{1,26}^{2+}Mg_{0,34}Mn_{0,03}Fe_{0,15}^{3+}Al_{0,19})_{1,97}(Si_{1,94}Al_{0,06})_2O_6$ .

### Гранат

7.  $(Fe_{1,90}^{2+}Mg_{0,30}Ca_{0,26}Fe_{0,16}^{3+}Mn_{0,16}Al_{0,13})_{2,90}Al_2(Si_{2,84}Al_{0,16})_{3,00}O_{12}$ .
8.  $(Mg_{1,60}Fe_{1,22}^{2+}Mn_{0,24})_{3,06}(Al_{1,88}Fe_{0,05}^{3+})_{1,93}Si_3O_{12} + 0,01SiO_2$ .
9.  $(Mg_{1,28}Fe_{1,24}^{2+}Fe_{0,30}^{3+}Ca_{0,15}Mn_{0,04})_{3,01}Al_2(Si_{2,95}Al_{0,02}Ti_{0,01})_{2,98}O_{12}$ .
10.  $(Fe_{1,52}^{2+}Mg_{0,83}Mn_{0,42}Fe_{0,29}^{3+})_{3,06}Al_2(Si_{2,92}Ti_{0,01})_{2,98}O_{12}$ .
11.  $(Fe_{1,81}^{2+}Ca_{0,55}Mn_{0,34}Fe_{0,07}^{3+})_{2,77}Al_2(Si_{2,96}Al_{0,02}Ti_{0,01})_{2,99}O_{12}$ .

1—гл. 138 м. гнейс биотит-гранатовый; 2—гл. 264,3 м. гнейс биотит-графитовый; 3—гл. 354 м. гнейс биотит-графитовый с гранатом; 4—7—гнейс пироксен-гранатовый; 4—гл. 109,5 м, 5—гл. 233 м, 6—гл. 234 м, 7—гл. 109,5 м; 8—9—гнейс биотит-гранатовый; 8—гл. 128 м, 9—гл. 138 м; 10—11—гнейс пироксен-гранатовый; 10—гл. 233 м, 11—гл. 234 м.

среди терригенных толщ начальных циклов осадконакопления значительной доли каолинитового материала. Следовательно, можно предположить, что эти породы образовались за счет размыва и переотложения древних кор выветривания. Средняя часть толщи также сложена терригенными породами главным образом песчано-глинистого состава с прослоями песчаников и мергелей; она соответствует более глубоководным фациям осадконакопления. Верхняя часть разреза отвечает мелководным морским, возможно, лагунным условиям формирования, и если кристаллические известняки рассматривать как хемогенные образования, то для верхней толщи в целом характерны уже хемогенно-терригенные фации осадкообразования.

Петрографические особенности и парагенетические ассоциации порообразующих минералов хоцеватско-завальевской свиты Побужья изучены достаточно полно и освещены в многочисленных публикациях И. Б. Щербакова, Е. Н. Ушаковой и многих других исследователей. Согласно этим данным, вся толща гнейсов и мраморов метаморфизована до гранулитовой ступени регионального метаморфизма. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, следует, однако, уделить внимание термодинамическим условиям формирования графитовмещающих пород. С этой целью изучены 11 мономинеральных фракций из трех разновидностей графитовмещающих гнейсов, слагающих единую слоистую толщу не затронутых выветриванием пород (скв. 14555, интервал 109—354 м). В табл. 1 приведены результаты химических анализов и кристаллохимические формулы биотита, ромбического пироксена и граната. Биотиты относятся к железисто-магнезиальному ряду и по составу близки к флогопитам. Химический состав их непостоянный и зависит от валового состава вмещающей породы. Для биотит-гранатовых прослоев характерен сравнительно железистый биотит ( $F=16,9—31,9$ ), в то время как биотит-графитовые разности содержат исключительно магнезиальный биотит ( $F=1,6$ ).

Так же непостоянен состав и ромбического пироксена, который в одинаковых породах, но в разных интервалах существенно изменяется. На глубине 109,5 м присутствует феррогиперстен ( $F=73,4\%$ ), в интервале 234 м установлен эвлит ( $F=79,6\%$ ), а на глубине 233 м встречен исключительно железистый пироксен — феррисилит ( $F=84,7\%$ ). Здесь мы также имеем характерный пример зависимости состава минерала от валового состава вмещающей породы. Парагенезисы порообразующих минералов в указанных интервалах идентичны, однако количественно их соотношение различно. Феррисилит приурочен к прослою, сильно обогащенному гранатом, в то время как в первых двух прослоях его содержание значительно меньше.

В отличие от ромбического пироксена гранат распространен очень широко, в том числе и в отдельных участках кристаллических известняков. Все гранаты относятся к пироп-альмандино-

вому ряду с довольно значительными вариациями пироповой и алмандиновой составляющей и незначительным содержанием других компонентов (табл. 2).

Таблица 2  
Минеральный состав гранатов (в %)

Глубина отбора пробы, м	Пироп	Альмандин	Спессартин	Гроссуляр	Анрадит	Дополнительные коэффициенты	
						$\frac{\text{Fe} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mg}} \%$	$\frac{\text{Fe} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}} \%$
109,5	12,0	72,3	5,7	10,0	—	87,8	83,0
128	52,3	40,0	7,7	—	—	45,4	43,3
138	47,3	45,8	1,3	—	5,6	59,1	49,1
233	30,1	54,7	15,2	—	—	71,5	64,5
234	7,5	56,5	18,8	14,0	3,2	88,6	88,1

Для биотит-гранатовых гнейсов типичны гранаты с преобладанием пиропового компонента и железистостью, которая, согласно В. С. Соболеву (1964), отвечает гранулитовой фации метаморфизма. В то же время пироксен-гранатовые гнейсы содержат более железистый гранат, характерный для амфиболитовой фации.

По существующим в настоящее время представлениям, наилучшим показателем степени метаморфизма служат пары минералов переменного состава, которые в породах средних и высоких ступеней метаморфизма находятся в состоянии равновесия. Уменьшение или увеличение железистости одного из таких минералов, в частности биотита в биотит-гранатовых гнейсах, должно соответствовать подобному изменению в гранатах. Г. М. Друговой и В. А. Глебовицким (1965) исследована эта зависимость и установлено, что для гранулитовой фации отношение железистости биотита к железистости граната не превышает 0,5—0,6, для пород амфиболитовой фации это отношение составляет 0,6—0,8. Для пары биотит—гранат из биотит-гранатового гнейса в интервале 138 м это отношение равно 0,54, т. е. характерно для интервала гранулитовой фации. В соответствии с биотит-гранатовым термометром (по Л. Л. Перчуку, 1970) эта пара дает температуру равновесия в интервале 740—750° С (отношение магнезиальности биотита к магнезиальности граната равно 67,8 : 47,2).

Для выяснения термодинамических условий формирования гнейсов Завальевского месторождения в дополнение к биотит-гранатовому термометру использованы три пары пироксен-гранатовых монофракций (табл. 3).

Таблица 3

## Данные пироксен-гранатового термометра

Глубина отбора пробы, м	Mg: (Mg+Fe+Mn)		$K_D^{Mg}$	T, °C	P, кбар
	гранат	ромбический пироксен			
109,5	0,127	0,262	0,410	720	7,5
233	0,287	0,144	0,240	640	7,2
234	0,100	0,203	0,420	720	7,5

Таким образом, метаморфизм графитсодержащих гнейсов проходил в условиях, переходных от амфиболитовой к гранулитовой фации регионального метаморфизма, в интервале температур 720—750° С и при давлении 7,2—7,5 кбар. В этих условиях образовался графит, отличающийся исключительно высокой степенью упорядоченности структуры. По данным четырех рентгеноструктурных анализов графита из биотит-гранатовых и биотит-графитовых гнейсов (гл. 128, 138, 264,3, 354 м) получены идентичные параметры степени совершенства структуры:  $dln$  (0002)  $A=3,34$ ; полуширина рефлекса (0002)  $=12,6'$ — $14,4'$ .

Выше отмечалось, что многие вопросы генезиса графита, связанного с породами докембрия, не ясны. Сторонники первично-органогенного источника углерода (Лучицкий, 1936; Сердюченко, 1935; Веселовский, 1960; Дубина, 1939 и др.) справедливо отмечают, что отсутствие в большинстве случаев признаков органики в графитсодержащих гнейсах не является доказательством неорганического происхождения графита, поскольку породы эти претерпели региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. В последние годы остатки ископаемых простейших водорослей обнаружены в докембрийских породах многих кристаллических щитов (Белокрыс, Мордовец, 1968; Каляев, Сніжко, 1974; А. Сидоренко, Св. Сидоренко, 1971 и др.), что подтверждает гипотезу органогенного происхождения графита. И. В. Дубина (Дубина, 1939), В. С. Веселовский (1960), Н. П. Семененко и Г. В. Жуков (1957) рассматривают образование графитовых месторождений Украинского щита как процесс перегонки углистых и битуминозных веществ, отложившихся одновременно с глинистыми осадками, а неравномерное распределение графита в породе объясняют неравномерным отложением органики.

