

Метаморфогенное  
рудообразование  
в докембрии

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
ОСНОВЫ  
МЕТАМОРФОГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ  
ОТДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Зоннегефлюсометр  
Спектрофлюородукт  
Мицюк В. А.

Наука України  
1973 р.



УДК 553.721.2  
ББК 83.4'2  
УДК 553.721.2  
ББК 83.4'2

# Метаморфогенное рудообразование в докембрии

ПОД РЕДАКЦИЕЙ АКАД. АН УССР  
*Я. Н. БЕЛЕВЦЕВА*

КИЕВ

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

НАУКОВА ДУМКА 1985



УДК 553.061.17

Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Геологические основы теории метаморфогенного рудообразования / Белевцев Я. Н., Буряк В. А., Кулиш Е. А. и др.— Киев : Наук. думка, 1985.— 192 с.

Исследованы условия образования месторождений различных металлов под влиянием метаморфизма и ультраметаморфизма осадочных и вулканогенно-осадочных пород, широко распространенных на щитах и древних платформах.

Рассмотрены основные положения теории метаморфогенного рудообразования — мотивы выделения и главнейшие особенности месторождений, эволюция процессов рудообразования в докембрии, первичное накопление металлов в породах и их концентрация при метаморфизме и ультраметаморфизме, а также процессы рудоотложения, геолого-генетическая модель метаморфогенных месторождений, генетическая классификация месторождений.

Для геологов и научных работников, занимающихся изучением рудных месторождений на щитах и платформах.

Табл. 24. Рис. 46. Библиогр.: с. 179—186 (255 назв.).

#### Авторы

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, В. А. БУРЯК, Е. А. КУЛИШ, Р. Я. БЕЛЕВЦЕВ,  
Ф. И. РАКОВИЧ, В. Н. КУЧЕР, В. Ю. ФОМЕНКО,  
А. М. ЖУКОВА, В. Н. МАКАРОВ, С. И. ТУРЧЕНКО,  
Б. И. ГОРОШНИКОВ, В. С. ДОМАРЕВ

#### Редакция

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ (ответственный редактор книги),  
В. С. ДОМАРЕВ, В. Б. КОВАЛЬ, Е. А. КУЛИШ, Ю. М. ЕПАТКО

#### Рецензенты

Л. Н. ОВЧИННИКОВ, Г. И. КАЛЯЕВ

Редакция литературы о Земле

M 1904050000-276 264-85  
M221(04)-85

© Издательство «Наукова думка», 1985

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящим изданием открывается четырехтомная серия монографий «Метаморфогенное рудообразование в докембрии». В ней рассмотрены условия образования и закономерности размещения рудных месторождений докембра, которые генетически связаны с метаморфизмом и ультраметаморфизмом осадочных и вулканогенных пород, относящихся к самым древним этапам в геологическом развитии Земли.

В первой книге серии описываются геологические условия метаморфогенного рудообразования, во второй — физико-химические особенности процессов метаморфогенного рудообразования, в третьей — формации метаморфогенных месторождений, в четвертой — главнейшие закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений на примере железа, золота, полиметаллов.

В XX в., особенно в 50—80-х годах, на щитах и древних платформах открыты многочисленные месторождения железа, меди, марганца, свинца, цинка и редких металлов, залегающие среди метаморфогенных пород. Данные об их генезисе, полученные на основании изучения минерального вещества, условий залегания и закономерностей размещения, зачастую противоречат существующим представлениям об образовании эндогенных рудных месторождений, хорошо изученных в фанерозойских подвижных зонах земной коры.

Большой фактический материал, полученный при разведке и эксплуатации этих месторождений, способствовал разработке теории метаморфогенного рудообразования. В основу ее положены результаты изучения многочисленных месторождений Украины, КМА, Кольского п-ова, Дальнего Востока, Казахстана, а также аналитические и экспериментальные исследования, проведенные в лабораториях ИГФМ АН УССР (Отделение металлогении).

Геологические и экспериментальные материалы свидетельствуют о единстве процессов метаморфизма и ультраметаморфизма первичных вулканогенно-осадочных горн и метаморфогенного рудообразования.

Современная теория метаморфогенного рудообразования, как показывают геологические исследования последних лет, определяет принципиально новые предпосылки для поисков и оценки рудных районов на щитах и платформах. Ведущее место в разработке ее принадлежит ученым Отделения металлогении ИГФМ АН УССР; при их содействии была создана Всесоюзная научная школа метаморфогенного рудообразования. Развитие теории метаморфогенного рудообразования в настоящее время осуществляется в научных и производственных организациях Москвы, Ленинграда, Дальнего Востока, Казахстана, Средней Азии, Карелии, Забайкалья, Украины, Урала и КМА.

Значительный вклад в создание и совершенствование теории метаморфогенного рудообразования в разное время внесли А. Г. Бетехтин, А. Н. Заварицкий, Н. И. Святальский, В. Г. Гарьковец, В. Б. Болтыров, Б. И. Горошиков, Н. П. Гришиников, Ф. И. Жуков, П. М. Капиболовский, М. С. Козлов, А. Н. Комаров, Н. А. Корнилов, В. М. Кравченко, В. Г. Кушев, В. Н. Макаров, В. А. Макрыгина, С. В. Мельгунов, Ю. П. Мельник, Г. Б. Наумов, Н. Г. Судовиков, Н. С. Скрипченко, Д. П. Сердюченко, Е. П. Сапрыкин, А. И. Стрыгин, А. И. Тугаринов, С. И. Турченко, В. Ю. Фоменко, а также авторы этой монографии.

На Украине проведено четыре межведомственных Всесоюзных совещания по метаморфогенному рудообразованию (в 1969, 1974, 1979 и 1982 гг.). В 1979 г. была

создана Комиссия по метаморфогенному рудообразованию при Научном совете по рудообразованию АН СССР.

Теория метаморфогенного рудообразования освещалась на международных симпозиумах по генезису рудных месторождений в Токио (1970) и США (1978), на сессиях Международного геологического конгресса в Индии (1964), Канаде (1972), Австралии (1976) и СССР (1984).

В 1978 г. в США опубликована классификация метаморфогенных месторождений [261], а в 1980 г. там же издан доклад Я. Н. Белевцева об основных положениях теории метаморфогенного рудообразования [260].

Настоящее издание содержит основные положения теории метаморфогенного рудообразования, разработанные в последние три десятилетия советскими учеными на базе геологических исследований и экспериментальных данных. В нем рассмотрены геологические и физико-химические условия образования и закономерности размещения рудных месторождений докембра в связи с метаморфизмом и ультраметаморфизмом осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических пород архея и протерозоя, составляющих догоесинклинальные и протогеосинклинальные образования Земли в начальные периоды геологического развития. Охарактеризованы рудные и рудоносные формации метаморфогенных месторождений, установлены их главнейшие генетические, геологические и вещественные особенности. Предложены поисковые критерии для месторождений и рудопроявлений железа, золота, марганца, полиметаллов, меди, а также редких и других металлов. Разработанная в Советском Союзе теория метаморфогенного рудообразования является основой для раскрытия закономерностей размещения железорудных и полиметаллических месторождений, а также прогнозной оценки кристаллических щитов и древних платформ на полезные ископаемые.

В сборе геологического материала, его обработке, проведении экспериментальных работ, кроме авторов, активно участвовали научные сотрудники: Ю. П. Мельник, В. Ю. Фоменко, Ф. И. Ракович, М. А. Ярошук, Б. И. Горошиков, С. В. Кузнецова, С. И. Терещенко, Ф. И. Жуков, В. Н. Кучер, В. И. Николаенко, В. М. Оверчук, Ю. М. Елатко и многие другие.

В оформлении книги большую работу выполнили И. Л. Лужанская, А. Г. Иванова, Т. Н. Оверчук, О. И. Усик, Л. С. Чепурная.

При исследовании метаморфогенных рудных месторождений коллектив авторов пользовался советами и указаниями академиков В. И. Смирнова и А. В. Сидоренко.

## ВВЕДЕНИЕ

В этой книге изложены основные положения современной теории метаморфогенного рудообразования в докембрии, разработанные за последние 30 лет (1953—1984). Они зиждятся на большом фактическом материале геологических наблюдений на месторождениях и данных экспериментального моделирования.

Получению значительного количества фактического материала способствовала интенсивная разработка многочисленных рудных месторождений в послевоенное время на щитах и платформах в Советском Союзе и во всем мире. Горные выработки и буровые скважины вскрыли новые этажи и нижние горизонты старых рудников на глубинах до 1000, а в отдельных случаях до 2000—3000 м. Многочисленные месторождения разведаны скважинами до глубин 1500—2000 м (небольшое количество скважин пробурено до 3000—4000 м). Геофизическими методами многие месторождения прослежены до глубин 7000—8000 м. В связи с этим геологи получили большую и всестороннюю информацию, которая во многих случаях не согласуется с принятыми ранее генетическими представлениями, основанными на материалах изучения месторождений, расположенных до глубин 200—300 м, или противоречит им.

В науке о рудных месторождениях принято, что подавляющее большинство эндогенных месторождений докембрия генетически не связано с кислыми магматическими интрузиями. Вместе с тем отчетливо установлена генетическая связь титаномагнетитовых, хромитовых, никель-cobальтовых и других месторождений с излияниями или интрузиями основных магм. Несомненна полигенность и полихронность эндогенных месторождений.

Несмотря на огромный фактический и экспериментальный материал, нако-

пившийся в институтах и геологических организациях, учение об образовании эндогенных рудных месторождений за последнюю четверть века развивалось очень медленно. Подавляющее большинство исследователей придерживались традиционных представлений о связи различных типов рудных концентраций с интрузиями ультраосновного, основного или кислого состава. Однако новые геологические и экспериментальные данные, особенно по месторождениям, открытым и разрабатываемым на щитах и платформах, заставили пересмотреть эти представления.

Специальные геологические наблюдения были проведены на метаморфогенных месторождениях Украины, КМА, Урала, Кольского п-ова, Дальнего Востока, Казахстана, а также на месторождениях щитов зарубежных стран — Индии, Китая, Канады и Австралии. Выполнены экспериментальные работы по проницаемости кристаллических пород при различных температурах и давлениях, формам переноса металлов в условиях, отвечающих метаморфизму, а также по стабильным изотопам, проведены термобарические измерения. Были смоделированы процессы активизации, переноса и отложения металлов, а также разработана динамика процессов метаморфогенного рудообразования.

В течение последних 20 лет в результате активного изучения месторождений на многих щитах мира и нашей страны все больше внимания уделяется метаморфогенному рудообразованию. Изучение в последние годы кристаллических пород щитов способствовало выявлению новых рудных месторождений, образование которых так или иначе связывается с метаморфизмом осадочных и вулканогенных отложений, первоначально слагающих щиты и древние платформы.

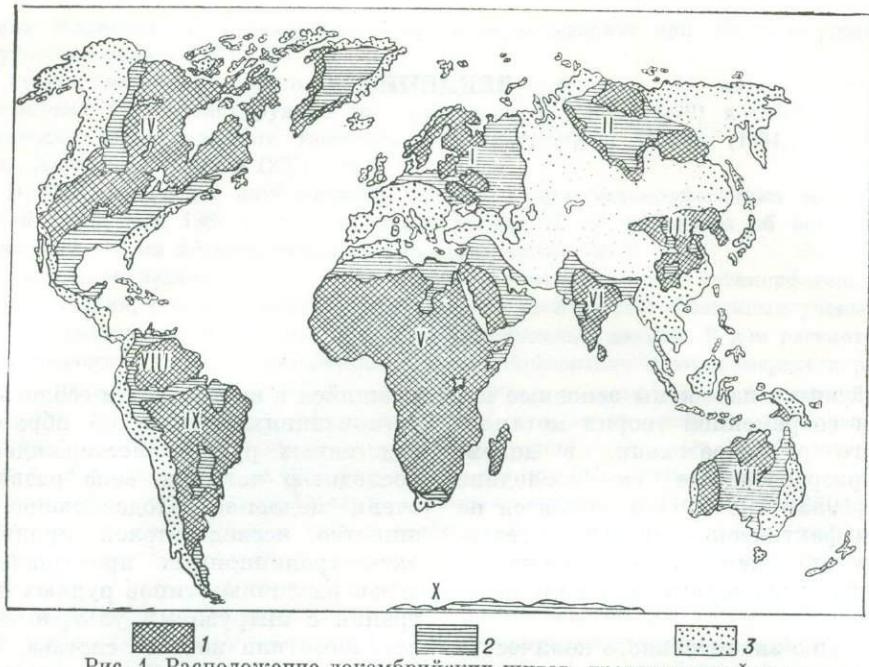


Рис. 1. Расположение докембрийских щитов, древних платформ и фанерозойских сооружений:

<sup>1</sup> — докембрийские щиты, <sup>2</sup> — древние платформы (цифры на схеме): <sup>I</sup> — Восточно-Европейская, <sup>II</sup> — Сибирская, <sup>III</sup> — Сино-Корейская, <sup>IV</sup> — Канадская, <sup>V</sup> — Африкано-Аравийская, <sup>VI</sup> — Индостанская, <sup>VII</sup> — Западно-Австралийская, <sup>VIII</sup> — Гвианская, <sup>IX</sup> — Бразильская, <sup>X</sup> — Антарктическая; <sup>3</sup> — фанерозойские образования

Пути к пониманию природы образования метаморфогенных месторождений сложны и многообразны и лежат через раскрытие сущности геологических процессов, имевших место в истории формирования кристаллических щитов, первичного накопления металлов в осадках и вулканитах, метаморфогенного перераспределения и концентрации металлов, обусловивших образование месторождений много сотен миллионов лет назад.

На кристаллических щитах, где все породы в той или иной мере подвергались метаморфизму и гранитизации, рудные месторождения в основной массе формировались под влиянием этих процессов, а условия их размещения принципиально отличаются от принятых для гидротермальных (магматогенных) месторождений.

Метаморфогенные месторождения широко распространены на всех щитах мира. Это крупнейшие, не имеющие себе равных, месторождения железа, меди, полиметаллов, марганца на Канадском, Бразильском, Индийском, Балтийском, Алданском и Украинском щитах и Австралийской платформе (рис. 1).

Изучение многих месторождений, расположенных среди метаморфических и гранитизированных пород щитов, да-

ло возможность выявить такие особенности, которые нельзя объяснить принятыми представлениями о плутоно-гидротермальном генезисе. Например, тождество минеральных парагенезисов руд и вмещающих пород, геохимическое сродство вмещающих пород и рудных месторождений, приуроченность месторождений к складчатым структурам, независимость развития месторождений от интрузивных массивов в пространстве и времени и многие другие. На основании этих факторов описываемые месторождения выделены в самостоятельный генетический класс, связанный с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма. Поэтому было возрождено и развито на современной геолого-физико-химической основе введенное в науку более века назад понятие о метаморфогенном рудообразовании. В настоящее время оно получило иное, более емкое значение и объединило большую группу месторождений, имеющих разностороннюю связь с метаморфизмом и ультраметаморфизмом кристаллического основания щитов и древних платформ мира.

Среди сторонников метаморфогенной теории рудообразования существуют различные взгляды и представления на

отдельные узловые вопросы, что приводит к определенным трудностям в развитии теоретических основ этого направления, особенно если учесть традиционные плутоно-гидротермальные представления.

По физико-химическим условиям и генетической связи с глубинными тектоническими и метаморфическими процессами метаморфогенные месторождения должны относиться к группе эндогенных. Различное толкование основных вопросов учения об эндогенных месторождениях заставило нас провести обобщение многочисленных исследований и данных о месторождениях, их сравнительное изучение, выполнить различные расчеты и опыты. Результаты проделанной работы изложены в этой монографии.

В настоящее время теория метаморфогенного рудообразования является перспективным научным направлением, составляющим одну из основ современного учения об эндогенном рудообразовании.

Теория метаморфогенного рудообразования отражает современный научно-технический прогресс в горнорудной отрасли, так как при все большем использовании в промышленности рудных полезных ископаемых уже невозможно опираться только на богатые руды. Поэтому в современной мировой практике часто отдают предпочтение месторождениям с относительно бедным содержанием рудного сырья, но с большими и очень большими запасами его. Примерами могут служить месторождения железистых магнетитовых кварцитов с содержанием железа 15—35, медистых песчаников с содержанием меди 0,3—0,4 %, золотоносных сланцев с содержанием золота 1—3 г/т и многие другие. Именно такого типа месторождения (осадочно-метаморфизованные) чаще всего образуются при региональном метаморфизме осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

Авторами монографии исследовалась история геологического развития докембрия и уточнены основные положения металлогении.