Не отрицая органогенный генезис графита, следует остановиться, кроме того, на возможности его неорганического происхождения. Исследование изотопного состава графита и карбонатов Завальевского месторождения (Шабо, Мамчур, 1973) показало, что углерод графита в гнейсах и карбонатных толщах

идентичен. Это дает определенные основания рассматривать карбонаты как возможный источник свободного углерода. В этом случае метаморфизм играл главную роль в образовании графита, а месторождение должно быть отнесено к типу метаморфических.

В поисках неорганического источника углерода существует много путей. Давно установлено, что ряд углеводородов и сероводород часто сопутствуют интрузиям щелочного и основного состава и при дегазации этих интрузий выделяется огромное количество этих газов. Н. Л. Добрецов и В. С. Соболев (1970) считают возможным тот случай, когда в процессе метаморфизма поток поднимавшегося из мантии метана или других углеводородов встретится с мраморами или  $\text{CO}_2$ -флюидом в области более низких давлений, но достаточно высоких температур (гранулитовая фация). Тогда вероятны следующие реакции с разложением части карбонатов и образованием графита:  $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 \rightarrow 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{C}$ ;  $\text{CH}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{C} + \text{CaSiO}_3$ .

Процессы декарбонатизации, протекающие в условиях регионального метаморфизма высоких ступеней, приводят к образованию огромного количества  $\text{CO}_2$ , которая при температурах более  $400^\circ\text{C}$  и давлении  $700\text{--}1500\text{ атм}$  всюду будет жидкообразной. Данные опытов и расчетов Н. Л. Добрецова и В. С. Соболева (1970) показали, что диссоциации подвергаются, в первую очередь, карбонаты железа и марганца, при более высоких температурах разлагаются карбонаты магния. Наиболее высокая температура требуется для диссоциации кальцита, что даже в условиях гранулитовой фации метаморфизма достигается редко. Благодаря этому, по-видимому, сохраняются мощные толщи мраморов и кристаллических известняков в метаморфических породах докембрия. Эти толщи состоят из карбонатов кальция и в меньшей степени магния, и никогда среди них не наблюдаются карбонаты железа, марганца и некоторых других металлов.

Другим не менее важным фактором, обуславливающим слабую декарбонатизацию известняков при прогрессивном региональном метаморфизме, является недостаток воды. Известняки, особенно хемогенные, представляют собой в основном мономинеральные породы, с почти полным отсутствием гидроксилсодержащих минералов, чем они сходны с кварцитами. Таким образом, региональный метаморфизм подобных толщ протекает в сравнительно «сухих» условиях, при участии лишь незначительного количества поровой влаги. При этом главный компонент флюида —  $\text{CO}_2$ , парциальное давление которой для докембрийских мраморов (по расчетам Гринвуда) может достигать  $5\text{ кбар}$  и более.

Пелитовые породы, обычно сопровождающие толщи известняков, часто переслаиваются с последними и отличаются многокомпонентным минеральным составом. Наряду с кварцем в них присутствуют гидроксилсодержащие минералы, а во многих слу-

чаях и карбонаты. В ассоциации с известняками чаще всего встречаются мергели, известковистые глины и известково-глинистые песчаники. Известковый материал представлен обычно кальцитом, магнезитом, часто сидеритом и другими карбонатами. При региональном метаморфизме карбонатсодержащих пелитов декарбонатизация сопровождается дегидратацией.

При высоких температурах и давлениях процессы декарбонатизации могут осуществляться путем диссоциации самих карбонатов ( $\text{FeCO}_3 = \text{Fe} + \text{CO}_2$ ;  $\text{CaCO}_3 = \text{CaO} + \text{CO}_2$  и др.), как и реакции карбонатов с  $\text{SiO}_2$  или другими компонентами (сидерит +  $\text{SiO}_2 =$  ферросилит +  $\text{CO}_2$ , кальцит +  $\text{SiO}_2 =$  волластонит +  $\text{CO}_2$  и др.), количество которых зависит от состава исходных пород.

В условиях гранулитовой фации, по экспериментальным данным Уолтера (Walter, 1963), процессы декарбонатизации протекают путем реакции карбонатов с магнезиальными силикатами с образованием кальцево-магнезиальных силикатов и свободной углекислоты:  $\text{MgSiO}_4 + \text{CaCO}_3 = \text{CaMgSiO}_4 + \text{MgO} + \text{CO}_2$ ,  $\text{CaCO}_3 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7 = 3\text{CaMgSiO}_4 + \text{CO}_2$ .

Имеются также довольно многочисленные экспериментальные исследования реакции декарбонатизации, сопровождающейся одновременно дегидратацией, например: тремолит +  $3\text{CaCO}_3 + 2\text{SiO}_2 \rightarrow$  диопсид +  $\text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$ ; ортоклаз +  $3\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow$  флогопит +  $3\text{CaCO}_3 + 3\text{CO}_2$ ; 3 доломит + 4 кварц +  $\text{H}_2\text{O} \rightarrow$  тальк +  $3\text{CaCO}_3 + 3\text{CO}_2$ .

В ходе подобных реакций соотношения  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  во флюиде могут изменяться в довольно широком диапазоне не только в зависимости от доли карбонатной составляющей в породе, но и при возрастании степени метаморфизма.

Рассмотренные выше примеры реакций декарбонатизации, особенно если этот процесс сопровождается дегидратацией, показали, что при региональном метаморфизме карбонатных пород освобождается большое количество углекислоты, что предопределяет возможность образования графита.

В настоящее время экспериментально и теоретически детально изучены окислительно-восстановительные равновесия с участием кислорода, водорода и СО. В частности, Френч (French, Eugster, 1965) установил пределы колебаний содержания кислорода для систем, где он образуется за счет диссоциации  $\text{CO}_2$ , от состава чистой  $\text{CO}_2$  до состава с предельным отношением  $\text{CO}/\text{CO}_2$ , определяемым реакцией Будуара:  $2\text{CO} = \text{C} + \text{CO}_2$ . Изучая систему  $\text{C}-\text{O}-\text{H}$  в равновесии с графитом, т. е. взаимодействие  $\text{CO}_2$  с  $\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2$  и графитовым буфером, он установил, что при достаточно высоких температурах и давлениях (соответствующих амфиболитовой и гранулитовой фациям) происходят реакции диссоциации воды и углекислоты с образованием метана ( $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2 + \frac{1}{2} \text{O}_2$ ;  $\text{C} + 2\text{H}_2 \rightleftharpoons \text{CH}_4$ ;  $\text{C} + \text{O} \rightleftharpoons \text{CO}_2$ ).

Продолжая изучение смеси  $\text{CO}_2$  с  $\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2$  (система  $\text{C}-\text{O}-\text{H}$ ) с целью определения окислительно-восстановительных отно-

шений, Ноклеберг (Nokleberg, 1973) выяснил, что при таких условиях может проявляться и исчезать графит. Он исследовал две комбинации температур и давления ( $527^{\circ}\text{C}$  и  $500\text{ бар}$ ;  $827^{\circ}\text{C}$  и  $2000\text{ бар}$ ), соответствующие средней ступени метаморфизма, т. е. выше области несмесимости флюида состава  $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ . Полученные экспериментальные данные для смесей, богатых и бедных  $\text{CO}_2$ , в различных условиях дают возможность полагать, что в течение смешивания  $\text{CO}_2$  с  $\text{H}_2\text{O}+\text{H}_2$ , когда флюид оказывает буферное действие кислородной фугитивности, может в большом количестве выпадать графит. Условия выпадения или растворения графита зависят от отношения  $\text{CO}_2$  к  $\text{H}_2\text{O}+\text{H}_2$ . В растворах, богатых  $\text{CO}_2$ , графит должен выпадать, в то время как в растворах, бедных  $\text{CO}_2$ , графит не будет формироваться, а графит, присутствующий в породе, будет растворяться в количестве  $\frac{1}{3}$  молекулы графита на молекулу раствора. В последнем случае графит будет реагировать с водородом, образуя метан.

Экспериментальное изучение  $\text{C—O—H}$  флюида в равновесии с графитом (Schanzo, 1968) при кислородной фугитивности выше и ниже верхнего предела стабильности графита дает результаты, близкие к термодинамическим данным Ноклеберга (Nokleberg, 1973). Эти данные касаются только смеси  $\text{CO}_2$  с  $\text{H}_2\text{O}+\text{H}_2$  в водной фазе, однако определенное количество карбонатных компонентов может существовать в водной фазе перед смешиванием с  $\text{CO}_2$ . При этом сумма графита, образующегося или растворяющегося, должна существенно изменяться, поскольку флюид будет иметь более сложный состав. В этих условиях появление или исчезновение графита при смешивании  $\text{CO}_2$  с  $\text{H}_2\text{O}+\text{H}_2$  будет зависеть от конечного отношения карбонатных компонентов (включая  $\text{CO}_2$  и карбонатные компоненты, имеющиеся во флюиде) к водородным компонентам.