А. Металлогению докембра определяет сочетание осадочных, вулканогенных и биологических процессов, с которыми связано первичное накопление

полезных компонентов в начальные периоды геологического развития Земли, а также метаморфических, вызвавших дифференциацию и обособление металлов с образованием метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических месторождений.

Б. Создана принципиальная схема эволюции эндогенного рудообразования древних щитов, связанного с направленным развитием литосферы и рудоносных структур докембра, формированием кратонов, протогеосинклиналей и зонprotoактивизации.

С самыми ранними (архейскими) нуcliарными структурами — кратонами, или протоконтинентами, — генетически связаны магматические и метаморфогенные месторождения. К этому же периоду относятся наиболее древние железисто-вулканогенные формации, которые часто образуют на древних щитах зеленокаменные пояса.

Для протогеосинклинальных поясов характерны рудообразующие процессы, связанные с седиментацией, сопровождающейся подводным вулканизмом, интрузивным магматизмом и региональным метаморфизмом. К этому периоду относятся образование наиболее распространенных железисто-кремнистых формаций, месторождений железа, марганца, полиметаллов, меди, редких и благородных металлов.

Для областей протогеосинклиналей характерны крупнейшие в мире рудные провинции железа, марганца и полиметаллов, являющихся основной базой добычи их в большинстве стран мира.

Для областейprotoактивизации характерны месторождения магматические, постмагматические и постметаморфические. Они развиты среди кратонов или эпикратонных впадин, в системе крупных глубинных разломов и зонах дислокационного метаморфизма.

Изучение геологии докембра, особенно закономерностей рудообразования, всегда было и остается довольно сложным, поскольку многие породы и руды того периода образовывались не так, как привычные нам фанерозойские. Кроме того, впоследствии они обычно изменились и дошли до нас в ином виде и составе, чем были 2—3 млрд. лет назад.

# Глава I

## СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

За последние 35—40 лет в связи с бурным ростом геологоразведочных работ и горнорудных предприятий проведено всестороннее изучение многих различных по условиям залегания и способам образования рудных месторождений, расположенных на всех континентах мира и во всех известных структурных и фациальных зонах. Накоплен большой фактический материал о строении рудных полей, месторождений и рудных залежей, минеральном составе руд, распределении химических элементов в рудных залежах и вмещающих породах; получены также термобарометрические данные, позволяющие судить о температуре и давлении, при которых образовывались месторождения. Кроме того, в последние годы во многих лабораториях Советского Союза и за рубежом получены экспериментальные данные, освещающие некоторые физико-химические и термодинамические условия эндогенного рудообразования: состав, температуру и давление рудообразующих растворов, перенос металлов комплексными ионами, условия проницаемости пород, энергетические основы рудообразования и др.

К сожалению, этот большой геологический и экспериментальный материал не в полной мере использован для создания современной теории рудообразования. Для многих регионов и типов месторождений новые результаты противоречат полученным ранее. Продолжают господствовать устаревшие гипотезы рудообразования. Одной из них, в значительной мере утратившей свой первоначальный смысл, является теория гидротермального рудообразования.

Первые идеи о гидротермальном рудообразовании возникли еще в XVI—XVIII ст. и связаны с именами Агриколы, Декарта, Ломоносова, Лемана и других исследователей того времени. В XIX ст. в России эти идеи развивали

Д. И. Соколов, Г. Е. Шуровский, а за рубежом — Фурне в 1844 г., Эли де Бомон в 1847, Котта в 1850 г. и др. Эти исследователи считали, что эманации, поднимающиеся из внутренних частей изверженных масс, доставляли летучие соединения металлов в близповерхностную зону, где они конденсировались в изверженных породах или уходили за их пределы. Современные представления о гидротермальных процессах рудообразования оформились в конце XIX ст. Они принадлежат французским геологам школы Де Лоне (1897), которые впервые ввели понятие **гидротермальные процессы** и разработали некоторые вопросы гидротермального рудообразования на магматической основе.

В XX ст. теорию гидротермального рудообразования развивали Эмонс, Лингрен и Грэйттон в США (1946), Ю. А. Билибин и А. Г. Бетехтин (1953), С. С. Смирнов (1955), И. Ф. Вольфсон (1962), В. И. Смирнов (1968), Л. Н. Овчинников (1968) в СССР и многие другие ученые разных стран. Сущность ее состоит в том, что гидротермальные растворы, как и растворимые в них металлы, выделились из магматического расплава (преимущественно кислого состава) при его кристаллизации и образовании магматических пород. Эти растворы несли большие массы металлов и неметаллических компонентов, которые по мере остывания растворов кристаллизовались, что приводило к образованию рудных месторождений в магматических или вмещающих осадочных и метаморфических породах.

По мнению авторов этой теории, большинство руд сформировалось из магматогенных гидротермальных растворов. По этой причине теория эндогенных месторождений сводилась к изучению времени и способу отделения растворов от магмы, физико-химических свойств растворов, условий переноса ве-

щества и отложения его из этих растворов, о чём впервые в 1947 г. писал С. С. Смирнов.

Понятие «эндогенные» месторождения в Советском Союзе все более отождествляется с понятием «гидротермальные». Согласно этому, в кровле магматических plutонов должны размещаться рудные месторождения различных металлов, образуя первичную зональность вследствие отложения минералов разных парагенезисов в порядке, обратном их растворимости, вызванной понижением температуры гидротермальных растворов.

Однако многочисленные разведочные и эксплуатационные работы не подтвердили такого размещения месторождений вокруг гранитных plutонов, а тем более батолитов, существование которых в настоящее время вообще сомнительно. В 30-х годах С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин и другие ученые выступили с критикой представлений американских геологов о причинах первичной зональности рудных месторождений. Взамен эти ученые предложили **пульсационную теорию**, получившую впоследствии широкое распространение. Эта теория объясняет разнообразие рудных месторождений и первичную зональность их размещения поочередным (пульсирующим) выделением из магмы различных по составу рудных растворов при становлении магматического очага. При этом сохранилось прежнее ортодоксальное представление о батолитовом рудообразовании и магматических гидротермах. С тех пор в нашей стране и за рубежом образование давящего большинства эндогенных месторождений объяснялось пульсирующим действием магматических очагов и поочередной выдачей порций различных по составу гидротермальных растворов в породы кровли.

В течение последней четверти века основные теоретические взгляды на образование эндогенных месторождений сохранились такими же. Большинство работ в этой области направлялось на получение и уточнение физико-химических констант, анализ природных парагенезисов, чтобы осветить одну из сторон постмагматического процесса.

Однако и с этих позиций становилось все труднее объяснить формирование большинства эндогенных месторождений. Для древних щитов установлено важнейшее значение метаморфогенного

рудообразования крупнейших в мире месторождений железа, меди, марганца, никеля, кобальта и других металлов [16, 21, 83]. Большинство месторождений медно-колчеданной, золото-серебряной и других формаций закономерно отнесено к субвулканическим [118]; об этом же писал Д. П. Сердюченко в 1967 г. и другие. Показано, что эти месторождения генетически связаны с продуктами экскаваций и гидротермальными растворами вулканогенного и смешанного — вулканогенно-вадозного происхождения.

Многие стратифицированные месторождения полиметаллов, меди, циркона и других металлов образовались при метаморфизме осадочно-вулканогенных рудных скоплений или обязаны своим происхождением низкотемпературным слабоконцентрированным растворам, поступающим вдоль краевых разломов [112, 234]. В таком случае они называются телетермальными. Месторождения урана и других металлов зачастую формировались вследствие изменения геохимических условий на границе зон окисления и восстановления при циркуляции горячих или подогретых глубинных вод.

В. С. Домарев в 1964 и 1966 г. привел убедительные доказательства образования рудных месторождений при диагенезе, эпигенезе и метаморфизме.

На международном симпозиуме по проблемам эндогенного рудообразования Р. Боил, П. Зуффарди, К. Данем и Д. Ридж (Англия) защищали гипотезу инфильтрационного происхождения многих эндогенных месторождений, считая, что рудообразующие элементы заимствованы из вмещающих пород при глубинной циркуляции по ним захороненных вод.

Ч. Дэвидсон (Шотландия) высказал мнение о роли сильно минерализованных захороненных вод в эндогенном рудообразовании. В. И. Смирнов на этом же симпозиуме поддерживал взгляды на разнообразные источники металлов в эндогенном рудообразовании, в частности **ювенильные**, связанные с подкововой базальтовой магмой, и **фильтрационные**, заимствованные из боковых пород при прохождении растворов [197].

Л. Н. Овчинников в 1968 г. привел убедительные доказательства неизменности состава plutоногенных — гидротермальных растворов, исключающие

пульсационную роль магматического очага. Он писал: «Однако попытки сохранить ее (пульсационную теорию — Я. Б.) и сейчас с помощью различных искусственных схем, даже в примирении с гипотезой Д. С. Коржинского, достойны только сожаления».

### I.1. О ПОНЯТИИ «ГЕНЕЗИС ЭНДОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ»

Большинство исследователей определяют генезис месторождений по генетической связи рудообразования с геологическими процессами, приведшими к рудоотложению. Если рудоотложение происходило из горячих растворов, генезис месторождения определяется как гидротермальный, а если оно связано с кристаллизацией магмы, образованием пегматитов или скарнов, то генезис месторождений соответственно определяется как магматический, пегматитовый или скарновый. Такое толкование слишком упрощено и его нельзя признать правильным, поскольку генезис месторождения — понятие более емкое и определяется не только процессом рудоотложения, но и источником металлов, геологическими и физико-химическими условиями переноса и формирования руд, а также возрастными и генетическими отношениями их с вмещающими породами.

Таким образом, генезис месторождений должен определяться суммой геологических процессов, приведших к образованию пород, с которыми генетически связано месторождение.

Рассматривая группу магматических месторождений, мы встречаемся с основным затруднением. По современным представлениям, магмы имели различное происхождение, состав и проявлялись в разные периоды геологической жизни Земли.

Мagma ультраосновного и основного состава либо поднималась из подкоровых глубин, либо образовывалась при переплавлении сиалической части земной коры. Базальтоидный магматизм развивался на постинверсионной стадии эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей. При этом вследствие дифференциации габброидных магм формировались кислые породы (плагиограниты).

Кислые магмы, точнее, кристаллические породы, в основном образовались при метаморфизме и ультраметаморфизме. Они имеют различный состав и ус-

таким образом, в настоящее время нельзя считать всякое эндогенное месторождение магматенным, а природу образования гидротермальных рудных растворов рассматривать только с позиций магматического происхождения.

ловия залегания, так как возникли вследствие анатексиса или ультраметаморфизма исходных пород.

А. В. Сидоренко и В. В. Ляхович [194] среди гранитоидов выделяют две генетические группы: интрузивные гранитоиды (ортограниты) и автохтонные граниты (параграниты). Первые возникли в процессе палингенеза преимущественно в складчатых областях фанерозоя. Для них характерны четкие контакты и активное воздействие на вмещающие породы, сравнительно постоянные структура и минеральный состав. Концентрации U, Li, Be, Ta и F характерны для апикальных частей и акцессориев — магнетита, сфена, апатита, ортита, для приконтактовых участков гранитоидных массивов. С этим типом гранитов связано большинство месторождений редких и рудных элементов.

Автохтонные граниты (параграниты) являются продуктами гранитизации осадочно-метаморфических пород. Для них характерны нечеткие, постепенные контакты с вмещающими породами и отсутствие зональности в распределении элементов и минералов. Среди этого типа гранитоидов часто встречаются редкометальные месторождения [67], а также развит щелочной, силикатный и кальций-углекислый метасоматоз, обусловивший образование промышленных месторождений редких и радиоактивных металлов. Поэтому собственно магматические месторождения, генетически связанные с породами магматического происхождения, имели различные источники рудообразующих веществ и условия образования. Они различны и по структуре, и по литологическим условиям рудоотложения и, что особенно важно, закономерности размещения их в земной коре также различны. Поэтому нецелесообразно объединять такие месторождения в одну генетическую группу, или класс.

В качестве примера можно указать на хромитовые и титаномагнетитовые

месторождения, связанные с интрузиями гипербазитов и базитов; источниками рудообразующих веществ для них были подкоровые магматические массы. Залегают они среди материнских пород в виде вкрапленных и сплошных руд, образуя нередко стратиформные жильные или морфологически сложные залежи (месторождения Кусинское, Качканар, Бушвельд).

К магматическим относятся также редкометальные граниты с месторождениями tantalа, ниobia, бериллия и редких земель. Редкометальные или рудоносные граниты характеризуются сравнительно равномерным распределением оруденения, благоприятным для добычи. Образование рудоносных гранитов либо связывают с дифференциацией палингенных магм, либо относят к автохтонным, сформировавшимся вследствие гранитизации различных метамор-

фических пород. Рудоносные граниты не связаны с дифференциацией габброидных магм, и в отличие от палингенных всегда обеднены рудными компонентами [67]. Источниками рудного вещества для палингенных рудоносных гранитов были метаморфические породы, из которых металлы мобилизовались при ультраметаморфизме. Допускается возможность привноса рудных элементов сквозьмагматическими растворами из верхней мантии для рудоносных апогранитов щелочного ряда. Хорошим примером могут быть месторождения, связанные с амфиболитами докембрия. В одних случаях, когда они являются ортоамфиболитами, с ними связаны месторождения хрома, никеля, кобальта, титана, в других — это параамфиболиты, для них характерны месторождения бора, лития, рубидия [193].

## 1.2. О ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Гидротермальные месторождения, обязанные своим образованием рудоносным растворам, имеют также полигенное происхождение. Гидротермальные рудообразующие растворы могли быть ювелирными (поднимались из подкоровых глубин), возникать в зонах регионального динамотермального метаморфизма, образовываться при гранитизации в зонах ультраметаморфизма, формироваться как при гранитизации в зонах ультраметаморфизма, так и при подземной циркуляции водозных вод (гидрогенных), а также при смешивании продуктов вулканической деятельности и подземных вод. Поэтому понятие «гидротермальные месторождения» не имеет генетического смысла. Оно означает, что месторождение образовалось с помощью горячих водных растворов и может быть ювелирным, плутоно-гидротермальным, метаморфогенно-гидротермальным или иным, в зависимости от происхождения растворов [17, 188]. Так, гидротермальные месторождения, связанные с магматическими плутонами, весьма различны, поскольку образования этих плутонов (как и состав, и условия залегания) также различны. Рудогенные элементы попадали в магматические расплавы реоморфических плутонов вследствие гранитизации (анатексиса или палингенеза) различных пород земной коры при ультраметаморфизме. В таком случае они явля-

лись составной частью магматических рудоносных растворов и обусловливали образование широко известной группы плутоно-гидротермальных месторождений. В. Л. Барсуков [3] установил, что для сульфидно-кассiterитовых месторождений Хабаровского края, ассоциирующих с гибридными гранитами, а источником олова были осадочно-метаморфические породы. Аналогичную закономерность установили исследователи оловянных и полиметаллических месторождений Алтая (например, М. С. Козлов и др. в 1972 г.), Сихотэ-Алиня [187] и многих других рудных районов. Гидротермальные месторождения, генетически связанные с кислыми дифференциатами базальтоидной магмы, где рудообразующие элементы привносились вместе с магмой из подкоровых глубин, по условиям рудоотложения оказались различными — субвулканически-гидротермальными, эксплайционно-осадочными и осадочными [197]. При кристаллизации кислых — гранитоидных (плагиограниты) магм могли возникать обычные плутоно-гидротермальные условия рудообразования.

Один из примеров рудообразования под влиянием гидротермальных вод подземной циркуляции — месторождения Рудных Гор и Чешского массива, представляющие собой группы жил, в которых руда концентрируется в тех частях, которые пересекают углистые

амфиболовые сланцы. Они образуют по-перечную сеть жил, сопряженную с продольной мощной зоной смятия. Температуры образования минералов жил 80–120 °C, интервал оруденения превышает 1500 м. Изотопный возраст таких жил в Чешском массиве 220 млн. (средний триас), в Саксонии 180 млн. лет (ранний юра). При этом возраст эйбенштокских гранитов, в эзоконтакте которых находятся эти месторождения и с которыми генетически связывалось их образование, определен в 300–320 млн. лет (поздний карбон).

На нижних горизонтах горных работ температура пород и воды превышает 60 °C, вода насыщена CO<sub>2</sub> и рудными компонентами. Есть основания говорить о внемагматическом, гидрогенном происхождении этих месторождений за счет урана, выщелоченного из пород докембрия горячими растворами водного происхождения.