При температурах и давлениях, соответствующих амфиболитовой фации метаморфизма (по данным Ноклеберга), графит будет исчезать, если отношение углерода к водороду меньше или близко к 0,3, и, наоборот, графит будет образовываться, если это отношение больше 0,3.

Изложенные выше данные экспериментальных исследований показывают, что при региональном метаморфизме карбонатсодержащих пород возможно неорганическое образование графита. Этот процесс может протекать только при высоких температурах и давлениях, соответствующих гранулитовой и отчасти амфиболитовой фациям метаморфизма. Только в этих условиях возможны процессы, с одной стороны, диссоциации воды и углекислоты с образованием  $\text{CO}$  и углеводородов и, с другой стороны, при некотором понижении температуры — разложения тех же углеводородов и диссоциации  $\text{CO}$  в соответствии с реакцией Будауара.

В настоящее время многие исследователи допускают возможность неорганического происхождения графитов за счет раз-

ложения карбонатов только при условии поступления большого количества флюида, богатого водородом, от близлежащей магматической интрузии гранитоидов (Семененко, Жуков, 1957; Nokleberg, 1973 и др.). В связи с этим представляют исключительный интерес данные по газовым равновесиям, полученные Ф. А. Летниковым и Б. О. Шкандрием (1974) путем исследования газовой-жидких включений пород гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций ( $T=200-900^{\circ}\text{C}$ ) метаморфизма. Эти данные позволили авторам сделать весьма обоснованный вывод, что в зональных метаморфических комплексах в составе флюидов по мере перехода от зеленосланцевой к гранулитовой фации закономерно уменьшаются на 1—2 порядка содержания  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{Br}$ ,  $\text{I}$  и возрастают количества  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}$ . С ростом температуры происходит сдвиг вправо равновесия  $\text{CO}_2-\text{CO}$ , и уже в амфиболитовой фации  $\text{CO}$  резко преобладает над  $\text{CO}_2$ . При усилении метаморфизма флюиды приобретают все более восстановительный характер и в гранулитовой фации зачастую имеют углеводородный состав, когда  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{C}_2\text{H}_6$  преобладают над  $\text{H}_2\text{O}$ . Эти выводы Ф. А. Летникова и Б. О. Шкандрия убедительно подтверждаются В. К. Коржавиным (1974), который с помощью ЭВМ исследовал равновесное состояние системы  $\text{C}-\text{H}-\text{O}$  в широком интервале температур (до  $1500^{\circ}\text{K}$ ) и давлений (до  $5000\text{ атм}$ ). Полученные данные компонентного распределения газообразных соединений этой системы позволили ему установить состав газовой фазы при окислительных и восстановительных условиях для разных величин  $P$  и  $T$  (табл. 4).

Таблица 4

Характер изменения состава газовой фазы (система  $\text{C}-\text{H}-\text{O}$ ) при окислительных и восстановительных условиях по В. К. Коржавину (1974)

$P-T$	Окислительные условия	Восстановительные условия
Высокие $P-T$	$\text{CO}_2$ , $\text{H}_2\text{O}$ , следы $\text{CO}$ , $\text{CH}_4$ , $\text{H}_2$	$\text{CO}$ , $\text{H}_2$ , $\text{CH}_4$ , $\text{C}_2\text{H}_6$
Низкие $P-T$	$\text{CO}_2$ , $\text{H}_2\text{O}$	$\text{CO}_2$ , $\text{H}_2\text{O}$ , следы $\text{CO}$
Высокая $T$ и низкое $P$	$\text{CO}_2$ , $\text{H}_2\text{O}$ , следы $\text{CO}$	$\text{CO}$ , $\text{H}_2$ , $\text{CH}_4$ , следы $\text{H}_2\text{O}$
Низкая $T$ и высокое $P$	$\text{CO}_2$ , $\text{H}_2\text{O}$	$\text{H}_2\text{O}$ , $\text{CO}_2$ , следы $\text{CO}$ , $\text{H}_2$

Источником водорода и углеводородов в метаморфических флюидах служит, по данным Ф. А. Летникова, Б. О. Шкандрия и В. К. Коржавина, вода и  $\text{CO}_2$ , которые образуются при дегидратации и декарбонатизации, и их количество определяется первичным составом пород, подвергающихся метаморфизму.

В заключение отметим, что независимо от источника углерода — органогенного или неорганогенного — причина возникновения графита в гнейсовых толщах заключается в региональном метаморфизме. Только в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций возможно образование свободного углерода в кристаллическом виде, т. е. появление графита, обладающего высокой степенью совершенства структуры.

## Литература

- Белокрыс Л. С., Мордовец Л. Я. Растительные остатки из Криворожского докембрия.— Докл. АН СССР, 1968, 183, № 1.
- Веселовский В. С. Углерод, алмазы, графиты и угли. Методология их исследования. ОНТИ, 1936.
- Веселовский В. С. Технология искусственного графита.— Труды ВИМС, 1940, вып. 160.
- Веселовский В. С. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 3. Графит. Госгеолтехиздат, 1960.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С. Экспериментальные данные по реакциям с участием летучих.— В кн.: Фации метаморфизма. «Недра», 1970.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. «Недра», 1970.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме.— В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. «Наука», 1965.
- Дубина И. В. Генетические, стратиграфические и морфологические свойства украинских месторождений графита и их промышленные типы.— Мин. сырье, 1934, № 4.
- Каляев Г. І., Сніжко А. М. Решетки виконних організмів у ранньому докембрії України.— Вісник АН УРСР, 1974, № 9.
- Коржавин В. К. Роль  $P$ ,  $T$ ,  $PO_2$  в газовом равновесии систем, содержащих углерод, водород, азот и серу.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974.
- Летников Ф. А., Шкандрий Б. О. Флюидный режим метаморфизма.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974.
- Луцицкий В. И. Происхождение и возраст первичных каолинитов.— Изв. Укр. отд. Геолкома, 1926, вып. 6.
- Луцицкий В. И. Характеристика и классификация главных месторождений графитов.— Материалы ВИМС, 1936.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. «Наука», 1970.
- Половинкина Ю. Ир. Материалы к характеристике графитового месторождения балки Власовой.— Материалы общей и прикладной геологии, 1929, вып. 134.
- Семеновко Н. П., Жуков Г. В. Петровский графитоносный район.— Геол. ж., 1957, вып. 3.
- Сердюченко Д. П. Старо-Крымское месторождение графита.— Мин. сырье, 1927, № 5—6.
- Сердюченко Д. П. О генетических отношениях графита Старо-Крымского месторождения Мариупольского округа в связи с общей проблемой графитообразования на Украине. Изд-во Донск. политех. ин-та, 1930.
- Сердюченко Д. П. Старокрымский графитоносный район. М., ОНТИ, 1935.
- Сивоконь В. И. Про походження графітів Завальївського родовища.— Геол. ж., 1958, вып. 6.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— Сов. геология, 1971, № 5.

- Соболев В. С. Физико-химические особенности минералообразования в земной коре и мантии.— Геол. и геофиз., 1964, № 1.
- Танатар И. И. О месторождениях графита близ с. Кошары-Александровское и о генезисе графита в Южно-Русской кристаллической полосе.— Южный инженер, 1917, № 11—12.
- Ушакова Е. Е. О железистом гипертесте с. Завалья на Среднем Побужье.— Записки Всес. минералог. об-ва, серия 2, 1958, ч. 87.
- Ушакова Е. Н. Парагенетичний аналіз кристалічних вогняків с. Завалья на Середньому Побужжі.— Доп. та повід. Львів. держ. ун., 1959, вып. 8, ч. 2.
- Фремд М. В. Графитовые месторождения и перспективы графитовой промышленности на Украине.— Труды Съезда по изучению производительных сил народного хозяйства Украины. Т. 1. 1926.
- Шабо З. В., Мамчур Г. П. Исследование изотопного состава графита и карбонатов Завальевского месторождения.— Докл. АН СССР, 1973, 209, № 1.
- Щербаков И. Б. О фациальных особенностях породообразующих минералов Среднего Побужья.— В кн.: Конституция и свойства минералов. «Наукова думка», 1966.
- Dubyna I. V. Pre-Cambrian Craphite Deposits in the Ukraine, their Structure and Genesis.— Report of the XVII Session. Vol. 2. Moscow, 1939.
- French B. M., Eugster H. P. Experimental control of oxygen fugacities by graphite-gas equilibrium.— J. Geoph. Res., 1965, 70, № 6.
- Nokleberg W. J. CO<sub>2</sub> as a source of oxygen in the metasomatism of carbonates.— Amer. J. Sci., 1973, 273, № 6.
- Shunzo Y. Results of equilibrium calculation on the reaction between graphite and an H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub> fluid at 300—500° C and 100—2000 bars and its implication to relict graphite in pyrometamorphic ore deposits.— Acta Univ. Mining. College J., 1968, № 4.
- Walter L. S. Data on the fugacity of CO<sub>2</sub> in mixtures of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O.— Amer. J. Sci., 1963, 261, № 2.