К этому же типу можно отнести многочисленные рудные месторождения, расположенные среди осадочных пород; в ныне существующих классификациях они отнесены к группе телетермальных. Эти месторождения считаются удаленными от своего источника — магматического очага, образовывались они в низкотемпературных условиях (80–150 °C). Примером могут быть рудные жилы Нагольного Кряжа в Донбассе, а также тектоно-метасоматические зоны, представленные альбитами, грейзенами, скарнами и лиственитами, содержащими месторождения ртути и многих редких металлов. Геохимические особенности этих зон и месторождений свиде-

тельствуют о том, что рудообразующие флюиды поднимались из подкоровых зон Земли, и месторождения формировались в благоприятных термодинамических и литолого-структурных условиях.

Таким образом, многие месторождения, объединенные в один генетический класс, имеют полигенное происхождение. Источники их рудообразующих веществ были различными, они формировались при различных условиях. Для метаморфенно-гидротермальных месторождений таковыми были осадочные и вулканические породы, однако способны извлечения рудообразующих веществ из них и условия концентрации были разными, поэтому и формировались различные стратиформные метасоматические и жильные месторождения. Колчеданные или железорудные месторождения вулканического происхождения имеют подкоровые источники металлов, однако вследствие особенностей рудоотложения образуются вкрашенные штокверки, жильные тела и стратиформные осадочные месторождения.

Подавляющее большинство всех рудных месторождений образовалось при активном участии термальных водных или газово-водных растворов. Исключение составляют месторождения, образовавшиеся непосредственно при кристаллизации магмы (сегрегационные), и осадочные.

Итак, в настоящее время нельзя ограничиваться старым подходом к определению генезиса месторождений и тем более принимать его для обоснования поисков и разведки.

### I.3. О РАЗДЕЛЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ЭНДОГЕННЫЕ И ЭЗОГЕННЫЕ

«Эндогенные процессы вызваны в основном внутренними силами Земли. Многие геологические явления и вещественные образования возникают в результате взаимодействия эзогенных и эндогенных геологических процессов и несут черты тех и других». [64, т. 2, с. 155]. Это, несомненно, так, но ни в какой классификации не названа «эндогенно-эзогенная» группа месторождений, да, вероятно, в ней и нет смысла. Говоря о внутренних причинах, мы часто не уточняем, какие именно имеются в виду: обусловленные энергией, содержащейся внутри коры, или же энергией, генерируемой из глубинных подко-

ровых источников. Ясно, что во втором случае речь идет о подкоровом субстрате мантии.

В большинстве случаев невозможно отличить минералы, породы и руды, возникшие за счет материала вмещающих пород, от таковых, сформировавшихся из того же материала, но за счет внутренней энергии Земли (магмопроявления или тепловых потоков Земли). Кроме того, породы и руды могли образоваться полностью за счет привнесенного из глубины материала (продуктов газовых и жидкых эманаций магм) или за счет смешанного материала породы и привноса из глубин Земли бла-

годаря той же внутренней энергии Земли.

Минералы, породы и руды, различные по своей природе, очень часто оказываются объединенными под общим названием «эндогенные образования».

На основании опыта изучения рудных месторождений можно сделать вывод о том, что редко встречаются месторождения, в которых не было бы признаков нескольких разновременных процессов. Среди месторождений, размещенных в осадочных сериях, часто отмечаются признаки первичного осадочного минерально-, породо- и рудообразования, которые зачастую трудно отделить от их вторичной и быть может основной стадии, обусловившей промышленно-рудное накопление [184].

Объяснению природы стратиформных месторождений посвящены многочисленные публикации, поток которых не иссякает и по сей день. Введение понятия «стратиформные» вызвано затруднениями отнесения многочисленных месторождений пластового типа к экзогенным или эндогенным, так как они чаще всего обладают признаками и тех, и других. Образование их почти всегда сложное, а термин «стратиформные» — не генетический.

М. Константинов [111] предложил выделять так называемый скрещенный тип месторождений как промежуточный между экзогенными и эндогенными, поскольку этот тип совмещает в себе признаки и тех, и других, что можно рассматривать и как следствие затруднительного положения, и как попытку выйти из него.

А. М. Садыков [184] предлагает термин «интракrustальное и супракrustальное минерально-, породо- и рудообразование» вместо терминов «эндогенный». Тем более, что слово «эндогенный» нередко употребляется в смысле, более близком к понятию «интракrustальный (внутрикоровый)», нежели как термин, объясняющий происхождение из подкорового субстрата. Соответственно термин «экзогенный» стал ближе к понятию «супракrustальный (надкоровый)». Он означает лишь то, что данное новообразование (минерал, порода, руда) возникло на поверхности литосфера. Однако и здесь геологи встречают массу затруднений. Рассмотрим примеры.

1. Месторождения гематитовых руд, располагающиеся в глубинных зонах

окисления и протягивающиеся от поверхности до глубин более 3 км. Что это: внутрикоровые или надкоровые образования? Если эти руды образовались нисходящими водозными водами, богатыми кислородом, тогда их следует относить к надкоровым. Если же они метаморфогенные, как показали исследования последних лет, дополнительно обогащенные в зонах окисления, благодаря выносу кремнезема, тогда эти руды должны быть отнесены к разряду сложных, т. е. внутрикорово-надкоровых.

2. Жильные урановые месторождения, такие как Шардон в Армориканском массиве Франции и другие. Многие рудные жилы месторождений находят на глубины более 1—1,5 км, температуры их образования 80—150 °С и выше. Формирование их рассматривается как инфильтрационное, связанное с раннемезозойской эрозией и пепелем. Можно ли относить их к надкоровым или внутрикоровым? Едва ли. Правда классифицировать их как эндогенные или экзогенные.

3. Знаменитые ураноносные конгломераты таких стран, как Канада, Бразилия, Южная Африка имеют полигенное происхождение.

Накопление урана в них сингенетично осадкообразованию с последующим метаморфизмом в условиях высоких температур и давления зеленосланцевой или амфиболитовой фаций. Цемент конгломератов частично или полностью перекристаллизован с некоторым перемещением урана и образованием новых минералов, а также с преимущественным размещением их вокруг кварцевых галек.

Из сказанного отчетливо выступает неопределенность терминов «эндогенный» и «экзогенный», которые в принятом для них значении едва ли целесообразно применять как главный генетический критерий.

Для генетических подразделений более приемлемы такие термины, которые исходили бы из критериев формирования месторождений. Генетический тип месторождения целесообразно определять по источникам рудообразующих веществ: подкоровый, коровый и полигенный. Подкоровые (симатические) месторождения образовались за счет подкоровых источников и средств переноса рудного материала. В качестве примера можно назвать титаномагнети-

товые, хромитовые и другие, генетически связанные с базальтоидной магмой, доставившей из подкоровых зон по глубинным разломам рудный материал для их образования.

Коровье (сиалические) — это месторождения, образовавшиеся из рудного материала и за счет энергетических ресурсов коры. Их можно, хотя и довольно условно, разделить на внутрикоровые и поверхностные. Внутрикоровые — это метаморфогенные и вулканогенные, а поверхностные — образовавшиеся в осадках морей и рек в зоне окисления, или гидрогенные.

Многие месторождения следует относить к полигенным, если они формировались за счет разных источников и в результате разных причин. Например, ультраметаморфические, вулканогенно-гидротермальные, осадочно-гидротермальные и др.

Таким образом, современное понятие «генезис месторождений» должно определяться источниками рудного вещества, геологическими и физико-химическими условиями отделения последнего от источников, перемещением его к местам рудоотложения и, наконец, условиями рудоотложения.

#### I.4. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Впервые в геологической науке В. И. Смирнов рассмотрел энергетические основы постмагматического рудообразования [200]. Источниками рудообразующих гидротермальных систем он считает воды ювенильные магматические, метаморфические, погребенные осадочных пород, морские и метеорные подземной циркуляции.

Расчет тепловой энергии рудообразования был проведен по изменению внутренней энергии рудной массы для метасоматических месторождений и по теплу гидротермального потока для рудных концентраций в открытых полостях.

Для образования скарнового рудного тела размером  $200 \times 200 \times 10$  м расходованная энергия должна состоять из тепла прогрева пород в объеме залежи, тепла прогрева прилегающих пород, тепла перекристаллизации известняков в мраморы и тепла скарнообразования. Расчеты показали, что для формирования такой залежи необходимо затратить  $94 \cdot 10^{15}$ , а для формирования крупного месторождения, такого как Тырныауз, потребовалось бы по крайней мере  $8,4 \cdot 10^{18}$  Дж. Для образования грейзеновых и альбититовых месторождений средней величины, с учетом их реальных особенностей, как показали расчеты, необходимы затраты тепла, равные  $32,2 \cdot 10^{15}$  Дж. Расход энергии на создание крупных месторождений грейзеновых и альбититовых руд будет существенно большим и может достичь величины  $n \cdot 10^{18}$  Дж.

Для образования рудного тела в открытой полости гидротермальных месторождений (по аналогичным расчетам)

необходимы затраты тепловой энергии в  $13 \cdot 10^{18}$  Дж.

Таким образом, для формирования гидротермального рудного тела, или месторождения, в открытой полости необходимо тепловой энергии гораздо больше, чем при метасоматическом способе рудообразования.

Тепло, выделяющееся массивом (интрузивом) при остывании, состоит из тепла кристаллизации ядра и тепла его полного остывания до температуры  $200^{\circ}\text{C}$ . Расчеты В. И. Смирнова показали, что интрузивный массив радиусом в 1 км при полном остывании выделит тепловой энергии  $7,2 \cdot 10^{18}$ , а кондукция (тепло, стекающее с поверхности массива, которое может быть использовано при рудообразовании) будет равна  $5,9 \cdot 10^{11}$  Дж. Для сопоставления величины тепла, выделяемого интрузивом, и тепла, необходимого для образования постмагматических рудных месторождений, автор приводит его к удельному значению на  $1 \text{ м}^2$  площади рудных залежей.

Сопоставления В. И. Смирнова показали, что метасоматические рудные месторождения (грейзеновые, альбититовые и скарновые), расположенные непосредственно вокруг интрузивов, могут образовываться за счет кондуктивного тепла, выделяемого остывающим очагом. Для грейзенов и альбититов интрузив должен иметь радиус около 1,5, а для скарнов около 4 км, т. е. только крупные массивы изверженных пород могут обеспечить тепловой энергией образование метасоматических рудных месторождений. Образования же гидротермальных месторождений не способ-

ны обеспечить тепловой энергией даже очень крупные массивы магматических пород.

Выводы, сделанные В. И. Смирновым, достаточно обоснованы и представляют собой крупный вклад в теорию эндогенного рудообразования.

Второй важный вывод В. И. Смирнов сделал о том, что постмагматические (гидротермальные) рудные месторождения могли возникать под действием локальных источников, обеспечивающих мощный и длительный приток тепловой энергии в земную кору. С поисками такой тепловой энергии В. И. Смирнов обратился к общему тепловому полю Земли как наиболее вероятному источнику тепла для эндогенного рудообразования. Постоянный сток внутреннего тепла к поверхности Земли составляет 0,006—0,15 °С/м.

Такое тепло может обеспечить необходимую тепловую энергию в течение длительного времени. Кроме того, «в области развития магматических, в том числе приповерхностных вулканических процессов, геотермальный градиент интенсивно возрастает, геоизотермы резко вздымаются кверху, и в этих условиях уже на глубине в несколько сотен метров температура Земли может достичь нескольких сотен градусов и более». Если эти очаги тепла реализовывались конвективным способом в виде подвижных флюидов, то они могли быть мощным ресурсом тепловой энергии для образования эндогенных рудных месторождений. При этом не обязательно наличие мантийных интрателлурических или сквозьмагматических растворов. Такие очаги тепла могут размещаться в любом интервале глубин.

Известны многочисленные случаи образования локальных подвижных зон и связанных с ними эндогенных месторождений в различные эпохи геологического развития. Это отложения нижнего протерозоя Канады, Восточно-Европейской платформы, Индии, Австралии; палеозоя Урала, Центральной Европы и многие другие. Загадочно выглядят причины локальной аномалии геотермического градиента и связанного с ним потока тепловой энергии.

В. И. Смирнов построил три модели тепломассопереноса: эндотермальную, экзотермальную и смешанную, на которых показал схему конвективных систем гидротермального рудообразования. Эта схема дает представление о

возможных вариантах тепломассопереноса при гидротермальном рудообразовании.

Следует заметить, что под эндогенной группой гидротермальных вод понимают воды магматического и метаморфического происхождения, тогда как внутрикоровые магмы образовались при ультратермализме под влиянием потока глубинных (возможно, подкоровых) вод и вод, высвобождающихся из пород, подвергшихся метаморфизму.

При всей четкости изложения остается неясным, почему автор резко разграничивает образование метасоматических и гидротермальных рудных месторождений, в то время как обе категории месторождений отнесены к одному генетическому типу — постмагматическому, образовавшемуся из гидротермальных растворов. Отличие их состоит в способе рудоотложения — метасоматическом замещении минералов или заполнении пустот в породах.

В. И. Смирнов рассмотрел роль магматических пород в рудообразовании и сделал такие выводы. 1. Массивы магматических пород, прогревающие слоистые комплексы, служили каналами для восходящих глубинных рудообразующих растворов. Из-за малых размеров сами интрузивы не могли быть источником рудообразующих веществ. По этой причине месторождения тяготеют к гранитным полям, являющимся рудопроводящими от расположенных ниже рудогенерирующих масс. 2. Магматические породы прогревают окружающие образования земной коры, создают термальные поля, в которых возникают условия для рудообразования. На прогрессивной стадии этого процесса, когда породы прогревались, рудообразования не происходило; только впоследствии на фоне постепенного снижения температуры на регressiveвой стадии осуществлялось рудообразование.

Роль магматических пород в образовании эндогенных месторождений В. И. Смирновым преувеличена, несмотря на сделанный им же вывод о недостаточности кондуктивной тепловой энергии оставающих массивов для образования метасоматических и гидротермальных месторождений.

На основании анализа энергетических основ постмагматического рудообразования В. И. Смирнов сделал важные выводы: а) кондуктивная теплота массивов магматических пород недостаточ-

на для образования крупных постмагматических и особенно гидротермальных рудных месторождений; б) для образования рудных месторождений тепловая энергия должна поступать в виде мощных конвективных потоков, возникающих за счет внутреннего тепла Земли по тектоническим разломам, интрузивным штокам, дайкам и вулканическим аппаратам; в) магматические массивы создают зональные тепловые поля, регулирующие термальный режим постмагматического рудообразования.

Проведенный В. И. Смирновым анализ энергетического баланса постмагматического рудообразования позволяет сделать общие выводы по рудогенезу.

Магматические очаги не являются источником рудных веществ и растворов; последние сами связаны с глубокими зонами земной коры и образовались под влиянием конвективных потоков внутреннего тепла Земли, возникавших на

различных этапах геологического развития. По этой причине группу метасоматических и жильных месторождений нет оснований называть постмагматическими, к тому же, вероятнее всего, растворы и вещества их являются коровыми, как и сами магматические интрузии. Иначе говоря, рудные месторождения не являются «детьми» магмы и магматических интрузий, а могут быть их «братьями и сестрами».

Рациональнее принять, что для образования этого типа месторождений мобилизовался рудный материал из горных пород глубоких горизонтов земной коры под влиянием растворов, переносивших конвективное тепло.

Все это сближает группу постмагматических месторождений с ультраметаморфическими и частично с метаморфическими (аллохтонными), широко развитыми на щитах и платформах среди метаморфических и гранитизированных пород.

### 1.5. ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Петрологическая модель эндогенного рудообразования предложена А. А. Маракушевым, В. Н. Граменицким и М. Ю. Коротаевым, о чем они писали в 1983 г. Сущность ее состоит в следующем: а) в ходе развития магматизма материнская силикатная магма ликвационно выделяет из своего состава флюидный расплав и гидротермальный раствор; б) подавляющая часть всех металлов, находившихся в материнской магме, селективно концентрируется во флюидном расплаве, и лишь незначительная часть их переходит в гидротермальные растворы или задерживается в материнской магме; в) рудоотложение по этой причине связано главным образом с кристаллизацией флюидного расплава, тогда как гидротермальные растворы способствуют окорудным изменениям пород и могут привести к формированию бедного вкрапленного оруденения.

Основываясь на ряде диаграмм, построенных по экспериментальным данным, авторы рассмотрели возможные модели, теоретически обосновали выделение из любого магматического вещества ликвационного расплава и гидротермального раствора. На примере Sn, Zn, Cu и Mo показана их концентрация во флюидных расплавах; лишь незна-

чительная часть этих металлов переходит в гидротермальные растворы. Авторы модели объясняют такое распределение элементов высоким химическим сродством их с силикатными расплавами, а не с водными растворами.

Отделение флюидных металлоконцентрирующих магм происходит эффективнее с повышением флюидного давления, как это показано авторами на примере карбонатитов.

Было исследовано и формирование грейзенных редкометальных месторождений. Оно состоит из взаимодействия кислого водного флюида, создающего околовильные изменения — грейзенизацию, и высококонцентрированного флюидного расплава, из которого кристаллизовались рудные жилы.

Силикатные, окисные, фосфатные, карбонатные и другие расплавы, по физико-химическим данным, богатые флюидными компонентами, способны концентрировать в себе металлы. Такая концентрация, по мнению вышеуказанных авторов, может возрастать на несколько порядков. Это экспериментально подтверждено на примере Nb, Ta, P, Cr, Fe, Ti и многих других элементов.

Неравномерное, но отчетливое фазовое распределение металлов, возникающее при ликвидации расплавов, отра-

жает контрастность разделения флюидных и петрогенных элементов между ликвационными жидкими фазами. Флюидные рудоносные магмы отделяются на конечных стадиях магматизма и характеризуются более низкими температурами кристаллизации, являясь в сущности постмагматическими. Флюидные расплавы, богатые силикатами, имели высокую плотность (до 2,5 г/см<sup>3</sup>), близкую к силикатным расплавам. Однако высокая подвижность и относительно низкие температуры кристаллизации приближают их к гидротермальным (водным) растворам. Последние имели низкую плотность (0,5—0,9 г/см<sup>3</sup>) и очень высокую подвижность. Они обособляются как самая низкотемпературная часть общей магматической системы.

Выделившиеся две флюидные фазы равновесны с материнским расплавом, при этом только одна из них (флюидная магма) обладает очень высоким химическим сродством с металлами и выступает в виде главного концентратора металлов во всем магматическом процессе. Поэтому образование рудных месторождений генетически связывается с кристаллизацией флюидного расплава (тогда как сопутствующие гидротермальные растворы создают окорудные изменения пород с образованием метасоматической зональности), с которым может быть связано бедное вкрапленное оруденение.

Авторами показана закономерность образования богатых рудных жил (месторождений) и сопряженных с ними метасоматических окологильных преобразований пород. Она вызвана двухфазовым состоянием флюидных рудообразующих систем и неодинаковой способностью концентрировать в себе различные металлы.

В качестве геологического признака двухфазности гидротермального флюида в статье рассмотрена генетическая связь рудных жил, образующихся при кристаллизации концентрированного флюидного расплава, с окологильными метасоматитами кислотного выщелачивания. Эта связь возникла под влиянием кислого водного раствора на вмещающие породы.

В качестве рудообразующего флюида принимаются первичные включения в жилах, как правило, высококонцентрированные, тогда как в метасоматических зонах, в частности в грейзенах, от-

мечаются лишь сравнительно разбавленные газово-жидкие включения, практически не содержащие минералов-узников.

Эта модель эндогенного рудообразования раскрывает более сложные, чем было принято до сих пор, взаимоотношения метасоматитов кислотного выщелачивания и сопряженных с ними рудных жил. При этом собственно рудообразование происходит при кристаллизации рудоконцентрирующего флюидного расплава.

Авторы привели примеры месторождений, которые образовались по описанной петрогенетической модели. Это месторождения хромитов, халькопирит-пентландитовые и титаномагнетитовые, которые и ранее относились к собственно магматическим. Теперь они отнесены к постмагматическому этапу, следующему за консолидацией магм. Однако концентрация рудного вещества относится к более раннему — ликвационному периоду развития магматизма. Такой (ликвационный) способ образования этих месторождений подтвержден экспериментально — под давлением водорода, воды с добавками щелочных карбонатов и фторидов.

Авторы считают также, что в ходе развития магматизма от ультраосновных магм к основным, средним и основным при определенных условиях может происходить отщепление флюидных рудных магм, которые впоследствии обусловливают формирование рудных месторождений. В качестве примера описан известный Бушвельдский расслоенный лапоплит в Южной Африке, в котором чередуются различные по составу рудоносные и безрудные слои. Рудообразование в каждом слое отражает этап ликвационного обособления флюидных рудоносных расплавов. Хромиты образуют шлировые обособления, они отличаются содержанием ликвационных каплевидных глобулей, апатита и карбонатов. Указано также на образование донных залежей норильского типа, когда главная масса рудного вещества отделяется в виде капель в пиритовой магме и опускается к основанию интрузива.

Образование рудных месторождений в карбонатитах тесно связывается с ликвационной дифференциацией, выделением расплавов различного типа, которые обособляются от фельдшпатоидных магм.

Пегматиты рассмотрены в качестве примеров продуктов ликвационного формирования. Пегматиты шлирового типа залегают в материнских гранитах, а жильные — в боковых породах как инъекционные, которые удалены от очагов отщепления соответствующих пегматитовых магм.

Предложенная петрологическая модель эндогенного рудообразования, как указывают авторы, охватывает не все типы рудных месторождений, а только собственно магматические и постмагматические. Однако по своему названию она имеет более общее значение. Под эндогенными понимается большая группа месторождений, образованных за счет внутренней тепловой энергии земного шара. Кроме магматогенных к этому классу относятся и метаморфогенные месторождения, а их образование никак нельзя объяснить только ликвацией материнской магмы.

В многочисленных работах по рудным месторождениям среди собственно магматических давно выделяется подкласс ликвационных. К нему отнесены сульфидные медно-никелевые месторождения в ультраосновных и основных породах. Среди них хорошо известны Норильское, Монча-Тундра, Печенга, а также Содбери в Канаде и др. Ликвация основной и ультраосновной магмы на силикатную и рудную происходила с понижением температуры вследствие ограниченной растворимости сульфидов в силикатной магме. Это подтверждает возможность возникновения богатых металлами ликвационных магм и генетическую связь образования с ними некоторых рудных месторождений. Однако попытка придать этому способу образования более универсальное значение, и не только для ультраосновных и основных магм, но и для кислого магматизма, не обоснована.

Авторы не привели ни одного примера, показывающего возможность ликвации кислой магмы и образования рудных месторождений благодаря кристаллизации рудоконцентрирующих ликва-

ционных магм. Они указали на возможность магматического образования пегматитов, но известная теория образования пегматитов из остаточных кислых магм уже разработана А. Е. Ферсманом, С. С. Смирновым и другими учеными. В послевоенные годы многие учёные пересмотрели магматогенное происхождение пегматитов (Д. С. Коржинский, К. Власов, А. И. Гинзбург, Ю. А. Соколов, В. И. Смирнов). Главным в образовании пегматитов они считают гидротермальные растворы магматогенного и метаморфогенного происхождения. При этом большое значение отводится и метасоматическим процессам.

Совершенно нельзя согласиться в авторами петрологической модели эндогенного рудообразования относительно ничтожной роли водных растворов в рудообразовании. Хорошо известны многочисленные примеры образования жильных, вкрашенных и сплошных стратиформных руд различных металлов (Pb, Zn, U, Fe и др.). Первичные полости в минералах этих руд заполнены газово-водными растворами, которые гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 80—400 °C. Кроме того, имеется большой фактический материал о полигенном происхождении гидротермальных рудных растворов.

Поэтому предложенную модель, в которой главная роль в образовании эндогенных месторождений отводится кристаллизации ликвационно выделившейся рудоносной магмы, можно принять лишь для некоторой части основных и ультраосновных магм и в качестве одной из разновидностей магматического рудообразования. Совершенно необоснованно относить к ликвационному способу образования многочисленные рудные месторождения меди, железа и полиметаллов, залежи которых не находятся во временном и пространственном соотношении с основными или ультраосновными породами. Эти месторождения имеют вулканогенно-осадочное или гидротермально-осадочное происхождение.

## Глава II

### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И УСЛОВИЯХ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

#### II.1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МЕТАМОРФОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

Понятие о метаморфизме пород и возникающих при этом месторождениях мраморов, кровельных сланцев и графита появилось в 20-х годах XVIII ст. и связано с именем французского ученого Ч. Лайеля.

К. И. Богданович один из первых указал на возможность образования месторождений в процессе метаморфизма пород [40]. Н. И. Свитальский [190] к метаморфическим месторождениям отнес железистые роговики и джеспилиты Кривого Рога, КМА и оз. Верхнего. В своем учебнике «Рудные месторождения» В. А. Обручев [160] впервые выделил группу метаморфических месторождений. В 1946 г. П. М. Каниболовский обосновал возможность перераспределения рудного вещества при циркуляции метаморфических растворов и образования таким способом марититовых руд Саксаганского района Кривого Рога [105]. В. С. Домарев [82] показал, что образование медистых песчаников, которые относили к «гидротермальным», является результатом метаморфических изменений первично-осадочных концентраций меди. В работах Я. Н. Белевцева и др. [8—10] показана ведущая роль регионального метаморфизма в формировании богатых руд, локализованных в железорудных толщах докембрия Криворожского бассейна. В этих публикациях впервые на многочисленных примерах доказано, что богатые железные руды сформировались под влиянием процессов метаморфизма железистых пород криворожской серии и в результате концентрации находящегося в этой серии железа. На примере железорудных месторождений Северного района Кривого Рога, медистых песчаников Мангышлака и колчеданных месторождений Урала В. С. Домарев [82, 83] выделил три группы метаморфогенных месторождений: возникшие или преобразованные под влиянием маг-

матической интрузии в контактовом ореоле за счет метаморфизма вмещающих пород, возникшие или преобразованные при процессах регионального метаморфизма и связанные с процессами ультраметаморфизма.

Известны работы зарубежных авторов о метаморфизме и вторичной мобилизации вещества на примере месторождений Витватерсrand и Брокен-Хилл [272], об активизации вещества при тектоническом метаморфизме [256], ассимиляционных процессах при метаморфизме, вследствие которых перераспределялись и концентрировались металлы, рассеянные в осадочных породах [275].

В 60-х годах количество работ по метаморфогенному рудообразованию значительно увеличилось. Открытие на докембрийских щитах и древних платформах урановых, золоторудных, железорудных, полиметаллических и многих других месторождений, локализованных среди метаморфизованных эфузивных и осадочно-эфузивных толщ, еще более заострило вопрос о роли метаморфизма в формировании руд. Проводился широкий комплекс геологических, geoхимических и геофизических исследований, были начаты работы по экспериментальному моделированию процессов метаморфогенного рудообразования. Обобщая полученный материал, Я. Н. Белевцев и другие [14, 16, 30] на основании исследований железорудных месторождений СССР — Кривого Рога, КМА, а также КНР и Индии выделили три генетические группы метаморфогенных месторождений: метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические.

Н. Г. Судовиков [214, 216, 217] обосновал главнейшие критерии метаморфогенного рудообразования — мобилизацию рудных элементов, миграцию, перенос и отложение рудного вещества.

На большом геологическом и аналитическом материале он показал связь гидротермального оруденения в докембрии с гранитизацией пород.

В. С. Домарев [84—86] привел примеры миграции вещества при метаморфизме, обусловившей новое распределение металлов и образование рудных заляжей. Он рассмотрел существующие представления о магматическом (глубинном) происхождении воды и металлов в рудообразующих растворах и сделал вывод, что эти представления недостаточно подтверждены фактическими данными. Им сделан вывод о миграции в растворах металлов, мобилизованных из пород при метаморфизме, переносе их на различные расстояния и образовании минеральных концентраций в виде автохтонных или аллохтонных месторождений.

В отличие от классических взглядов на изохимичность процессов метаморфизма в последние годы все больше появляется материалов о подвижности компонентов, особенно рудных. Так, Г. И. Вертушков [57] указал на вынос железа из зоны гранитизации железистых пород и концентрацию его в благоприятных зонах, В. А. Буряк [42] — на влияние процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации; А. К. Банерджи [2] обосновал метаморфическое образование медных месторождений Массабани в Сингхбхумском рудном районе Индии.

Большое значение для развития исследований метаморфогенного рудообразования в Советском Союзе имело проведенное в мае 1969 г. на Украине (г. Бердянск) I Межведомственное совещание по проблемам метаморфогенного рудообразования. Оно было организовано Секцией рудообразования Отделения наук о Земле АН УССР и Министерством геологии УССР вместе с Советом по рудообразованию Отделения наук о Земле АН СССР. На этом совещании рассматривались основные положения теории метаморфогенного рудообразования на примере железорудных, марганцевых, золоторудных и многих других месторождений в докембрии, и разработан план дальнейших исследований. Выступивший на совещании акад. В. И. Смирнов дал положительную оценку проведенным исследованиям и отметил ведущую роль коллектива украинских геологов в развитии тео-

рии метаморфогенного рудообразования в Советском Союзе.

Это совещание положило начало организованным исследованиям по геологии, физико-химии, термодинамики и экспериментальному моделированию процессов метаморфогенного рудообразования. Было признано, что одной из важнейших практических и теоретических задач следует считать разработку системы признаков, позволяющих определить принадлежность месторождений к группе метаморфогенных и установить их поисковые критерии.

Головной организацией по разработке проблемы метаморфогенного рудообразования был утвержден Сектор металлогении ИГФМ АН УССР.

Для выполнения поставленных задач в Секторе металлогении были значительно расширены экспериментальные работы по метаморфогенному рудообразованию, созданы крупнейшая в стране лаборатория по изучению стабильных изотопов, лаборатория по определению проницаемости пород при конкретных температурах и давлениях, расширено применение методов электронной микроскопии и изучение газово-жидких включений в метаморфических и метасоматических породах, проведены атомно-адсорбционный анализ металлов в растворах, ИК-спектроскопия. Все исследования выполнялись на качественно новом уровне, что способствовало дальнейшему развитию теории метаморфогенного рудообразования и созданию научной школы по метаморфогенному рудообразованию.

Выполняя функции по координации работ, в 1974 г. было проведено II Межведомственное совещание в г. Комсомольск-на-Днепре, в 1979 г.— III Межведомственное совещание в г. Киеве и в 1982 г.— IV совещание в г. Винница. Материалы этих совещаний опубликованы [50, 151, 152].

По решению II совещания специальной комиссией (Я. Н. Белевцев, В. А. Буряк, Б. И. Горошников, В. С. Домарев) была разработана генетическая классификация метаморфогенных месторождений, опубликованная в 1976 г. в СССР и в 1978 г. в США [63, 261].

В 1979 г. была создана Комиссия по метаморфогенному рудообразованию при Научном совете по рудообразованию АН СССР. Она объединила разрозненные группы ученых, занимающихся изучением метаморфогенных месторождений.

рождений, во Всесоюзную научную школу.

Особенно интенсивно изучались метаморфогенные месторождения докембрия в последние десятилетия. По результатам исследований опубликовано множество статей и монографий. В частности, в монографии «Современные проблемы эндогенного рудообразования» [26] приведены экспериментальные данные о мобилизации, переносе и отложении металлов, а также об эффективной пористости и проницаемости пород. В ней показано, что в метасоматически измененных гранитоидах проницаемость становится на порядок выше. В книге «Щелочные метасоматиты докембрия» [134] помещены материалы о миграции вещества при щелочном метасоматозе и показаны условия рудного процесса при региональном метаморфизме. Монография «Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита» [226] освещает особенности сульфидного медно-колчеданного и полиметаллического рудообразования, генетически связанного с развитием процессов регионального метаморфизма. В книге «Структура воды и геологические процессы» [37] раскрываются свойства связанный воды в минералах, высвобождение ее при метаморфизме, а также описывается формирование водных рудообразующих растворов, обладающих высокой растворимостью.

В книге «Метаморфогенное рудообразование» [21] впервые в геологической литературе наиболее полно рассмотрены теоретические основы формирования метаморфогенных месторождений, разработанные по геологическим и экспериментальным данным, а также закономерности размещения эндогенных месторождений на щитах мира и

приведены их отличительные особенности. Миграция рудного вещества при региональном метаморфизме и образование бескорневых рудных месторождений освещены в монографии «Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование» [187], а процессы уранового рудообразования под влиянием низких и высоких фаций — в книге «Геология и генезис месторождений урана в осадочных и метаморфических толщах» [24]. На основании фактического материала в ней показаны мобилизация, перенос и концентрация рудного вещества. Перераспределение урана при процессах метаморфизма и метасоматоза по геологическим и экспериментальным данным описано в монографии «Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия» [108]. Отмечено многократное перераспределение урана в породах, возникшее на различных этапах их метаморфизма и ультраметаморфизма. На основании метаморфогенного генезиса железорудных месторождений и закономерностей их размещения в монографии «Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка» [22] приведена прогнозная оценка запасов железных руд по всем районам Украины, где выявлены железорудные месторождения, а в книге «Метаморфизм и рудообразование» [48] — условия образования и закономерности размещения различных рудных месторождений при метаморфизме углеродсодержащих осадочных пород.