В. Н. МАКАРОВ, С. И. ЗАК, В. В. ПРОСКУРЯКОВ

## Роль метаморфизма в образовании медно-никелевых руд

Сульфидные медно-никелевые месторождения многие исследователи считают классическим примером собственно магматических месторождений, возникших вследствие ликвации и гравитационной дифференциации (Vogt, 1923; Котульский, 1946, 1947; Горбунов, 1968 и др.). В пользу такой трактовки их генезиса имеется целый ряд фактов: а) тесная пространственная связь рудных залежей с материнскими интрузивами и приуроченность рудных тел к породам определенного петрографического состава; б) тяготение рудных концентраций к придонным частям дифференцированных интрузий и закономерное уменьшение содержания полезных компонентов вверх по разрезу интрузива при незначительных вариациях этих величин в пределах одного элементарного магматического слоя; в) крайне слабые во многих случаях окологорудные изменения пород, незначи-

ные первичные ореолы рассеяния; г) тесная корреляционная связь между ведущими рудогенными компонентами и незначительные величины вариаций их отношений ( $V=8-20\%$ ); д) сравнительно простой и, несмотря на различия морфологических признаков руд, постоянный минеральный состав, наличие сульфидных вкрапленников, в том числе и отчетливо выраженной каплевидной формы в неизменных первично-магматических минералах, сидеронитовая структура руд.

Косвенным доказательством возможности концентрации меди, никеля и кобальта в промышленные месторождения в собственно магматическую стадию является постоянное присутствие сульфидных включений в океанических базальтах (Вахрушев, 1971) и наличие сульфидных капель в составе лав некоторых современных вулканов. Такие сульфидные капли имеют высокое содержание (целые проценты) никеля и меди при исчезающе малых их содержаниях во вмещающей породе.

Все перечисленные выше доводы в пользу собственно магматического генезиса медно-никелевых руд полностью справедливы для сингенетических, главным образом вкрапленных руд. Если такие руды приурочены к синороженным интрузивным телам, то, как и вмещающие их интрузивные породы, они претерпели метаморфизм, выразившийся в серпентинизации, отальковании или амфиболизации первично-магматических силикатов и магнетитизации сульфидов.

Вместе с тем результаты детального и всестороннего изучения ряда месторождений Кольского п-ова (Елисеев, 1958; Козлов, 1960, 1961; Корнилов, 1963, 1967; Предовский и др., 1968; Макаров, 1969; Богачев и др., 1968; Проскураков, Зак, 1969; Зак и др., 1972 и др.), а также обширные материалы по геологии, петрологии, минералогии и геохимии ряда месторождений Финляндии, Северной Норвегии, Канады (Зербригг и др., 1964; Митчелл, Матч, 1964; Ратан, 1964; Богачев и др., 1968; Patterson, 1963; Rapunen, 1970; Avias, 1971 и др.) позволяют считать, что по крайней мере часть эпигенетических рудных залежей по целому ряду признаков принципиально отличается от сингенетических вкрапленных руд и их генезис не может трактоваться как ликвационно-магматический. Это заключение относится к медно-никелевым залежам, связанным с интрузивами, участвовавшими в складчатости и подвергшимся региональному метаморфизму<sup>1</sup> (Печенгское, Аллареченское, Ловнозерское месторождения на Кольском п-ове; Оутокумну, Макола, Коталахти, Хитура в Финляндии, Линн-Лейк и Томпсон в Канаде).

Процесс эпигенетического рудообразования в данных месторождениях значительно оторван во времени от внедрения и кристаллизации никеленосных основных и ультраосновных интрузивов.

<sup>1</sup> Вопросы, касающиеся условий формирования эпигенетических сульфидных медно-никелевых залежей, связанных с платформенными базальтоидными интрузивами, в настоящей статье не обсуждаются.

зий. Жильные разности руд локализуются в регионально-метаморфизованных ультраосновных породах. Локализации эпигенетических руд предшествуют процессы массовой серпентинизации, оталькования или амфиболитизации, которые часто сопровождаются будинированием ультраосновных интрузий. Эти процессы нельзя объяснить гидротермальной деятельностью не только ввиду чрезвычайно больших объектов измененных пород. Метаморфические преобразования интрузий носят региональный характер, а их интенсивность выше в мелких интрузивных телах, в краевых частях крупных интрузий или вблизи крупных поперечных нарушений. Метаморфические преобразования ультраосновных и основных никеленосных пород соответствуют фации метаморфизма вмещающих их образований. Так, в центральной части Печенгского рудного поля (метаморфизм фации зеленых сланцев) гипербазиты подверглись главным образом серпентинизации. В зоне метаморфизма пород в фации эпидотовых амфиболитов (юго-восток Печенги) никеленосные интрузивы оталькованы, иногда отчасти актинолитизированы. Для интрузий в зоне развития амфиболитового метаморфизма характерны актиномитизация, биотитизация (Аллареченское рудное поле), и в зоне развития гранулитов никеленосные интрузии пироксенизированы (Козлов, 1960, 1961; Зак и др., 1972 и др.).

Неоднократно отмечалось, что в Печенгском рудном поле эпигенетические руды секут дайки диабазов, прорывающих никеленосные интрузии. Такие дайки, как и вмещающие их породы, тоже подверглись региональному метаморфизму. В Аллареченском рудном поле процесс эпигенетического рудообразования отделен от собственно магматической стадии повторным региональным метаморфизмом пород и гранитизацией. Тела гранитных пегматитов, прорывающих никеленосные интрузии, в свою очередь, секутся жилами эпигенетических руд (Богачев и др., 1968; Гончаров, 1970). Подобные взаимоотношения гранитных пегматитов и эпигенетических сульфидных руд типичны для месторождения Хитура (Рарипен, 1970) и ряда других. Эпигенетические руды не столь тесно, как сингенетические, пространственно связаны с материнскими интрузиями. Первостепенное значение в их локализации играет структурно-тектонический контроль. В благоприятных тектонических структурах рудные залежи могут на значительные расстояния проникать во вмещающие породы. Анализ трещинной тектоники показал, что эпигенетическое оруденение контролируется лишь относительно поздними тектоническими трещинами. Ни прототектонические, ни ранние тектонические трещины, выполненные обычно дайками диабазов, разнообразными пегматоидными, гидротермально-пневматолитовыми ранними метаморфогенными жилами, не несут промышленной минерализации. Крупные постинтрузивные нарушения раннего заложения, а также процессы гравитацион-

ной дифференциации не оказали заметного влияния на локализацию эпигенетического оруденения. Далеко не всегда наиболее богатые и мощные эпигенетические рудные залежи тяготеют к полого залегающим контактам никеленосных интрузий и к синклинальным прогибам дна как в районе Печенги, так и на месторождениях Финляндии и Канады. Иногда наиболее богатые залежи приурочены к крутопадающим структурам и локализованы далее в габброидах, т. е. выше вероятного источника рудного вещества.

В отличие от сингенетических вкрапленных руд, эпигенетические рудные залежи, особенно за пределами материнских интрузий, содержат только богатые водой и другими летучими компонентами минералы — тальк, серпентины, хлорит и гидрохлориты, карбонаты, иногда амфиболы актинолит-тремолитового ряда. Прожилково-вкрапленные руды в диабазах и габбро-диабазях, кроме того, могут содержать аксинит и эпидот. Количество необходимых для образования нерудных минералов воды и других летучих компонентов намного превышает предельно возможные их содержания в растворенном состоянии в сульфидном расплаве. Для эпигенетических руд характерны отчетливо выраженные признаки метасоматоза, в том числе рудного, свидетельствующие об участии в их формировании гидротермальных растворов.

В отличие от сингенетических вкрапленных руд эпигенетические руды обладают непостоянным минеральным составом, что также подтверждает различный механизм их образования. Количественные соотношения главных рудных минералов в эпигенетических рудах варьируют в широких пределах. Эпигенетические разности руд в общем более богаты медными минералами, чем сингенетические, однако иногда встречаются жилки, почти нацело сложенные пентландитом или виоларитом (Аллареченское месторождение). В оруденелых туфогенно-осадочных породах Печенгского рудного поля иногда пирротин-пентландитовый агрегат слагает одну систему трещин, халькопиритовой — другую.

Проведенные в последние годы исследования рудных минералов из залежей эпигенетических руд в туфогенно-осадочных породах в Печенгском рудном поле позволили установить присутствие в них типичных гидротермальных рудных минералов — группы виоларита-зигенита, макинавита, кобальтина, герсдорфита, маухерита, никелина и др. Такие минералы широко распространены в составе рудных ассоциаций эпигенетических руд и на других месторождениях этого типа. Иногда в эпигенетических рудах, например в центральной части массива Коталахти, макинавит и валлерит становятся главными рудными минералами (Рарипеп, 1970).

Большое разнообразие минерального состава и непостоянство количественных соотношений главных рудных минералов в

эпигенетических рудах обуславливают значительно более высокие вариации содержаний главных рудогенных элементов и нарушение корреляционных связей между ними. Особенно показательны в этом отношении никель и кобальт. В сингенетических рудах эти элементы входят в состав одного минерала — пентландита, и корреляционная связь между их содержаниями очень тесная (коэффициент корреляции превышает 0,9). В эпигенетических рудах, особенно в оруденелых вмещающих никеленосные интрузивы породах, эти элементы ведут себя независимо и концентрируются в разных минералах. Вследствие этого корреляционная связь между содержаниями никеля и кобальта в таких рудах оказывается незначимой.

Приведенные выше факты позволяют предполагать единственно возможным образование эпигенетических руд в процессе метаморфизма. Принципиальная возможность концентрации рассеянного рудного вещества в процессе метаморфизма убедительно показана в работах Я. Н. Белевцева (1972, 1974 и др.).

Механизм метаморфогенного эпигенетического рудогенеза, по нашему мнению, реализуется двумя путями: 1) за счет перераспределения метаморфогенными гидротермальными растворами первичной магматической сульфидной вкрапленности; 2) в результате извлечения никеля, кобальта, железа из силикатов ультраосновных пород при воздействии на них серусодержащих метаморфогенных рудных растворов. В ряде случаев можно предполагать комбинированное действие указанных процессов, хотя относительная роль их может сильно варьировать.

Особенности механизма мобилизации и перераспределения рудного вещества хорошо изучены на примере Печенгских месторождений. На наш взгляд, подобные процессы типичны для формирования эпигенетических руд, пространственно связанных с интрузивами базальтоидного ряда.

Исходная магма в данном случае содержала серу, и основная часть полезных компонентов находилась изначально в сульфидной форме и концентрировалась в первично-магматических (сингенетических) вкрапленных рудах. В зависимости от условий дифференциации исходной магмы, характера и полноты обособления сульфидной фракции от исходного магматического расплава такие руды могут быть различны по содержанию полезных компонентов, но им свойственны все перечисленные выше признаки собственно магматических руд.

Формирование метаморфических руд происходит вследствие мобилизации, перераспределения и концентрации первично-магматического сульфидного рудного вещества. Зоны мобилизации, характеризующиеся отчетливо выраженным метасоматическим замещением первичных сульфидных вкрапленников поздними силикатами, в основном антигоритом, тяготеют к зонам повышенной тектонической активности, зонам поперечных флексурированных перегибов, неоднократно подновляющихся поперечных

разрывных нарушений, зонам будинирования интрузивных тел. Обычно ультраосновная часть интрузивного массива в таких зонах имеет значительно меньшую, чем в сопредельных участках, мощность и пониженные содержания полезных компонентов. Если исключить силикатную составляющую руд, то метасоматическая колонка в зонах мобилизации может быть представлена в следующем виде: внешняя (передовая зона) — халькопирит + пирротин + пентландит → следующая зона — халькопирит + пентландит → зона, содержащая только пентландит → тыловая зона; сложенная только силикатными минералами (антигоритом, актинолитом и тальком). Метасоматическое замещение халькопирита силикатами начинается еще до полного замещения ими пирротина, а пентландит начинает замещаться антигоритом еще при наличии в составе первичных вкрапленников реликтов халькопирита.

Учитывая структурно-тектоническое положение зон мобилизации рудного вещества, можно полагать, что метасоматический процесс протекал в условиях градиента давления. Зоны флексурных перегибов, будинажа и долгоживущих разрывных нарушений, характеризующиеся минимальной мощностью ультраосновных дифференциатов, вероятно, испытали интенсивное тектоническое сжатие. Об этом свидетельствует характер тектонической трещиноватости, широко проявившиеся процессы замещения хризотила и лизардита антигоритом в серпентинитах.

Анализ минеральных парагенезисов в зонах повышенной тектонической активности и в сопредельных участках, температур выгорания углистого вещества филлитов в тех и других позволяет полагать, что метасоматический процесс происходил также в условиях градиента температур, обусловленного локальным разогревом пород при тектонических деформациях. Именно градиент температур обеспечивает в лабораторных условиях переотложение сульфидных минералов (Макаров и др., 1974).

Определенная роль в процессах мобилизации и переотложения принадлежит величине рН раствора. По-видимому, резкое увеличение рН раствора при взаимодействии с первично-магматическими минералами способствовало снижению растворимости сульфидов и образованию сульфидных псевдоморфоз по оливину и пирроксену (Корнилов, 1962).

Отложение рудного вещества в полостях отслоения происходит в обратной последовательности, и вследствие этого рудные тела тоже имеют зональное строение. Границы зон крайне размытые. Однако по направлению к периферии рудного тела, по мере удаления от источника рудного вещества повышается роль пирротина и понижается количество Ni-содержащих минералов, а затем и халькопирита. В целом вследствие большей миграционной способности соединений железа и меди, чем никеля, метаморфические руды этого типа более медисты и богаче

серой, чем сингенетические разности руд. Из микроэлементов в переотложенных сульфидах концентрируются мышьяк и висмут. Именно они в пониженных количествах устанавливаются в реликтах сульфидов из зон мобилизации.

Второй путь образования эпигенетических медно-никелевых руд, главным образом за счет извлечения рудных элементов из силикатов и привноса серы, типичен для месторождений, ассоциирующих с ультраосновными породами гипербазитовой формации (Аллареченское, Томпсон, Оутокумпу). Слабо измененные тела гипербазитов несут убогую сульфидную вкрапленность или практически безрудны. Изредка наблюдаются единичные включения сульфидов в первичных силикатах. Как известно, внедрение массивов гипербазитовой формации происходит либо в твердом состоянии, либо в виде «кашеобразной магмы», почти лишенной летучих компонентов, возникающей как тугоплавкий остаток мантийного вещества. Процессы ликвации в таких условиях маловероятны.

Эпигенетические залежи богатых руд приурочены к тектоническим нарушениям, пересекающим будинированные тела амфиболитов и гарцбургитов. Метаморфизм обусловлен биметасоматическими процессами, приводящими к серпентинизации, оталькованию, актинолитизации. Вторичные изменения, происходящие при взаимодействии кислых растворов с гипербазитами, сопровождаются выщелачиванием значительных количеств никеля, железа, кобальта, которые в большинстве случаев рассеиваются в окружающих толщах. В зонах локальных тектонических напряжений на заключительных этапах регионального метаморфизма, в условиях повышения температуры и притока извне серы, халькофильные элементы на щелочной ветви процесса связываются в сульфидные соединения с образованием эпигенетических руд. Жилы сплошных руд иногда залегают в гнейсах на удалении до 200 м от ультраосновных тел.

Многие вопросы механизма рудогенеза не ясны, но образование сульфидной вкрапленности в результате извлечения халькофильных элементов из первичных силикатов и привнос серы устанавливаются достоверно. Реальность подобного процесса подтверждается экспериментальными данными (Куллеруд, 1969).

В заключение следует подчеркнуть, что формирование метаморфогенных эпигенетических руд происходит в широком диапазоне давлений и температур и не сопряжено с какой-то определенной фазией метаморфизма. На Кольском п-ове эпигенетические метаморфогенные залежи медно-никелевых руд ассоциируют с основными и ультраосновными телами, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев (печенгские), амфиболитов (аллареченские) и гранулитов (ловноозерские).

Охарактеризованные в настоящей статье месторождения можно отнести к формации метаморфогенных медно-никелевых руд.

## Литература

- Белевцев Я. Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наукова думка», 1972.
- Белевцев Я. Н. Генетические проблемы метаморфогенных месторождений.— В кн.: *Проблема метаморфогенного рудообразования*. «Наукова думка», 1974.
- Богачев А. И., Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И. О происхождении эпигенетических руд некоторых сульфидных медно-никелевых месторождений.— В кн.: *Вулканогенные и гипербазитовые комплексы Карелии*. Петрозаводск, 1968.
- Вахрушев В. А. Сульфидные минералы в ультраосновных включениях и проблема рудного вещества эндогенных месторождений.— Ежегодник по работам 1970 г. (Ин-т геохимии, Сиб. отд. АН СССР). Иркутск, 1971.
- Гончаров Ю. В. Структура Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения.— В кн.: *Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова*. «Наука», 1970.
- Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. «Недра», 1968.
- Елисеев Н. А. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений.— Вестник ЛГУ, 1958, № 24.
- Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскуряков В. В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, 1972.
- Зербригг Х. и др. Месторождение Фруд-Стоби.— В кн.: *Структурная геология рудных месторождений Канады*. «Мир», 1964.
- Козлов Е. К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова.— В кн.: *Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон (Докл. 2-й Всесоюз. объедин. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. Т. 1)*. Киев, 1960.
- Козлов Е. К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове.— В кн.: *Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова*. Мурманск, 1961.
- Корнилов Н. А. О сульфидных оливинитах и гарцбургитах Аллареченского никеленосного интрузива (Кольский полуостров).— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 1.
- Корнилов Н. А. О переотложении вкрапленных сульфидов в процессе формирования сульфидных медно-никелевых месторождений.— Докл. АН СССР, 1963, 152, № 2.
- Корнилов Н. А. О минералого-петрографических и геохимических признаках рудоносности интрузий ультраосновных и основных пород Печенги.— Разв. и охрана недр, 1967, № 6.
- Котульский В. К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений.— Докл. АН СССР, 1946, 51, № 5.
- Котульский В. К. О магматических и гидротермальных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Куллеруд Г. Система Fe—Ni—S.— В кн.: *Экспериментальная петрология и минералогия*. «Недра», 1969.
- Макаров В. Н. К вопросу о роли метаморфизма в образовании богатых медно-никелевых руд.— В кн.: *Проблема метаморфогенного рудообразования*. «Наукова думка», 1969.
- Макаров В. Н., Арутюнян Л. А., Митюнин Ю. К., Петренко Г. В. О метаморфическом образовании жильных руд в туфогенно-осадочных породах.— Геол. ж., 1974, № 2.