На основании работ последних лет разработаны теоретические основы метаморфогенного рудообразования и определен научно обоснованный подход к оценке перспектив открытия полезных ископаемых на щитах и древних платформах.

## П.2. МОТИВЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ МЕТАМОРФОГЕННОГО КЛАССА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как показала мировая геологическая наука, определение генетической группы, или класса, месторождений должно исходить из основных геологических процессов, с которыми связано образование месторождений. Известны три главнейшие генетические группы горных пород: магматические, осадочные и метаморфические. Каждая сформировалась в определенных геологических и термодинамических условиях, вызывав-

ших соответствующие минерало- и рудообразования. В результате магматических процессов формировались не только различные породы (кислые, основные, ультраосновные, щелочные), но и отвечающие им магматогенные рудные месторождения — собственно магматические, пегматитовые, скарновые, плутоно-гидротермальные. Образование большей и разнообразной группы осадочных (экзогенных) пород (известня-

ков, песчаников, глинистых сланцев) сопровождалось формированием пластовых (экзогенных) месторождений железных, марганцевых, сульфидных и многих других руд.

Метаморфизм, вызвавший преобразование осадочных, вулканогенных и магматических пород, был одним из основных геологических процессов при формировании земной коры. Он проходил в эндогенных условиях с различными термодинамическими параметрами, которым отвечают минеральные парагенезисы пород, положенные в основу определения уровня метаморфизма или метаморфических фаций. Динамотермальный (региональный) метаморфизм и ультраметаморфизм привели к превращению осадочных и вулканогенных пород в метаморфические и ультраметаморфические — кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, анатектиты и граниты. Метаморфизм вызвал широкую миграцию породо- и рудообразующих элементов, во многих случаях обусловившую возникновение рудных скоплений, достигающих размеров промышленных месторождений. Поэтому метаморфогенные месторождения следует рассматривать в качестве самостоятельного класса, так как они наравне с магматогенными или осадочными (экзогенными) генетически связаны с одним из основных геологических процессов, приведших к **образованию метаморфических пород**.

Сложным и еще не установленным является понятие «метаморфогенные месторождения». Оно может быть очень емким. К этой категории относятся месторождения, образование которых вызвано протометаморфизмом (метаморфизмом погружения), региональным динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

**Метаморфогенными рудными месторождениями** являются первичные скопления металлов в осадочных и вулканогенных породах, которые в процессе динамотермального метаморфизма или ультраметаморфизма интенсивно изменились — перекристаллизовались (приобрели необходимые технологические свойства) или образовались вследствие обособления рудного вещества, рассеянного в метаморфизуемых породах.

Метаморфогенные месторождения включают широкую группу рудных скоплений, образовавшихся на значительных глубинах под влиянием таких фак-

торов, как температура, давление и минерализованные растворы, достигающие уровня эндогенных процессов. С геологических позиций метаморфогенные месторождения своим происхождением обязаны накоплению металлов при седиментации или вулканической деятельности, региональному метаморфизму и ультраметаморфизму. Таким образом, по характеру рудообразующих факторов метаморфогенные месторождения должны относиться к разряду эндогенных, несмотря на то, что для метаморфизованных и некоторой части собственно метаморфических месторождений решающее значение имело первичное осадочно-вулканогенное накопление металлов в виде микrorудных фаций.

В настоящее время отчетливо выделяются **метаморфизованные и метаморфические** месторождения, генетически связанные с региональным динамотермальным метаморфизмом. Они обычно расположены среди метаморфических пород и парагенезисом своих минералов отражают уровень метаморфизма. Несколько сложнее отличить месторождения, связанные с процессами ультраметаморфизма, от плутоно-гидротермальных, так как последние в широком генетическом смысле являются следствием процессов ультраметаморфизма. Ультраметаморфические месторождения обычно находятся среди гранитизированных пород амфиболитовой или зеленосланцевой ступеней метаморфизма. Приурочены они к региональным зонам разломов и размещаются в них независимо от гранитоидных массивов. Значительно труднее отличить месторождения, связанные с протометаморфизмом или метаморфизмом погружения, от тектонических, образовавшихся под влиянием глубинной циркуляции горячих водозных вод.

На основании сказанного можно наметить направления, по которым должно идти дальнейшее изучение метаморфогенных месторождений. Это **геологические** (геологические условия образования метаморфогенных месторождений) и **физико-химические** (термодинамика рудообразующих растворов, формы переноса рудного материала и условия его отложения). Решение их, как и разработка всей теории метаморфогенного рудообразования, базируется на геологических и экспериментальных материалах.

Путь к пониманию природы образования метаморфогенных месторождений лежит через раскрытие сущности геологических процессов на кристаллических щитах, к которым приурочена подавляющая часть месторождений метаморфогенного происхождения. Известный исследователь рудных месторождений Д. И. Щербаков [252] писал: «Для создания современного учения о рудных

месторождениях надо разработать принципиально новые теоретические основы геологии, так как старые воззрения во многом себя исчерпали». Поэтому особое внимание следует уделять новым представлениям о геологическом развитии докембра. Эти представления будут способствовать раскрытию генетических условий образования метаморфогенных месторождений.

### П.3. ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Метаморфогенные месторождения отличаются от магматогенных и экзогенных по таким признакам:

Рудные залежи метаморфизованных и автохтонно-метаморфических месторождений размещаются среди метаморфических пород одинаковых или близких метаморфических фаций, развитых на больших пространствах щитов и фундаментов платформ.

Минеральный состав рудных залежей этих месторождений аналогичен составу вмещающих пород, а околоврудных изменений нет. Так, среди магнетит-кварцевых роговиков или джеспилитов залегают рудные залежи, сложенные преимущественно магнетитом; среди углисто-кремнистых сланцев размещаются урановые руды того же минерального состава, только с более высокой концентрацией урана; среди кварцитов, содержащих золотоносные сульфиды, залегают золоторудные месторождения. Залежи такого типа отличаются от вмещающих пород только более высоким содержанием рудных минералов. В этих случаях главные минеральные ассоциации в породах и рудах одновозрастны и принадлежат одним и тем же минеральным фациям.

Руды этих месторождений содержат такой же набор химических элементов, как и вмещающие породы. Поэтому при образовании метаморфизованных и автохтонно-метаморфических месторождений новые элементы по сравнению с окружающими породами в руду не привносились, а перераспределялись в ней.

Рудные залежи не выходят за пределы горизонтов вмещающих пород, аналогичных по составу этим залежам. Преобладают пластовые рудные залежи.

Парагенезисы рудных инерудных минералов одновозрастны и однотипны с вмещающими породами.

Размещение рудных залежей и месторождений обусловлено послойными складчато-трещинными структурами. Разрывные нарушения и даже трещины отдельностей обычно являются пострудными. Отмечается строгое согласование рудообразующего процесса в пространстве и времени со складкообразованием.

Размещение месторождений определяется составом вмещающих пород и уровнем их метаморфизма.

Эти и другие особенности достаточно четко отличают метаморфизованные и

автохтонно-метаморфические месторождения от магматогенных или экзогенных.

Ультраметаморфические и аллохтонно-метаморфические месторождения в большинстве случаев также отличаются по ряду особенностей от постмагматических (плутоно-гидротермальных). Размещение залежей этих месторождений обычно контролируется протяженными складчато-трещинными структурами, которые нередко приурочены к относительно узким участкам смятия — милинитам, катаклазитам, бластомилонитам. Такие рудоносные зоны часто протягиваются на десятки и даже сотни километров среди метаморфических и ультраметаморфических пород.

Фронт метасоматитов обычно достаточно широк и приводит к коренному изменению вмещающих пород, а рудные образования занимают в нем относительно небольшое место. Характерны зоны щелочного метасоматоза с образованием микроклинитов, альбититов, эгиринитов и других ощелоченных пород; зоны кальций-углекислого метасоматоза с образованием областей доломитизированных, сидеритизированных, анкеритизированных пород; зоны силификации с полями окварцевания или вторичных кварцитов.

Месторождения размещаются преимущественно среди метаморфических пород или в полях гранитизации. При этом интрузии, как правило, более поздние, чем метаморфизм и рудообразование.

Эти особенности также являются основанием для выделения среди эндогенных месторождений самостоятельного класса — метаморфогенных.

Формированию метаморфогенных месторождений способствуют благоприятные для локализации руд геологические, структурные, вещественные, петрологи-

ческие и геохимические факторы. В одних случаях метаморфогенное рудообразование выражается просто в преобразовании исходных концентраций химических элементов и минералов в иные минеральные ассоциации без существенного изменения их химического состава, в других — в концентрации полезных компонентов (элементов) или создании промышленно ценных минералов как за счет локального перемещения вещества (в пределах пласта, пачки, рудного тела), так и за счет привносимого с сопредельных геологических территорий, с более глубоких уровней метаморфизуемых пород, а также с более глубинных зон земли по различным зонам повышенной проницаемости.

Месторождения, в которых вещество рудного тела сформировалось из нескольких источников, являются полигеннымми независимо от того, происходил ли привнос одновременно и совместно или осуществлялся в несколько этапов.

Формирование метаморфогенного месторождения, осуществившееся под воздействием нескольких этапов или различных типов метаморфизма, носит характер полиметаморфического. Метаморфогенные месторождения являются составной частью вмещающих их метаморфических образований (толщ, комплексов, пород, метаморфических поясов, зон).

Сингенетичный характер месторождений и вмещающих пород относительно рудоформирующего метаморфизма обусловил минеральные ассоциации, соответствующие по генетическим и возрастным особенностям, а также физико-химическим характеристикам одним и тем же критериям и условиям метаморфизма: характеру, фациям, степеням, типам, последовательности.

Если рудоформирующий метаморфизм является наложенным, то парагенетические минеральные ассоциации рудных тел и непосредственно вмещающих (окорудных) пород в большинстве случаев не соответствуют парагенезисам минералов пород метаморфической толщи, отражая различия в физико-химических и вещественных условиях их формирования. Они более высокотемпературны при прогрессивном наложенном метаморфизме и более низкотемпературны — при регressivem. Во вмещающих породах и рудном теле

нередко первичные и вторичные минералы вступают в реакции между собой.

Окорудных изменений (в обычном понятии этого термина) нет, однако в местах проявления ультраметаморфизма и регressivem метаморфизма (гидротермального метаморфизма, диафтореза), которые характеризуются широким проявлением метасоматоза, широко развиты метасоматические зоны, отделяющие рудные тела от неизмененных пород. Нередко одна или несколько таких зон интересны в промышленном отношении, т. е. являются метаморфогенными месторождениями.

В толщах, испытавших региональный метаморфизм, руды метаморфогенных месторождений отличаются от вмещающих их метаморфических пород только количественными соотношениями рудных минералов. Характерно, что минеральный состав рудных залежей метаморфогенных месторождений во многом аналогичен таковому вмещающих пород [21]. Так, среди магнетитовых кварцитов залегают магнетитовые рудные залежи, среди амфибол-магнетитовых или пироксен-магнетитовых гнейсов и сланцев — амфибол-магнетитовые или пироксен-магнетитовые руды; в толщах, включающих золоторудные или свинцово-цинковые стратиформные месторождения, отмечается относительно обильная вкрашенность самородного золота, галенита, сфалерита; флогопитовые месторождения размещены в флогопитоносных скарнах и т. п.

Метаморфогенные месторождения одного и того же генетического типа и вещественного состава значительны по размерам и количеству рудного вещества, относительно выдержаны по минеральному и химическому составу, а также по структурно-текстурным и технологическим особенностям руд. Они достаточно велики по размерам и запасам минерального сырья (крупнообъемные месторождения) и, как правило, распространены группами в пределах крупных геологических структур (железные руды КМА, Кривого Рога, Алданского щита; свинцово-цинковые, медные месторождения южного обрамления Сибирской платформы).

Метаморфические комплексы [128] имеют четкую метаморфогенно-минерагеническую (метаморфогенно-металлогеническую) специализацию — определенную приуроченность конкретных ассоциаций месторождений полезных

ископаемых к толщам определенного вещественного состава, видов и степени метаморфизма, до- и синрудных деформаций.

Исходная обогащенность дометаморфических пород конкретным химическим элементом, или их ассоциацией, обусловили то, что при многоэтапном метаморфизме в этих толщах создаются различные по генезису и времени формирования месторождения близкого химического состава, т. е. метаморфогенные концентрации определенных элементов и ассоциаций (Al, Fe, Mn, С и др.) носят «сквозной», изовещественный характер [129].

Продукты метаморфизма геологических образований — метаморфогенные месторождения — являются эндогенными.

По приведенным критериям, являющимся основными типоморфными признаками [16, 21, 26, 48, 130], достаточно четко отличают класс метаморфогенных месторождений от классов магматогенных, седиментогенных и гипергенных. Между этими классами имеются переходные разности, на генезис которых воздействовали два сопряженных процесса, сочетающихся по-разному в пространстве и времени. По генетической природе эти месторождения относятся уже к полигенным, хотя их генетическая принадлежность может быть атрибутирована четче, исходя из решающей рудоформирующей роли конкретного процесса.

Магматогенные и метаморфогенные образования, как и месторождения этого класса, сочетаются главным образом в двух случаях.

1. При наличии термических (контактовый термический метаморфизм, тепловой около- и надинтрузивный поток) и химических (метасоматоз, грейзенизация, скарнирование, гидротермальный метаморфизм) факторов. Магматический расплав в процессе внедрения, изменения и становления, а также продукты его дифференциации (пневматолиты, гидротермы, газы, диффузии вещества), воздействуя на вмещающие породы различной генетической природы, приводят к метаморфизму, а нередко и к возникновению месторождений. В данном случае правомочно рассматривать эти месторождения в целом как магматогенно-метаморфогенные, а более четко границу между ними как собственно магматогенными и собственно ме-

таморфогенными образованиями целесообразно проводить по характеру генетической природы основной массы рудного вещества.

Если рудное вещество явно происходит из магматического тела и продуктов его дифференциации, что устанавливается прямо или косвенно (достоверно), то образуются магматогенные месторождения (полиметаллические скарны в безрудных известняках, редкометальные грейзены в гнейсо-сланцевых и других безрудных породах), и они связаны с магматической залежью генетически и пространственно. Если же практически ценные компоненты полностью или в значительной мере происходят из вмещающих толщ, то формируются уже метаморфогенные месторождения (мраморов, бруцитов в карбонатных породах, родонитов в марганцевых толщах, флогопитовых и железорудных скарнов в магнезиально-железистых толщах, мусковитовых пегматитов в гранитизированных породах и т. п.).

2. Магматические породы и сопряженные с ними месторождения магматогенного класса нередко подвергаются метаморфизму того или иного типа, прогрессивного или регressiveного характера по отношению к физико-химическим параметрам минеральных ассоциаций магматических образований.

Если метаморфизм обуславливает существенные (химические, минералогические, структурные, текстурные, морфологические) преобразования магматогенных месторождений и вмещающих их пород и при этом теряются их первичные структурно-вещественные характеристики, то такие первично магматогенные месторождения переходят в класс метаморфогенных. Примером могут служить метаморфогенные месторождения медно-никелевых руд в ультрабазитах и базитах Кольского п-ова [140], апатит-ильменитовые руды в аортозитах Становой складчатой области [169] и др.

Метаморфогенными, несомненно, являются месторождения, формирование которых целиком обусловлено метаморфизмом магматических пород, которые содержали в дометаморфическом состоянии повышенные концентрации полезных компонентов или минералов и имеют неблагоприятные промышленные характеристики (рассеянность, крупность, кристаллическое состояние).

Однако концентрации ценных элементов и минералов — продукты автометаморфизма или постмагматической деятельности — когда и рудное вещество, и рудоформирующие растворы происходят непосредственно из магматического тела, хотя они и локализуются в метаморфизованных породах, естественно, относятся к магматогенным.

Осадочные и вулканогенно-осадочные породы в той или иной геологической ситуации претерпевают метаморфизм, переходя в метаморфические толщи. При этом концентрации полезных компонентов, находящиеся в них, преобразуются в метаморфогенные (метаморфизованные) месторождения. В других случаях метаморфизм за счет первично рассеянного в исходных породах вещества обуславливает новые концентрации полезных минералов и элементов — метаморфические месторождения.