- Митчелл Дж., Матч А.* Месторождение Харди.— В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. «Мир», 1964.
- Предовский А. А. и др.* Новые данные о закономерностях размещения и условия формирования сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги.— В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968.
- Проскуряков В. В., Зак С. И.* О генезисе и поисковых признаках медно-никелевых руд Аллареченского района.— Разв. и охрана недр, 1969, № 8.
- Ратан Г.* Месторождение озера Линн.— В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. «Мир», 1964.
- Avias J.* A propos des sulfures en arseniures de nickel associes aux roches ultrabasiques de la Nouvell-Caledonie.— C. R. Soc. geol. France, 1971, fasc. 8.
- Papunen H.* Sulphide mineralogy of the Kotalahti and Hitura nickel-copper ores, Finland.— Ann. Acad. Sci. Fenn., ser. A, III, geol-georg., 1970, 109.
- Patterson J. M.* Geology of the Thompson-Moak Lake. Winnipeg, 1963.
- Vogt J. H. L.* Nickel in igneous rocks.— Econ. Geol., 1923, 18.

# Содержание

Предисловие . . . . .	3
-----------------------	---

## Общие вопросы теории метаморфогенного рудообразования

Я. Н. Белевцев. Геологические и физико-химические условия метаморфогенного рудообразования . . . . .	5
В. С. Домарев. О формациях метаморфогенных месторождений . . . . .	24
Б. И. Горошников. Условия образования метаморфогенных месторождений при развитии подвижных зон земной коры . . . . .	31
Л. Н. Овчинников. К уточнению роли метаморфизма в рудообразовании и понятие «метаморфогенное месторождение» . . . . .	40
В. Г. Кушев, В. Е. Руденко. Условия образования ультраметаморфических месторождений . . . . .	48
Е. П. Сапрыкин. Геохимические аспекты метаморфогенно-гидротермального рудообразования и типы связи оруденения с метаморфизмом . . . . .	64
А. М. Блох. Свойства связанной воды горных пород и ее значение в формировании метаморфогенных растворов . . . . .	76

## Геолого-геохимические условия образования и размещения метаморфогенных месторождений

Н. П. Гречишников, В. А. Зинченко, О. А. Крамар, Г. В. Тохтуев. Влияние структуры и состава пород на локализацию рудного вещества при метаморфизме . . . . .	86
Г. И. Каляев. Роль региональных тектонических структур в образовании и размещении метаморфогенных месторождений железа . . . . .	97
Л. Я. Ходюш. Закономерности рудообразования метаморфизованных железных руд докембрия, связанные с литогенным этапом . . . . .	104
Е. А. Кулиш. Метаморфизованные месторождения нижнеархейского комплекса Алданского щита . . . . .	116
С. И. Турченко. Сульфидное оруденение и региональный метаморфизм протерозойских подвижных поясов восточной части Балтийского щита . . . . .	125
А. П. Шмотов. О перераспределении и мобилизации компонентов и рудных элементов в процессе дислокационно-гидротермального метаморфизма . . . . .	131

## Физико-химические условия образования метаморфогенных месторождений

А. М. Блох, Р. Н. Афанасьева. Опыт оценки вмещающих пород рудного поля как генераторов природных растворов . . . . .	140
В. Б. Коваль. О связи метаморфизма, метасоматоза и оруденения (на примере урановых метасоматических рудопоявлений докембрия) . . . . .	149

К. Г. Королев, Г. В. Румянцева, Ф. В. Сыромятников. О возможных формах переноса урана и причинах его осаждения при процессах метаморфогенного рудообразования . . . . .	157
И. В. Коновалов. Температурная зональность и условия образования золоторудных минеральных ассоциаций . . . . .	164
А. Н. Комаров, В. Ю. Фоменко, В. Н. Кучер. Миграция рудогенных и петрогенных элементов при процессах метаморфизма и рудообразования . . . . .	174

**Критерии выделения метаморфизованных, метаморфических  
и ультраметаморфических месторождений**

В. А. Буряк. Условия образования месторождений золота метаморфогенно-гидротермального типа . . . . .	185
А. М. Заседателев. Проблемы метаморфогенного формирования редкометальных пегматитов на примере пегматитов с минералами лития . . . . .	198
Ю. Н. Ануфриев. Региональный метаморфизм и образование месторождений горного хрусталя на Урале . . . . .	211
М. Г. Равич, Д. С. Соловьев. Железорудная провинция в Восточной Антарктиде . . . . .	219
Г. А. Глушкова, Г. А. Кейльман. Роль метаморфизма в формировании железистых кварцитов гнейсовых комплексов Урала . . . . .	225
К. М. Меркурьев, Е. А. Панских. Метаморфизм железисто-кремнистых пород Дальнего Востока СССР . . . . .	238
В. П. Бухарев, В. Д. Полянский. Роль метаморфизма в образовании графитовых месторождений Украинского щита . . . . .	247
В. Н. Макаров, С. И. Зак, В. В. Проскураков. Роль метаморфизма в образовании медно-никелевых руд . . . . .	262

**Геологические и физико-химические условия метаморфогенного рудообразования.** Белевцев Я. Н.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наука», 1977.

Метаморфогенное рудообразование в докембрии определялось специфическими особенностями развития Земли в этот период — мобильностью земной коры, интенсивностью вулканизма, изменением химического состава атмосферы и гидросферы, что обусловило накопление больших масс металлов в геосинклинальных зонах. Широко развитые процессы метаморфизма и ультраметаморфизма обусловили подвижность металлов с общей тенденцией выноса рудогенных элементов из пород по мере роста метаморфизма и концентрацией их в благоприятных тектонофизических зонах. Так были созданы метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические месторождения, отличающиеся от других типов эндогенных месторождений широким интервалом температур образования и высоким давлением (1—3,5 кбар). Табл. 1. Библ. 26 назв. Илл. 1.

УДК 553.061.17

**О формациях метаморфогенных месторождений.** Домарев В. С.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наука», 1977.

Среди метаморфогенных месторождений выделяются две серии — метаморфизованные и метаморфические. Метаморфизованные месторождения образовались без изменения вида полезного ископаемого и места его нахождения. Метаморфические месторождения возникли в результате термального преобразования исходного вещества либо перераспределения рудного вещества метаморфогенными растворами на значительное расстояние. Предлагается в рудные формации объединять месторождения, обладающие сходными геологическими особенностями, включающими состав вмещающих пород, их характерные изменения, морфологию и состав рудных залежей. Библ. 9 назв.

УДК 553.061.17 : 551.24

**Условия образования метаморфогенных месторождений при развитии подвижных зон земной коры.** Горошкин Б. И.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наука», 1977.

Изложены представления о метаморфогенном образовании месторождений полезных ископаемых при геосинклинальном развитии участков земной коры. Выделены четыре цикла развития «элементарной» геосинклинали с характерными особенностями метаморфогенного рудообразования, при которых возникают метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические месторождения. Рассмотрены также положение контакто-метаморфических месторождений в истории развития геосинклиналей и особенности образования месторождений в условиях динамометаморфизма. Данные об условиях образования метаморфогенных месторождений полезных ископаемых приведены в сводной таблице. Табл. 1.

УДК 553.061.17

**К уточнению роли метаморфизма в рудообразовании и понятие «метаморфогенное месторождение».** Овчинников Л. Н.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наука», 1977.