Проведение границы между собственно осадочными, вулканогенно-осадочными толщами и метаморфическими породами, возникшими из этих образований, является крайне дискуссионным, так как переходы между ними в ряде случаев нечеткие, обусловленные наличием зоны эпигенеза, которую одни ученые считают процессом преобразования седиментогенных пород, другие — процессом низкотемпературного метаморфизма.

Авторы данной работы, в значительной мере разделяя точку зрения А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова [121], Н. В. Логвиненко [137], Н. Л. Добрецова и др. [80], считают, что седиментогенные породы, несущие интенсивные вещественные преобразования, происходившие при температуре выше 100 °C и обусловившие создание новых минералов и их ассоциаций, полное преобразование первичных глинистых минералов в более крупные агрегаты хлорита, пирофиллита, мусковита и других слюд, перекристаллизацию с укрупнением кремнистого, карбонатного и иного цемента, а также других составных частей породы (как и миграцию, и перераспределение петрогенных летучих и рудных компонентов, которые соответствуют цеолитовой фации [232]), являются уже метаморфическими образованиями. Концентрации же полезных ископаемых, существовавшие в них ранее и в определенной мере преобразованные или возникшие при названных процес-

сах, являются метаморфогенными месторождениями.

К метаморфогенным месторождениям причисляются также формирования полезных компонентов, возникшие среди толщ пород регионального эпигенеза за счет проникновения в них по зонам повышенной проницаемости (зонам разломов, трещиноватости, сложной складчатости) глубинных или метеорных термальных растворов с  $t > 100$  °C, и отложения рудных концентраций. При этом обязательно наличие и в рудном теле, и во вмещающих породах минеральных ассоциаций, отвечающих РТ-условиям метаморфических фаций; сами же растворы не должны иметь прямой или косвенной связи с магматическими телами.

Влияние метаморфизма на продукты гипергенеза (кор выветривания, зон окисления, выщелачивания) во многом сходно с таковым на седиментогенные породы и распространенные в них месторождения.

Как форма взаимодействия гипергенеза и метаморфизма особый интерес представляют низкотемпературные метаморфогенные месторождения телетермального (фильтрационного) типа, которые образовались посредством циркуляции подземных вод в зонах низкотемпературного (дозеленосланцевого) метаморфизма эпигенеза с  $t > 100$  °C. Эти воды, активно обогащаясь полезными компонентами в зоне гипергенеза и эпигенеза, переотлагают вещества в благоприятных по литолого-структурным и вещественным особенностям метаморфизуемых толщах вследствие изменения физико-химических параметров. По условиям образования ( $P$  и  $T$ ) они подразделяются на глубинно-фильтрационные и малоглубинно-фильтрационные метаморфогенного класса [20].

Вместе с тем наблюдается и «обратная связь», когда воздействию гипергенеза подвергаются метаморфические породы и заключенные в них метаморфогенные месторождения. При этом создаются сложные соотношения первичных и вторичных накоплений — развитие окисных соединений марганца по гондитам (Индия), богатых железных руд по железистым кварцитам (Украина, КМА) и др. Поэтому если предметом промышленной разработки являются вторичные продукты, то и месторождения должны относиться к группе ме-

таморфогенных, измененных гипергенезом.

Сложный характер носит метаморфизм различных типов и степеней, проявленный неоднократно. Особенно сложно развитие в регионально метаморфизованных комплексах контактового и гидротермального метаморфизма, ультраметаморфизма и динамометаморфизма. Однако здесь вопрос уже не о природе месторождений (они, несомненно, метаморфогенные), а о роли каждого этапа в их создании. Такие метаморфогенные месторождения носят полиметаморфический характер.

Взаимодействие описанных главных процессов минерало-, породо- и рудообразования (и применительно к метаморфизму) приводит не только к концентрации вещества или к благоприятному преобразованию минералов (гематита в магнетит, углистого вещества в графит, известняков в мраморы и т. п.), т. е. к формированию месторождений, но и к рассеянию вещества или к неблагоприятному минералообразованию, т. е. к ухудшению промышленных характеристик месторождений или вовсе к ликвидации последних. Примером такой ликвидации может служить преобразование значимых оксидных соединений марганца (псиломелана, браунита, гаусманита) в марганцевые силикаты, за исключением образования в этом случае монолитных залежей родонита — ценного поделочного камня [128, 129]. Такой же характер носит преобразование каолина, пирофиллита, бокситовых минералов в силлиманит, кианит, корунд.

Итак, метаморфогенные месторождения — это четко означеный генетический класс важнейших промышленных концентраций минерального сырья, стоящий в ряду других генетических классов месторождений: магматогенных, седиментогенных и гипергенных. В соответствии с этим типоморфные особенности метаморфогенного класса рудных месторождений, т. е. их генетически обусловленные особенности, кроме приведенных, характеризуются следующими критериями.

**Генетическая природа:** метаморфогенные месторождения являются продуктом метаморфизма пород и образований любого генетического типа, при котором произошло либо минеральное преобразование первичных скоплений ценно-

го вещества, либо концентрация полезных веществ и элементов.

**Геологическое положение** — всегда размещены в метаморфических комплексах, испытавших преобразования различного типа, степени и проявленности.

**Вмещающие породы** — исключительно метаморфизованные толщи разнообразного строения и вещественного состава.

Взаимоотношения вмещающих пород и рудных тел разнообразные, переходы резкие или постепенные, либо они осуществляются через переходные зоны. Граница между ними, как правило, определяется требованиями промышленности в настоящий момент к особенностям содержания и технологическим свойствам практически ценных компонентов.

**Околорудных изменений** в месторождениях, созданных региональным метаморфизмом, нет. В ультраметаморфогенных месторождениях могут быть метасоматические зоны, разделяющие рудные тела и вмещающие породы, но они по петролого-минералогическим характеристикам сходны и с теми, и с другими. В постультраметаморфических, гидротермально-метаморфических, контактово-метаморфогенных и других типах месторождений, сформированных в процессе наложенного метаморфизма, вмещающие породы, околорудные минеральные агрегаты и рудные залежи могут иметь различные петролого-минералогические и физико-химические характеристики.

**Размеры месторождений** весьма разнообразны: от мелких до уникальных. Как правило, преобладают последние.

**Форма рудных тел** крайне разнообразна: стратиформные залежи, метасоматические зоны (в широком понятии), контактово-метаморфические ореолы, жилы, тела с рудной вкрапленностью, тела неправильной формы и т. д.

**Распределение полезных компонентов** компактное, вкрапленное, полосчатое, линзообразное, сегрегационное, сложное. Обычно содержание полезного компонента в метаморфогенных месторождениях определяется на значимую массу (объем) рудного тела.

**Взаимоотношения рудных инерудных минералов** по форме самое различное: от простых минеральных агрегатов с ровными поверхностями сочленения до весьма сложных по форме и количе-

ственному сочетанию компонентов минеральных срастаний. В ряде случаев ценный элемент может входить в качестве изоморфной или дисперсной примеси в рудные и нерудные минералы.

**Источники рудного вещества** также различны. Рудное вещество а) представляет собой первичные седиментогенные, гипергенные, магматогенные и метаморфогенные концентрации; б) мобилизуется из метаморфизуемой толщи (призмы), мигрирует и локализуется в благоприятной среде; в) привносится из глубоких коровых и подкоровых горизонтов; г) транспортируется метеорными водами с поверхности земли, из зон гипергенеза, активного вулканизма и катагенеза в области низкотемпературного метаморфизма; д) имеет смешанный характер за счет перечисленных источников.

Можно привести и другие типоморфные признаки метаморфогенных месторождений, а изложенные — более детализовать. Однако не подлежит сомнению тот факт, что по типоморфным особенностям метаморфогенные месторождения можно однозначно отличать от других классов месторождений, за исключением тех случаев, когда имеет место сочетание различных по генетической природе процессов: метаморфизма и магматизма, метаморфизма и седиментогенеза, метаморфизма и гипергенеза.

Выделение и изучение класса метаморфогенных месторождений и эндогенной минерагении является важным перспективным направлением в познании процессов развития земной коры и геохимии ее вещественных составляющих.

Создание теории метаморфогенного рудообразования (минерагении) обусловило и формирование научных основ прогнозирования, поисков и разведки метаморфогенных месторождений на всех этапах геологоразведочных работ не только на поверхности, но и на глубинах. Естественно, только научные интересы не определяют всей значимости этого направления в учении о полезных ископаемых. Прежде всего, в его основе лежит то, что в мировой хозяйственной деятельности все больше и больше используются разнообразные по веществу, крупные и уникальные по запасам сырья метаморфогенные месторождения железа, золота, урана, свинца, цинка, никеля, кобальта, других металлов и нерудных полезных ископаемых,

которые уже сейчас в мировом балансе минерального сырья (без нефти и угля) по объему добычи и стоимости составляют значительно более половины.

Практическая значимость метаморфогенных месторождений все время возрастает, поскольку в сферу промышленного освоения вовлекаются месторождения с относительно бедными содержаниями, но с крупными запасами рудного сырья — так называемые крупнообъемные. Примерами могут служить месторождения железистых магнетитовых кварцитов с содержанием железа свыше 10 %, медиистых песчаников с содержанием меди от 0,3 % и выше, золотоносных сланцев с содержанием золота от 2 г/т и другие, обеспечивающие по запасам работу предприятия на десятки и даже сотни лет. Именно такого типа месторождения чаще всего формируются при широко проявленном в пространстве метаморфизме осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных, магматогенных и метаморфических комплексов, прежде всего докембрийского возраста, и обычно продуктивных формаций (черносланцевых, терригенно-карбонатных, зеленокаменных, конгломератных, высокоглиноземистых, кремнистых).

Сравнительная характеристика метаморфогенного и постмагматического оруднения, проведенная В. А. Буряком, представляется следующим образом.

Метаморфогенно - гидротермальное оруднение развито в толщах, слагающих заложенные на мощной сиалической коре зональные метаморфические пояса и купола, в том числе древние «зеленокаменные пояса» типа окаймленных куполов, развивающиеся вдоль глубинных разломов в пределах миогеосинклинальных частей складчатых областей по осадочным и вулканогенно-осадочным породам (прогрессивный ряд метаморфических фаций) или непосредственно по кристаллическим породам фундамента и основания окружающих платформ и щитов (ретрессивный ряд метаморфических фаций). Формование метаморфических поясов, куполов и оруднения происходит на собственно геосинклинальном, точнее, позднегеосинклинальном (инверсионном) этапе развития складчатых областей.

Постмагматически - гидротермальное оруднение наблюдается в комплексах, входящих в состав гетерогенных, преимущественно эвгеосинклинальных,

частично мио-геосинклинальных зон складчатых областей, зон активизации областей завершенной складчатости, активизированных срединных массивов, вулкано-плутонических поясов. Оно формировалось на поздне-, главным образом постгеосинклинальном (заключительном орогенном) этапе развития складчатых областей и зон активизации.

Метаморфогенно - гидротермальное оруденение в пространственном, временном и генетическом отношении связано с процессами зонального регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, развитого в зональных метаморфических куполах и поясах. Эти структуры формируются вследствие поступления по зонам глубинных разломов мантийного метаморфизующего теплового потока (трансмагматических флюидов), опережающего внедрение основных мантийных расплавов.

Связи постмагматически-гидротермального оруденения с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма не отмечается.

Для метаморфогенно-гидротермально-го оруденения хорошо выражена зависимость интенсивности и минерального состава рудных образований от степени метаморфизма вмещающих пород; различные фациальные парагенетические минеральные комплексы руд развиты в различных фациях метаморфизма, причем высокотемпературное оруденение — в высокотемпературных фациях, низкотемпературное — в низкотемпературных. Однотипное постмагматически-гидротермальное оруденение может развиваться в породах различных степеней метаморфизма.

Метаморфогенно - гидротермальное оруденение имеет тесную генетическую связь с процессами метасоматической гранитизации. Генетической связи с интрузивным магматизмом или дайковыми комплексами и малыми интрузиями нет. Они пострудные. В противоположность этому постмагматически-гидротермальное оруденение генетически и парагенетически тесно связано с интрузивными гранитоидами, прежде всего с дифференциатами гранодиоритового ряда симатического или мантийного происхождения. Характерна для него тесная связь с дайковыми комплексами и «малыми интрузиями».

Влияние исходного состава вмещающих пород на интенсивность и состав

жильной и рудной минерализации метаморфогенно-гидротермальных образований выражено очень четко — как для рудных, так и для жильных минералов (особенно в качественном отношении). В местах проявления постмагматически-гидротермального оруденения эта связь хорошо выражена обычно только для жильных минералов и слабо — для рудной минерализации.

Качественные составы элементов-примесей рудных метаморфогенно-гидротермальных тел и исходных вмещающих толщ обычно одинаковы, различия заключаются преимущественно в их количественном содержании. Для постмагматически-гидротермальных рудных формирований и вмещающих их пород этот показатель обычно различен как в качественном, так и в количественном отношении.

Стадийность минералообразования метаморфогенно-гидротермального оруденения отсутствует или выражена очень слабо; если развиты разностадийные образования, то пространственно они преимущественно разобщены. В постмагматически-гидротермальном оруденении это явление, как правило, выражено хорошо; характерно пространственное совмещение разностадийных образований.

В местах распространения метаморфогенно-гидротермального оруденения характер контрастности, зональности в размещении оруденения по мере перехода от региональной зональности к зональности отдельных рудных тел постепенно изменяется от неконтрастной до контрастной. Эти же показатели для постмагматически-гидротермальных образований изменяются в обратном направлении: от контрастной и весьма контрастной региональной зональности до неконтрастной зональности отдельных рудных тел.

Метаморфогенно - гидротермальное оруденение формируется преимущественно на больших глубинах, частично на умеренных и в редких случаях на небольших. Постмагматически-гидротермальные рудные образования формируются обычно на небольших, частично умеренных глубинах.

Температурное поле в местах развития метаморфогенно-гидротермального рудообразования устойчиво во времени и пространстве; градиенты  $P$  и  $T$  очень незначительны. В связи с этим руды здесь преимущественно бедные, некон-

трастные, образуют минерализованные зоны крупных размеров. Постмагматически-гидротермальные образования характеризуются большими градиентами температур во времени и пространстве. Поэтому руды такого рода преимущественно богаче, контрастнее, а рудные тела значительно меньших размеров.

Возраст большей части метаморфогенно-гидротермального оруденения в основном докембрийский, меньшей части — палеозойский, редко мезозойский; возраст постмагматически-гидротермального рудообразования преимущественно фанерозойский.

Метаморфогенно - гидротермальное оруденение от «рудогенерирующих» гранитов и зон ультраметаморфизма размещено на значительном расстоянии (до 30 км и более), за исключением пегматитов и высокотемпературных метасоматитов. Постмагматически-гидротермальные руды локализуются в эндогенных контактах «рудогенерирующих» гранитных массивов или на небольшом расстоянии от них.

В структурном отношении метаморфогенно-гидротермальное оруденение вмещает скрытые зоны глубинных разломов (они хорошо проявлены в основании складчатых поясов в виде разрывов, а в верхнем рудовмещающем ярусе — в виде усложнений пликативных структур), складки и разрывы, сопряженные с позднескладчатым этапом деформаций. Постскладчатые разрывы — пострудные. В региональном плане основными рудовмещающими складчатыми структурами являются прогибы синклиниорного типа и синклиниории, существенно усложненные и переработанные на инверсионном и орогенном этапах.

Рудовмещающие структуры для постмагматически-гидротермального оруденения по характеру различные. Это хорошо проявленные крупные разломы и более мелкие разрывы, наложенные на

складчатость. В региональном и более локальном плане рудовмещающими являются сложнопостроенные антиклинарии, антиклинальные складки, приподнятые срединные массивы, а также блоки.

Состав метаморфогенно-гидротермальных руд в основном простой, малосульфидный (для кварцевых жил); характерна рассеянная прожилково-вкрашенная дожильная сульфидная, в том числе золотоносная и полиметаллическая минерализация во вмещающих жилы породах. Состав же постмагматически-гидротермальных образований различный: часто сложный, полиминеральный, с повышенным содержанием сульфидов. Во вмещающих породах сульфидная минерализация преимущественно слабее. Она синхронна с жилами или завершает их развитие.

Текстуры жильных тел и метаморфогенно-гидротермальных руд главным образом метасоматические (реликто-, вкраленно- и гнейсовидно-полосчатые, плойчатые, массивные). Для жильных тел и прожилков характерны сложногизогнутые, пигматитообразные формы наряду с седловидными, простыми и сложноветвящимися жилами и прожилками. Постмагматически-гидротермальным рудам и жильным телам свойственны текстуры метасоматические и выполнения (брекчевые, друзовые, друзовые жеодовые, крустифицированные, массивные, полосчатые).

Степень родства минеральных ассоциаций метаморфогенно-гидротермальных рудных тел и вмещающих их пород обычно изофациальная или близкая к таковой; для постмагматически-гидротермальных руд и вмещающих их пород это родство не изофациально.

Таким образом, между метаморфогенно-гидротермальным и постмагматически-гидротермальным оруденениями имеются существенные и многообразные различия.

## Глава III

### РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ, МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Докембрийские породы древних щитов образованы или изменены метаморфизмом, т. е. эндогенными процессами преобразования магматических, осадочных и метаморфических пород под влиянием теплового, динамического и флюидного полей в земной коре.

Наибольшие объемы метаморфических пород образуются в подвижных (геосинклинальных) областях земной коры. Метаморфизм, связанный с глубинными региональными или глобальными источниками эндогенных полей, называют региональным, или орогенным. Интервал  $PT$ -условий регионального метаморфизма составляет 200—1000 МПа и 300—1000 °С; флюидный режим метаморфизма также может колебаться от восстановительных условий (поле устойчивости вюстита) до окислительных (поле устойчивости гематита), от водного до безводного или углекислого флюида [58, 59, 70, 80, 114, 141, 142, 147, 171, 172, 232, 233].

Вероятно, нет смысла повторять основные положения учения о процессах регионального метаморфизма. Важнее изложить свое отношение к ним.

К общепринятым положениям относится связь регионального метаморфизма с орогенным или завершающим этапом формирования складчатой области, во время которого в земной коре развиваются высокие давления и температуры и происходит метаморфическое порообразование на фоне пластических деформаций в толщах, что облегчает доступ флюида на все участки породы. Такие процессы характерны для прогрессивного, или максимального, метаморфизма, при котором сохраняются сплошность пород и, по мнению большинства ученых, слабая их проникаемость для флюидных потоков.

Диффузия петрогенных компонентов через межпоровый флюид, составляющий первые проценты объема твердых

метаморфических пород, имеет ограниченный масштаб, достаточный для завершения химических реакций в элементарных объемах этих пород (пластинах, пропластках) с образованием равновесных минеральных ассоциаций, но недостаточный для переноса компонентов через границы пластов разного состава. Изменение  $PT$ -условий смешает эти реакции, изменения минеральные парagenезисы, но из-за отсутствия существенной инфильтрации флюидов в метаморфической толще валовой химический состав пород остается почти постоянным (исключая газы). Таков постулат об изохимическом прогрессивном метаморфизме осадочно-вулканогенных толщ. Он принимается многими исследователями, поскольку обычно наблюдается сохранение первичного состава и многих структурно-текстурных особенностей метаморфизованных осадков и вулканитов, а также поверхностей напластования между пластами и слойками разного состава. Все первичные особенности осадочно-вулканогенных толщ при сквозной инфильтрации флюидов через метаморфическую толщу неизбежно бы исчезали, и резкие контакты между пластами разного состава были бы невозможны, так как происходило бы выравнивание состава толщи в пределах метасоматической зоны. Таким образом, пластины пород разного состава на прогрессивном этапе метаморфизма можно рассматривать как закрытые системы с сохранением состава и видимо определенного флюидного режима. Значительные вариации изотопов кислорода в различных пластах метаморфической толщи свидетельствуют о малой проницаемости ее при метаморфизме [270].

Такая картина регионального метаморфизма нарушается в породах жесткого фундамента, а также при процессах плавления пород (мигматизации) в

зонах высокотемпературного метаморфизма. Появление первых капель анатектического расплава в гнейсах или метабазитах приводит в действие механизм диффузии воды через флюид к расплаву, в котором предпочтительно растворяется вода. Повышение температуры приводит к дальнейшему переходу воды из флюида в увеличивающийся по объему расплав, что ведет к снижению содержания воды во флюиде, равновесном с расплавом. При значительном содержании расплава в толще пород возможен привнос через этот расплав ювенильных газов из глубинных зон земной коры и мантии [113]. Газы при большом давлении имеют плотность, близкую к плотности жидкостей, поэтому для их инфильтрации вверх, видимо, должны существовать какие-то зоны ослабленных давлений, например, трещинные и рассланцованые в породах фундамента. Мантийные флюиды имеют восстановительный характер [148, 172].

Совсем по-другому протекает процесс регионального метаморфизма на регressive этапе, на котором в связи с консолидацией складчатого сооружения и прекращением пластических деформаций образуются многочисленные трещинные и разломные зоны. Последние, естественно, являются благоприятными каналами для газов и жидкостей, происхождение которых может быть различным: метаморфическим, постмагматитовым, ювенильным, водозным глубинной циркуляции.

Метаморфические газы, освобождающиеся из некоторых осадочных пород при прогрессивном метаморфизме (вода

из глинистых пород,  $\text{CO}_2$  из карбонатных, кислород из железистых) в зависимости от структурно-тектонических условий могут перемещаться в метаморфической толще (например, в сторону сухих вулканогенных пород), либо сохраняться в местах генерации до образования проникаемых трещинных и разломных зон. Последние уже характеризуют регressive этап метаморфизма, когда возможна циркуляция значительной массы флюидов.

Постмагматитовые растворы по объему в несколько раз превышают объем пор и должны выделяться при кристаллизации анатектического расплава в значительных количествах и в узком интервале температур. Удаление выделившейся воды вначале, видимо, было затруднено, что способствовало задержке кристаллизации расплава и переохлаждению, а затем хорошей раскристаллизации метатекта. Если вода быстро покидает кристаллизующийся расплав, то образуется мелкозернистая жильная порода. Постмагматитовые водные и газовые флюиды в трещинах и разломных зонах по мере охлаждения и движения вверх могли создавать значительные зоны минерализации.

Ювенильные флюиды на этапе регressive метаморфизма могли проникать в консолидирующуюся толщу пород либо через крупные зоны глубинных разломов, либо через формирующиеся в земной коре магматические очаги.

Водозные воды глубинной циркуляции, по всей вероятности, являются очень важным источником рудообразующих растворов.

### III.1. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Метаморфические формации имеют двойственную природу: с одной стороны, их особенности определяются составом, возрастом и структурным положением дометаморфических образований, с другой,— характером и условиями метаморфизма. Часто метаморфизм является изохимическим, и валовой состав пород не меняется. Но даже в этом случае метаморфическая переработка пород бывает настолько значительной, что формируется новое образование — формация, в значительной степени продукт такого метаморфизма. И если при нормальном прогрессивном метаморфизме, особенно низкотемпературном, метамор-

фические формации мало отличаются по составу от дометаморфических, то при высоком метаморфизме, сопровождаемом мигматизацией, состав породы уже явно иной. Особенно значительную переработку испытывают породы фундамента при наложении молодого метаморфизма. В связи с этим различаются прогрессивно-метаморфические формации и полиметаморфические формации фундамента.

Осадочно-вулканогенные прогрессивно-метаморфические можно разделить на формации зеленокаменных и терригенных поясов, безмагматитовые и с участием мигматитов, зональные и аре-

альные (слабозональные), формации регressiveного метаморфизма.

Особенно сложны полиметаморфические формации гранит-гнейсового фундамента. Среди них первичной является нижнеархейская метабазит-эндербитовая, хотя в неизмененном виде она на-

блодается очень редко. Чаще всего эта формация представлена эндербит-гнейсами. Такие эндербит-гнейсы являются продуктами наложенного метаморфизма (полиметаморфизма). Аллохимичность полиметаморфизма часто значительна.

### III.2. ФАКТОРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Регионально-метаморфические преобразования пород происходят под влиянием высоких температур (300—1000 °C) и давлений (200—1000 МПа), а также активности газовых компонентов (флюидного режима). Высокие температуры при высоких давлениях газовых смесей ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$  и др.) способствуют протеканию в породе метаморфических реакций. Пластические деформации с образованием систем сланцеватости обусловливают равномерное распределение порового флюида и достижение физико-химического и механического равновесия в породах ( $P_{общ} = P_{Фл} = P_{H_2O} + P_{CO_2} + P_{O_2} + P_x$ , где  $x$  — другие газы) [232].

С физико-химической точки зрения метаморфизм является изобарно-изотермическим процессом, т. е. равновесие в метаморфической системе достигается при постоянных  $T$  и  $P$  [113]. Однако полное термодинамическое равновесие в метаморфических породах достигается редко, чему мешают кинетические факторы: проницаемость пород флюидами; доставка флюида в каждый локальный объем породы; низкая скорость некоторых реакций, меньшая, чем темп изменения температуры; стационарность метаморфизма (градиенты  $T$ ,  $P_{общ}$ , активности газов).

В связи с таким положением в ходе эволюции метаморфизма лучше всего сохраняются метаморфические продукты наиболее высокотемпературного метаморфизма, при котором скорости реакций наибольшие; продукты же регressiveного этапа метаморфизма имеют локальное развитие.

Пространственное распределение изотерм, изобар общего давления и парциальных давлений газов меняется на разных этапах метаморфизма [70, 172]. При максимальном метаморфизме распределение этих факторов в значительной степени зависит от особенностей геологического строения того или иного участка, и в общем случае  $T$ ,  $P_{общ}$  и

флюидный режим не зависят друг от друга [142].

Значительно усложняет метаморфические процессы анатексис, т. е. селективное выплавление из породы расплавов-минимумов. Метаморфизм может быть как изохимическим (кроме летучих компонентов), так и аллохимическим. Аллохимические изменения состава пород характерны при их высокой проницаемости, что возможно для отдельных зон трещиноватости или разломов в консолидированных породах фундамента, т. е. при полиметаморфизме.

Региональный метаморфизм часто подразделяют на ряд типов: по температуре (низко-, средне- и высокотемпературный), по уровню общего давления (низкого — андалузит-силлиманитовый, умеренного — кианит-силлиманитовый, высокого — жадеит-глаукофановый), по геохимическому профилю (натриевый, калиевый, восстановительный, окислительный, водный, углекислый), по пространственному сочетанию  $P$  и  $T$  (зональный, ареальный) [58, 59, 70, 80, 114, 141, 142, 171, 172, 232, 233].

Кроме того, следует выделить два принципиально различных типа метаморфизма, проявленного в двухъярусных складчатых сооружениях. Это орогенный метаморфизм покровных осадочно-вулканогенных толщ (нормально-прогressiveный) и полиметаморфизм пород консолидированного кристаллического фундамента (наложенный, или повторный, который чаще всего является diafторическим) [5, 6]. Главные различия их состоят в структурной обстановке и составе пород, что определяет различные флюидные режимы, достижение равновесия, аллохимичность.

Для покровных осадочно-вулканогенных толщ (супраструктур) характерны однородные пластические деформации, слабая проницаемость. Флюидный режим в связи с этим чаще всего развит

в пластах разного состава; межпластовая диффузия газов, а тем более петрофенных компонентов затруднена и происходит в небольших масштабах. Метаморфические породы при таком метаморфизме представляют собой системы, близкие к закрытым, а метаморфизм практически изохимичен. Изохимичность нарушается при регрессивном метаморфизме и процессах плавления, поскольку через расплав возможна инфильтрация газов.

Совсем другая структурная обстановка создается при метаморфизме в породах фундамента (инфраструктура). Эти породы обычно сложены нижнеархейскими гранито-гнейсами (метабазит-эндербитами, плагиогранитами, диоритами, аортозитами), консолидированными с высокотемпературными минеральными парагенезисами высокой гранулированной фации. При новых орогенических движениях и повторном метаморфизме породы фундамента интенсивно дислокируются, раскалываются, рассланцовываются и образуют зоны или сплошную новую сланцеватость, отвечающую динамической обстановке молодого тектогенеза. Вновь образованная сланцеватость наследует старые структурные элементы в породах фундамента, а также формирует новые зоны скальвания и сланцеватости. Эти зоны уже не являются сплошными, как в покровных толщах, и поэтому наряду с зонами повышенной проницаемости пород остаются участки слабой проницаемости. В сланцеватые зоны могли инфильтрироваться флюиды ювенильного происхождения, а также газы, выделяющиеся при метаморфизме покровных толщ. Флюиды, проникающие в породы фундамента, резко неравновесны с ними и производят значительную диафторическую переработку с аллохимическими преобразованиями пород. Эти преобразования чаще всего выражаются в привносе  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  или  $\text{K}_2\text{O}$ , причем такой привнос особенно значителен при гранитообразовании в породах фундамента.

**Режим температуры.** Температура является основным фактором регионального метаморфизма. Ее повышение вызывает реакции дегидратации, декарбонатизации, деоксигенации, а также мигматизации метаморфических пород. Естественно, за этапом повышения температуры (прогрессивная ветвь метаморфизма) следует этап снижения

ее (регрессивная ветвь). Такая эволюция температурного режима метаморфизма прослеживается по смене минеральных парагенезисов, а также по зональности минералов, например гранатов. Температурная инверсия метаморфизма связана с коренной перестройкой динамики тектонических движений; когда пластические деформации сменяются разрывными, наступает консолидация пород. Этим объясняется слабое развитие регрессивных парагенезисов, поскольку флюид удаляется из породы по трещинам и разломным зонам. В породе поры быстро закупориваются, и регрессивные реакции становятся невозможными даже при наличии межпорового флюида [240].

Пространственное распределение температуры, вероятно, неоднородно и по горизонтали, и по вертикали. Это видно на примере зональных комплексов высокого и низкого давления в парных метаморфических поясах [153].

Размеры зональных региональных метаморфических ореолов в поперечнике составляют несколько десятков километров. В центральной части этих ореолов, приуроченной чаще всего к выходам древнего фундамента [7], располагается метаморфическая зона амфиболитовой фации (редко до гранулитовой). В краевых зонах метаморфизм уменьшается до зеленосланцевой фации. Многие зональные ореолы имеют вид термальных куполов [268]. Такая зональность, возможно, обусловлена неоднородным распределением температур с крутым залеганием изотерм. Регионально зональные ореолы в морфологическом отношении подобны контактовым.

**Режим общего давления.** На примере зональных комплексов видно, что температура не зависит от общего давления, и что на один горизонтальный уровень выводятся разные температурные фации [5, 6]. Вертикальный температурный градиент метаморфизма никем еще измерен не был. Вероятно, он неодинаков даже для одного режима или тектонической зоны и зависит от особенностей их тектоники. Для докембрия характерно низкое или умеренное общее давление андалузит-силлиманитового типа метаморфизма; кианит-силлиманитовый тип проявляется редко, жадеит-глаукофановый тип метаморфизма высокого давления для раннего докембрия неизвестен вообще. Чаще

всего общее давление связывают с давлением нагрузки, хотя не исключена роль тектонического или автоклавного сверхдавления [232].

Флюидный режим. Все метаморфические реакции в породах протекают в присутствии флюида. Как уже отмечалось, значительная инфильтрация флюида через толщу возможна лишь для пород повторно и интенсивно дислоцированного фундамента. Через прогрессивно-метаморфическую толщу инфильтрация флюида затруднена из-за слабой ее проницаемости [266]. В осадочно-метаморфической толще каждый пласт имеет разное содержание и состав летучих и будет отличаться своим флюидным режимом [147]. Вероятность таких буферных систем доказывается сохранением тонкослоистой текстуры пород, характерной для низкотемпературных фаций. В гнейсах высоких фаций границы пластов уже не такие резкие, и тонкослоистая текстура не сохраняется.

Основная часть газов из осадочных пород извлекается при диагенезе и эпигенезе до метаморфизма зеленосланцевой фации. Тем не менее хлоритовые сланцы могут содержать до 5 %  $H_2O$ , в то время как гнейсы высоких фаций только 1—2. Куда и как выделяется избыточная вода? При прогрессивных метаморфических реакциях в глинистых образованиях происходит заметное уменьшение объема пород: при кристаллизации граната на 10—30, в других случаях на 1—7 %. В толще пород усадка при удалении из них газов должна быть неравномерной и в то же время особенно значительной по границам метаморфических зон. Но обязательно ли должна удаляться вода, образовавшаяся при дегидратации? Если вода не удаляется, а остается в породе, то включения в минералах, например в порфиробластах граната (где особенно значительна усадка) могут образоваться водные включения, которые при регрессивном метаморфизме и спаде давлений могут заполняться кварцем. Тогда станет понятной противоестественная ассоциация граната с кварцем, поскольку большая часть реакций образования граната идет с поглощением  $SiO_2$ , а не с выделением. Если это предположение справедливо, то усадка будет незначительной, так как оставшаяся в породе вода занимает большой объем, соизмеримый с усадкой. Деформация пород

при рассланцевании может вызвать удаление флюида, хотя бы частичное. Спад давления и образование трещин вызовут выделение задержанного флюида из метаморфических толщ, а также регressive метаморфические реакции в породах.