На примере сульфидных и некоторых других месторождений показано, что на современном уровне развития геологии и ее методов трудно установить метаморфогенное происхождение того или иного месторождения и можно говорить только о существовании проблемы в целом. Это положение обусловлено тем, что рудные тела и окружающие их ореолы изменения вмещающих пород не содержат доказательств источника металлов или растворов, поскольку к образованию однотипных рудных ассоциаций могут привести совершенно различные процессы. Библ. 19 назв. —

**Условия образования ультраметаморфических месторождений.** Кушев В. Г., Руденко В. Е.—В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

Процессы ультраметаморфизма, широко распространенные в глубоких сечениях подвижных зон, имели большое значение для рудообразования в верхних структурных зонах, сложенных метаморфическими породами. В числе глубинных процессов особенно выделяется метасоматическая гранитизация. В связи с этим явлением наблюдается наиболее значительная в пределах земной коры миграция вещества. Гранитизация осуществляется без привноса вещества извне, за счет ресурсов исходных пород. В ходе процесса зарождаются рудоносные гидротермальные растворы. Закономерно проявленный этап формирования руд в связи с ультраметаморфизмом является одним из важных звеньев в общей цепи метаморфогенного рудообразования. Илл. 6. Библ. 42 назв.

УДК 553.061.17 : 550.4

**Геохимические аспекты метаморфогенно-гидротермального рудообразования и типы связи оруденения с метаморфизмом.** Сапрыкин Е. П.—В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

Миграция рудогенных элементов при метаморфизме рассмотрена в качестве основной исходной предпосылки гидротермального рудообразования. Концентрация металлов в виде минеральных тел происходит в результате длительной и интенсивной фильтрации метаморфизирующих растворов по трещинам, ослабленным зонам и другим дренающим каналам. По характеру связи с метаморфизмом выделены две генетические группы гидротермалитов, представляющие собой частные локальные проявления прогрессивного и регрессивного этапов этого процесса. Табл. 1. Библ. 32 назв.

УДК 553.061.17

**Свойства связанной воды горных пород и ее значение в формировании метаморфогенных растворов.** Блох А. М.—В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

Связанная вода горных пород является основным источником метаморфогенных вод. Особое состояние ее молекул в поле поверхностных сил вмещающих пород обеспечивает неаддитивность ее растворяющих свойств свойствам воды в объеме, а это, в свою очередь, определяет возможность формирования в метаморфогенных водах исключительно высоких концентраций растворенных компонентов, невероятных с точки зрения табличных величин растворимости. Неаддитивная способность метаморфогенной воды к растворению компонентов сохраняется при ее перемещении в направлении зон разгрузки, пока она не попадает в пространства, размеры которых превышают величину дальности действия поверхностных сил. Табл. 1. Библ. 30 назв.

УДК 553.31'495.061.17

**Влияние структуры и состава пород на локализацию рудного вещества при метаморфизме.** Гречиников Н. П., Зинченко В. А., Крамар О. А., Тохтуев Г. В.—В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

На примере докембрийских железорудных и урановых месторождений показана важная роль структурных и литологических факторов в локализации рудного вещества при метаморфизме. Приведенный материал дает основание считать, что изучение структурных и литологических рудоконтролирующих факторов может оказать существенную помощь при решении вопроса о генетическом типе месторождения и, в частности, при разделении месторождений на ультраметаморфические, метаморфические и метаморфизованные. Табл. 1. Библ. 8 назв. Илл. 2.

**Роль региональных тектонических структур в образовании и размещении метаморфогенных месторождений железа.** Каляев Г. И.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

Освещены структурно-исторические элементы высшего ранга, возникшие в раннем докембрии и определяющие размещение структурно-формационных зон, содержащих железисто-кремнистые формации. Показана важная роль антиклинальных форм в образовании железистых кварцитов. Дана характеристика синклинальных и моноклинальных форм, контролирующих размещение железорудных месторождений. Библ. 8 назв. Илл. 1.

**Закономерности рудообразования метаморфизованных железных руд докембрия, связанные с литогенным этапом.** Ходяш Л. Я.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

На всех стадиях метаморфогенного рудообразования, включая глубокие изменения в условиях гранулитовой фации, а также при диафторезе, метасоматозе и гипергенезе унаследуются главные особенности и признаки осадочного этапа: диагенетическая зональность, химический состав пород и текстуры. Эта закономерность прослеживается для всех железорудных образований докембрия и свидетельствует об единстве их генезиса. Табл. 2. Библ. 19 назв. Илл. 2.

**Метаморфизованные месторождения нижнеархейского комплекса Алданского щита.** Кулиш Е. А.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

Изложены результаты изучения метаморфических месторождений железа, алюминия, нерудного металлургического сырья, абразивов и проявлений марганца, рутила алданского нижнеархейского комплекса (Алданский щит). Первичные промышленные концентрации вещества обусловлены глубоко дифференцированными процессами осадконакопления в геосинклинальных условиях. Прогрессивный региональный метаморфизм не привел к существенному изменению химического состава этих накоплений. Указано на большую перспективность метаморфических месторождений Алданского щита. Библ. 8 назв.

**Сульфидное оруденение и региональный метаморфизм протерозойских подвижных поясов восточной части Балтийского щита.** Турченко С. И.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

На примере серноколчеданных месторождений раннепротерозойских метаморфических поясов Карелии, медно-никелевых месторождений Беломорско-Лапландского и Свектофенского метаморфических поясов прослежена тесная связь формирования сульфидных месторождений с процессами регионального метаморфизма. В ходе развития этапов метаморфизма каждому ряду подвижности петрогенных компонентов должен отвечать свой ряд подвижности мобилизуемых рудных элементов и соответствующая этому концентрация их при отложении, определяемая режимом кислотности-щелочности и окислительно-восстановительными процессами. Библ. 3 назв.

**О перераспределении и мобилизации компонентов и рудных элементов в процессе дислокационно-гидротермального метаморфизма.** Шмотов А. П.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

Проведенное качественное и количественное исследование распределения компонентов и элементов при региональном и локальном дислокационно-гидротер-

мальном метаморфизме осадочных пород показало, что золоторудная минерализация в одном из восточных районов возникла путем мобилизации рудного вещества из пород алевро-сланцевого и сланцево-песчанистого состава, обогащенных пиритом и карбонатами. Мобилизация и перераспределение протекали в условиях формирования изоклинальных складок, сопровождающихся неоднократными и разнообразными деформациями. Табл. 2. Библ. 9 назв. Илл. 3.

УДК 553.061.17'4(574.2)

**Опыт оценки вмещающих пород рудного поля как генераторов природных растворов.** Блох А. М., Афанасьева Р. Н.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наука», 1977.

На примере одного рудного поля в Северном Казахстане, где вмещающие породы представлены песчано-глинистыми образованиями ордовика, проведена количественная оценка воды, удаленной за определенный промежуток времени из определенного объема вмещающих пород. Установлено, что способность подобных пород к генерированию природных растворов сохраняется несмотря на то, что в предшествующие этапы своей истории они уже подверглись воздействию обезвоживающих факторов и испытали метаморфизм. Табл. 6. Библ. 9 назв.

УДК 553.495 : 553.22 : 551.72

**О связи метаморфизма, метасоматоза и оруденения (на примере урановых метасоматических рудопроявлений докембрия).** Коваль В. Б.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наука», 1977.

Показана роль процессов метаморфизма и метасоматоза в перераспределении урана, накопившегося в протерозойской толще осадочно-эффузивных пород. Развитие на контакте с блоками архейских и нижнепротерозойских пород зоны смятия обуславливает сброс в нее выделяющихся при метаморфизме, поступающих с глубоких горизонтов земной коры и мантии летучих компонентов. В результате многократного подновления зон тектонических нарушений происходит многоэтапное накопление урана вследствие извлечения из пород и перетолжения флюидом с высоким парциальным давлением углекислоты. Библ. 2 назв. Илл. 1.

УДК 553.495.061.17

**О возможных формах переноса урана и причинах его осаждения при процессах метаморфогенного рудообразования.** Королев К. Г., Румянцев Г. В., Сыромятников Ф. В.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наука», 1977.

Изучены некоторые равновесия в карбонатных и фторидных водных растворах уранила при температурах до 350—400°С и давлении 500 кг/см<sup>2</sup>. Экспериментальные данные показали, что уранильная модель мобилизации и перетолжения урана может иметь место в условиях зеленокаменной фации метаморфизма. В более высоких температурных условиях основными миграционными формами урана являются летучие компоненты-радикалы, молекулы-мономеры и их ассоциаты. Табл. 4. Библ. 15 назв. Илл. 2.

УДК 553.411 : 553.21(517.53)

**Температурная зональность и условия образования золоторудных минеральных ассоциаций.** Коновалов И. В.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наука», 1977.

В процессе изучения газовой-жидких включений методами декрепитации и гомогенизации подтверждается ранее намеченная последовательность образования минеральных ассоциаций золоторудных проявлений района. Эта последовательность, начиная от наиболее ранних и более высокотемпературных минеральных ассоциаций регрессивного этапа регионального метаморфизма, представляется в следующем виде: линзы и метакристаллы пирита, кварц-пиритовые прожилки,

пирит-кварцевые прожилки, кварцевые жилы. Выявлена региональная температурная зональность кварцево-жильных полей в зависимости от регионального метаморфизма. Табл. 2. Библ. 9 назв. Илл. 5.

УДК 553.061.17

**Миграция рудогенных и петрогенных элементов при процессах метаморфизма и рудообразования.** Комаров А. Н., Фоменко В. Ю., Кучер В. Н.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. «Наука», 1977.

Процессы прогрессивного динамотермального регионального метаморфизма вызывают значительное по масштабам перемещение породообразующих компонентов и связанное с ними перераспределение малых и рудогенных элементов. При этом четко устанавливается, что характер миграции элементов в наибольшей мере определяется изменением условий метаморфизма, а степень их мобилизации — еще и составом исходных пород. Наиболее значительная по объему мобилизация элементов, стимулирующая в дальнейшем развитие рудообразующих процессов, отмечается в условиях регионального метаморфизма, отвечающих переходным от зоны регионального гипергенеза к зеленосланцевой фации, а также при гранитизации пород в переходную стадию от гнейсификации к явлениям палингенеза. Библ. 10 назв. Илл. 5.

УДК 553.411.065'061.17

**Условия образования месторождений золота метаморфогенно-гидротермального типа.** Буряк В. А.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. «Наука», 1977.

Промышленное метаморфогенно-гидротермальное оруденение золота формируется в связи с развитием зональных метаморфических поясов, сопровождающихся мигматит-гнейсовыми куполами и интенсивно развитой палингенно-метасоматической гранитизацией. Эти процессы как собственно регионального метаморфизма (прогрессивный этап), так и палингенной гранитизации (регрессивный этап) развиваются под влиянием однотипных глубинных метаморфизирующих растворов, поступающих из верхней мантии по глубинным разломам. Процесс рудообразования начался в прогрессивный этап и завершился в регрессивный этап метаморфизма. В прогрессивный этап по мере формирования высокотемпературных фаций происходит поступление золота в рудные зоны и кристаллизация в них основной массы золотоносных сульфидных и кварц-сульфидных прожилков и вкрапленников. В регрессивный этап на фоне палингенно-метасоматической гранитизации образуются золотоносные кварц-сульфидные прожилки и кварцевые жилы. Библ. 9 назв. Илл. 3.

УДК 553.493.061.17

**Проблемы метаморфогенного формирования редкометальных пегматитов на примере пегматитов с минералами лития.** Заседателей А. М.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. «Наука», 1977.

На основании литолого-геохимических исследований показано, что геологические условия формирования вмещающих редкометальные пегматиты метаморфизованных осадочных пород докембрия с высокими концентрациями в них лития близки к геологическим условиям образования современных и третичных литиевых отложений. Предполагается, что за счет переотложения в процессах эпигенеза и метаморфизма лития и других компонентов в таких толщах могут образоваться метаморфогенные редкометальные пегматиты. Подчеркивается возможность нахождения в породах, вмещающих редкометальные пегматиты, потенциально промышленных первично-осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений редких элементов, почти не известных среди пород древнее кайнозоя, с запасами, которые могут значительно превышать запасы пегматитовых месторождений. Табл. 2. Библ. 24 назв. Илл. 4.

УДК 553.875(470.5)

**Региональный метаморфизм и образование месторождений горного хрусталя на Урале.** А н у ф р и е в Ю. Н.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

Восточно-Уральская хрусталеносная формация имеет метаморфогенное происхождение. Рост минералов в гнездах осуществляется в результате диффузионного переноса компонентов из окружающих пород в гнездовые полости. Средой переноса явились поровые растворы, а температура и давление при минералообразовании отвечают термодинамическим условиям зеленосланцевой фации. Библ. 12 назв. Илл. 1.

УДК 553.31(99)

**Железорудная провинция в Восточной Антарктиде.** Равич М. Г., Соловьев Д. С.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

Железорудная провинция Восточной Антарктиды неоднородна. Северная половина сложена преимущественно пироксенсодержащими кристаллическими сланцами гранулитовой фации, прорванными чарнокитами. Южная половина сложена плагиогнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой фации. Наиболее детально изучены джеспилиты в районе горы Рукер, где они залегают в толще ритмично переслаивающихся слюдисто-хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев. Сложены джеспилиты чередующимися кварц-магнетитовыми, магнетит-кварцевыми и магнетит-карбонатными прослойками. Содержание магнетита и гематита в прослойках колеблется от 10 до 80%. По мнению автора, джеспилиты представляют собой типичные метаморфизованные осадочные породы, образовавшиеся в мелководном морском бассейне за счет продуктов интенсивного химического выветривания в условиях жаркого и влажного климата. Табл. 1. Библ. 3 назв. Илл. 2.

УДК 553.31.061.17(470.5)

**Роль метаморфизма в формировании железистых кварцитов гнейсовых комплексов Урала.** Глушкова Г. А., Кейльман Г. А.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

Рассмотрены геологические особенности месторождений уфалейского гнейсового комплекса, которые свидетельствуют о метасоматической природе железных руд. Проведено сравнение условий рудообразования в гнейсовом ядре и сланцевом обрамлении этого ядра. Установлено, что характерной особенностью метасоматического рудообразования в сланцевом обрамлении является наложение более высокотемпературных минеральных ассоциаций на более низкотемпературные парагенезисы, в то время как эти же процессы в гнейсовом ядре протекают регрессивно по отношению к предшествующему региональному метаморфизму. Библ. 14 назв. Илл. 2.

УДК 553.31.061.17(571.6)

**Метаморфизм железисто-кремнистых пород Дальнего Востока СССР.** Меркурьев К. М., Паянских Е. А.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование.* «Наука», 1977.

На примере трех наиболее крупных районов распространения железисто-кремнистой формации Дальнего Востока (Удского, Малохинганского, Усурийского) анализируются особенности метаморфогенных преобразований слагающих ее пород в зависимости от геоструктурной позиции, типа и степени метаморфизма. Ведущая форма преобразований — собирательная перекристаллизация с образованием магнетитсодержащих парагенезисов. В породах сложного состава перекристаллизация идет быстрее, чем в двухкомпонентных железисто-кремнистых. Менее метаморфизованные разновидности кварцитов существенно гематитового состава тонкозернисты и практически не обогащаются. Только железистые породы, претерпевшие достаточно глубокий метаморфизм, могут быть отнесены к категории руд.

В соответствии с классификацией Я. Н. Белевцева выделены три класса месторождений: метаморфизованные, полиметаморфические и метаморфические. Табл. 2. Библ. 9 назв.

УДК 553.91.061.17(477.4)

**Роль метаморфизма в образовании графитовых месторождений Украинского щита.** Бухарев В. П., Полянский В. Д.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наука», 1977.

Все графитовые месторождения Украины приурочены к гнейсам, метаморфизованным в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Собственно гранулитовые гнейсы образуют прослои мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров, главным образом в биотит-плагноклазовых гнейсах и находятся в тесной ассоциации с кристаллическими известняками. Как и вмещающие породы, графитсодержащие гнейсы образовались, по данным биотит-гранатового и пироксен-гранатового термометров, при  $T=720-750^{\circ}\text{C}$ ,  $P=7,2-7,5$  кбар. В этих условиях сформировался графит, отличающийся высокой степенью упорядоченности структуры. Рассмотрена возможность возникновения графита за счет декарбонатизации и дегидратации первичных глинисто-карбонатных образований в ходе регионального метаморфизма высоких фаций. Табл. 4. Библ. 31 назв.

УДК 553.43'481.061.17

**Роль метаморфизма в образовании медно-никелевых руд.** Макаров В. Н., Зах С. И., Проскуряков В. В.— В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. «Наука», 1977.

Между сингенетическими и эпигенетическими рудами, связанными с интрузивами гипербазитов, подвергшихся региональному метаморфизму, существует принципиальная разница. Процесс эпигенетического рудообразования значительно оторван во времени от внедрения и кристаллизации никеленосных интрузивов. Локализации эпигенетических руд предшествуют процессы серпентинизации, оталькования или амфиболитизации, причем метаморфические преобразования никеленосных интрузивов соответствуют фации метаморфизма вмещающих пород. Механизм метаморфогенного эпигенетического рудообразования реализуется двумя путями: за счет перетолжения метаморфогенными гидротермальными растворами первичной магматической сульфидной вкрапленности, а также в результате извлечения никеля, кобальта железа из силикатов ультраосновных пород при воздействии на них серусодержащих метаморфогенных растворов. Библ. 27 назв.

## Метаморфогенное рудообразование

Утверждено к печати  
Научным советом по рудообразованию  
Отделения геологии, геофизики и геохимии

Редактор **Е. М. Камшилина**  
Редактор издательства **Т. А. Николаева**  
Художник **Н. И. Шевцов**  
Художественный редактор **С. А. Литвак**  
Технические редакторы **О. М. Гуськова, В. Д. Прилепская**  
Корректор **Н. И. Кодыкова**

Сдано в набор 7/XII 1976 г.  
Подписано к печати 10/III 1977 г.  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2.  
Усл. печ. л. 18,0. Уч.-изд. л. 19,5.  
Тираж 1400 экз. Т-03859. Тип. зак. 4390. Цена 2 р. 31 к.

Издательство «Наука»  
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1998

2 p. 3. 2