Включения флюида в породе при регressive метаморфизме замещаются избыточными компонентами пород, чаще всего кварцем или карбонатом, поскольку на этой стадии факторами равновесия уже будет постоянство не  $T$  и  $P$ , а  $T$  и  $V$ , т. е. система будет изохорно-изотермической, метасоматической [113].

Выделившийся из пород на регressive стадии метаморфизма флюид может мигрировать по трещинам и разломным зонам, переходя из одного пласта в другой. Особенно значительные изменения пород возможны по контактам пластов разного состава.

Другой характер имеет флюидный режим при наложенном метаморфизме в породах фундамента. Миграция флюида в них зависит от новообразовавшихся зон сланцеватости. Происходящие в породах фундамента метаморфические реакции на прогressive стадии будут способствовать заливанию этих зон сланцеватости вторичными минералами. Другие порции флюида смогут в дальнейшем использовать новые зоны сланцеватости. При инфильтрации ювелирного флюида в зависимости от его кислотно-щелочных свойств образуются новые породы, включающие биотит, мусковит, хлорит, кварц, микроклин, эпидот, роговую обманку, кислый плагиоклаз, гранат.

Метаморфические флюиды в породах фундамента могут иметь ювелирное происхождение, а также выделяться из покровных отложений верхнего структурного этажа (супраструктуры). Минералообразование имеет диафторический характер.

Значительно усложняется породообразование в этих типах метаморфизма при мигматизации. По существующим представлениям, с ростом температуры происходит общее уменьшение  $x_{H_2O}$  в метаморфическом флюиде [70, 80, 114, 232, 233]: от 0,8—1,0 в зеленосланцевой фации до 0,2—0,3 в гранулитовой [232]. Оно объясняется образованием анатектических гранитных расплавов, избирательно поглощающих воду из флюида [240].

Во флюиде метапелитов гранулитовой фации УЩ по равновесию Гр+ +Би+КПШ+Сил+Кв значение  $x_{\text{H}_2\text{O}}$  колеблется в довольно широких пределах: 0,1—0,5 [6], а в гнейсах амфиболитовой фации 0,3—0,6.

Окислительно-восстановительная обстановка в осадочно-вулканогенных

толщах часто определяется составом породы [147] и отвечает преимущественно условиям устойчивости магнетита, примыкая к буферу магнетит+ +кварц+фаялит. Разложения силикатов с выделением магнетита при региональном метаморфизме, как правило, не происходит.

### III.3. МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ

Эмпирически давно установлено, что мигматиты в прогрессивно-метаморфических комплексах приурочиваются лишь к высокотемпературным метаморфическим фациям — верхам амфиболитовой и к гранулитовой. Естественно связывать образование таких мигматитов с появлением расплавов гранитного состава, т. е. с анатексисом. И действительно, первые мигматиты имеют гранитный состав и образуются в кислых гнейсах. Бескварцевые метабазиты в амфиболитовой фации, как правило, не мигматизируются. Более того, даже в условиях гранулитовой фации далеко не всегда бескварцевые метабазиты мигматизируются при прогрессивном метаморфизме. Дело в том, что для мигматизации метабазитов необходимы не только высокие температуры, но и высокое содержание воды во флюиде ( $x_{\text{H}_2\text{O}}$ ). Например, температура солидуса в оливиновых базальтах при  $x_{\text{H}_2\text{O}} = 1,0$  составляет 770 °C (при  $P_{\text{общ}} = 500$  МПа), при  $x_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$  она равна 880, а при  $x_{\text{H}_2\text{O}} = 0,2$ —1000 °C [99]. Такие условия достигались лишь в раннем архее, когда происходила интенсивная мигматизация основных пород с образованием эндербитов (бескалиевые мигматиты).

Позднеархейская и раннепротерозойская мигматизация имеет существенно калиевый профиль. В метаморфических гнейсах образуется жильный материал гранитного эвтектоидного состава, а в породах фундамента — крупные массивы натрий-калиевых гранитоидов, которые являются продуктами повторной мигматизации эндербит-гнейсов фундамента (полимигматиты). Эволюция процесса гранитообразования достаточно сложна. На прогрессивном этапе образуются вначале эвтектические расплавы (кварц+ортоклаз+альбит+вода), а затем котектические. С ростом температуры в расплав включаются все более тугоплавкие компоненты (CaO, FeO, MgO), в минеральной форме это более

основный плагиоклаз, биотит, альмандиновый гранат, гиперстен. При анатексисе объем расплава увеличивается (примерно на 5 %) по сравнению с исходной породой. Скорее всего, этот объемный эффект легко компенсируется сопряженными реакциями дегидратации в метапелитах.

Характер регрессивного этапа будет зависеть от этапа прогрессивного. Если значителен температурный интервал на прогрессивном этапе, то таким же примерно он будет и на регрессивном с постепенной кристаллизацией более тугоплавких минералов, избыточных по отношению к эвтектике. Окончательно кристаллизуется богатый водой остаточный расплав, состав которого близок к эвтектическому. При кристаллизации остаточного расплава выделяется основная масса воды. Если удаление ее из системы затруднено, то кристаллизация этого остаточного расплава в изобарических условиях может происходить в определенном температурном интервале, поскольку уменьшение объема при кристаллизации расплава (около 5 %) недостаточно для размещения выделившейся воды из остаточного расплава, в котором ее растворено 7—10 % (в зависимости от условий начала анатексиса).

Оставшаяся в породе вода способствует медленной кристаллизации гранитного расплава в мигматитах и росту крупных кристаллов новообразованных минералов — полевых шпатов, кварца, биотита, граната, которые будут замещать минералы прогрессивной стадии гранитообразования и метаморфизма в метатекте и субстрате. Может образовываться и переохлажденный расплав, который быстро кристаллизуется при удалении воды из системы или при спаде давления. В случае образования трещин или полостей остаточный расплав может перемещаться на небольшие расстояния от мест генерации. Послемигматитовая вода, выделившаяся после

кристаллизации остаточного расплава по трещинным зонам, должна перемещаться в верхние горизонты, метасоматически перерабатывая по пути неравновесные по отношению к этому флюиду породы. В породах основного состава плавление вообще мало вероятно, даже в кварцодержащих метабазитах, поскольку низкотемпературные анатектические расплавы в метапелитовых гнейсах будут способствовать высушиванию основных пород и снижению в них величины  $x_{\text{H}_2\text{O}}$ . Лишь в условиях гранулитовой фации, когда с ростом температуры в анатексисе включаются все более основные породы, возможно выплавление расплавов тоналитового состава из кварцодержащих амфиболитов.

Выше речь шла о процессах мигматизации в метапелитовых гнейсах при прогрессивном метаморфизме осадочно-вулканогенных толщ верхнего струк-

турного этапа. Эта мигматизация близка к анатектической, т. е. проходит без существенного привноса компонентов в толщу пород. В породах гранитоидного фундамента (метабазит-эндербитовая формация) гранитообразование носит другой характер [5].

В фундаменте гранитообразование будет связано с привносом калия в эндербиты. При этом могут формироваться как метасоматические граниты, так и участки расплава. Характер гранитообразования в этих породах достаточно сложен и мало изучен. Выделяются два этапа этого процесса, аналогичные описанным выше: прогрессивный и регрессивный. Важным моментом является массовое выделение воды при кристаллизации остаточных расплавов. В фундаменте нередко образуются весьма значительные массивы гранитов, из которых генерируются большие массы воды.

### III.4. МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В метаморфических комплексах зачастую картируется метаморфическая зональность. Ярким проявлением такой зональности являются метаморфические ореолы. В центре их находятся высокотемпературные породы, окруженные концентрическими зонами, степень метаморфизма в которых закономерно снижается. Такая зональность имеет прогрессивный характер и проявляется в осадочно-вулканогенных толщах одного возраста. На щитах это чаще всего протерозойские ореолы [5—7, 54, 268]. В центральных частях зональных ореолов часто выступают породы фундамента, измененные наложенным молодым метаморфизмом. Условия метаморфизма в таких ореолах чаще всего охватывают интервал от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Гранулитовая фация в центре ореолов отмечается редко [5, 7, 54, 265].

Наблюдаемая горизонтальная метаморфическая зональность отвечает, скорее всего, тепловым куполам, т. е.

неравномерному распределению тепловых полей в земной коре [58]. Определяется она прежде всего температурой. Залегание изотерм метаморфизма крутое. Во всех щитах преобладает тип метаморфизма умеренного давления (андалузит-силлиманитовый). Метаморфизм зональных комплексов субизобарический — на один эрозионный срез выходят породы разных температурных ступеней. Для андалузит-силлиманитового типа метаморфизма характерна такая смена метаморфических зон с ростом температуры: хлоритовая, биотитовая, альмандиновая, ставролитовая, силлиманит-мусковитовая, альмандин-силлиманит-ортоклазовая, гиперстен-ортоклазовая.

Метаморфические зоны часто пересекают геологические тела, что выражается в смене степени метаморфизма.

В породах нижнеархейского фундамента иногда наблюдаются реликты высокотемпературных образований ареальной мафит-эндербитовой формации.

### III.5. МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ

Соотношения метаморфизма и метасоматоза сложны и пока мало изучены [232]. Прогрессивный метаморфизм осадочно-вулканогенных толщ близок к изохимическому, и метасоматические процессы в них сведены к минимуму.

На регressiveном этапе метаморфизма, напротив, возникают структурные условия для инфильтрации как послеметаморфических, так и послемигматитовых растворов вдоль трещинных и разломных зон, где возможны значительные

метасоматические преобразования вмещающих пород. Метасоматические процессы в породах фундамента при глубинном источнике флюидов иногда имеют региональный характер (например, порфиробластез калиевого полевого шпата и биотитизация в плагиогранитоидах фундамента).

Локальные метасоматические процессы обычно оторваны от метаморфизма и отвечают низким температурам (ниже 300—400 °C), характеризуясь значительной инфильтрацией раствора по катализированным и трещиноватым породам. По характеру привноса отме-

чаются самые разные типы метасоматоза: кремнекислотный, щелочной, магнезиально-железистый, карбонатный; наиболее распространены кремнекислотный и щелочной. С кремнекислотным метасоматозом связано образование окварцованных пород — вплоть до значительных тел вторичных кварцитов. Некоторые исследователи относят такой метасоматоз к постмагматитовому [71]. Щелочной, преимущественно натриевый, метасоматоз известен достаточно хорошо: это альбитизация, рибекитизация, эгиринизация. Он обычно связывается с ультраметаморфизмом [18].

### III. 6. ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В ДОКЕМБРИИ (НА ПРИМЕРЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Эволюция метаморфизма в докембрии древних щитов пока остается сложной и перешенной проблемой. Особенно это касается самой древней эры — архейской. В этом отношении большое значение имеют определения радиологического возраста, конечно с учетом геологических, петрологических и геохимических данных. Для докембраия УЩ, в том числе и для древнейших образований Земли [104, 251], получено много новых радиологических данных. На примере УЩ можно наметить основные моменты эволюции докембраия. Важнейшим достижением геохронологии УЩ является установление раннеархейского возраста эндербитов (более 3,0 млрд. лет) и раннепротерозойского возраста чарнокитов (около 2,0 млрд. лет).

Образование этих пород связано с двумя разновозрастными циклами гранулитовой фации.

Таким образом, схема эволюции метаморфизма докембраия УЩ такова. 1. Раннеархейский цикл. Метаморфизм высокой гранулитовой фации метабазитов (с метаультрабазитами и железистыми породами), их мигматизация с

привносом воды, натрия и силиция, с образованием пород метабазит-эндербитовой формации. Процесс ареальный, завершается он формированием больших массивов тоналитов (плагиогранитов). 2. Позднеархейский цикл. Метаморфизм зеленокаменного конкско-верховцевского зонального пояса Среднего Приднепровья. Метаморфизм зональный низко- и среднетемпературный. Возможно, захватывает и Среднее Подбужье. 3. Раннепротерозойский цикл. Метаморфизм пород криворожской, ингулецкой, бугской, центрально-приазовской серий верхнего этажа. Метаморфизм зональный от низких до высоких фаций. Связан генетически с метаморфизмом зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья, так как образуется единая метаморфическая зональность. По породам метабазит-эндербитовой формации фундамента часто формируются вторичные гнейсы (blastomylonites). С этим метаморфизмом связано образование крупных массивов калиевых чарнокитов и гранитов (калиевых полимигматитов), которые сформировались по плагиогранитоидам фундамента.

### III.7. МЕТАМОРФИЗМ И СТРАТИГРАФИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Основываясь на изложенном, можно наметить некоторые петрологические критерии стратиграфического расчленения докембрийских образований на примере железорудных формаций.

Прежде всего, как отличить образования двух структурных этажей: пород

фундамента и покровных толщ? Ведь, как правило, в основании покровных отложений нет конгломератов, а на контакте структур нет углового несогласия, поскольку древние породы фундамента переориентированы согласно новым структурам. Можно назвать

несколько признаков такого отличия. Они четко отмечаются при низком и среднем метаморфизме и ослабляются при высоком. 1. Наличие метаморфизованной древней коры выветривания в гранитоидах фундамента — это мусковит-кварцевые сланцы или силлиманит-ортоклаз-кварцевые гнейсы, а также кварцевые метапесчаники (кварциты). 2. Резкий контакт между породами фундамента и покровными толщами. Породы фундамента — мигматиты или граниты, а покровные толщи — немигматизированные или мигматизированные в условиях амфиболитовой фации, и то лишь метапелиты. 3. Отсутствие мигматизации метабазитов в покровных толщах, т. е. эндербитов. 4. Наличие признаков прогрессивного метаморфизма — характерно для покровных отложений (прямая зональность гранатов, признаки первичных пород в низкотемпературных породах). 5. Наличие реликтов гранулитовой фации — характерно для пород фундамента (два пироксена средней или низкой железистости с плагиоклазом без кварца) 6. Наличие биотитовых плагиогнейсов (биотит + кварц + плагиоклаз) в мигматитах без калиевого полевого шпата — признак бластомилонитизации амфиболитовой фации по гранулитам без плавления. Это характерно для пород фундамента, поскольку анатектическая мигматизация биотитовых гнейсов верхнего этажа обязательно происходит с выделением калиевого полевого шпата.

Исходя из изложенного, для каждого

цикла метаморфизма можно выделить свою железорудную формацию: для раннеархейского — формацию маломощных пластов железистых кварцитов и эвлизитов среди эндербитизированных метабазитов и метаультрабазитов. Характерный представитель — эндербитизированные железисто-метабазитовые толщи Побужья, р. Ингулец, Орехово-Павлоградской зоны, Приазовье. Метаморфизм ареальный, высокотемпературный, часто породы диафторированы; для позднеархейского цикла — железорудную формацию маломощных пластов железистых пород среди осадочно-вулканогенных зеленокаменных толщ Среднего Приднепровья. Метаморфизм зональный, преимущественно низкотемпературный. Характерные представители — железистые толщи среди немигматизированных амфиболов и сланцев на участках Чертомлык, Верховцево, Сура, частично Белозерка (Западный), Конка и, возможно, некоторые неэндербитизированные железистые толщи Среднего Побужья (участки Молдовка, Секретарка).

Раннепротерозойская железорудная формация криворожского типа представлена мощной толщей железистых пород в ассоциации с терригенными сланцами. Характерные представители — Криворожско-Кременчугская зона, некоторые участки Белозерского района (Центральный), частично Конка, северная часть Западно-Ингулецкой зоны, Сорокинская зона, Гуляй Поле в Приазовье.

## Глава IV

### ПЕРВИЧНОЕ НАКОПЛЕНИЕ МЕТАЛЛОВ В ПОРОДАХ И ИХ КОНЦЕНТРАЦИЯ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

На основании геологических наблюдений, химического состава докембрийских пород, а также некоторых экспериментальных данных, полученных за последние годы, выявлены условия на-

копления металлов в осадках и вулканитах докембра и составлены представления об их подвижности и концентрации при метаморфизме и ультраметаморфизме.

#### IV.1. ПЕРВИЧНОЕ НАКОПЛЕНИЕ МЕТАЛЛОВ В ОСАДКАХ И ВУЛКАНИТАХ ДОКЕМБРИЯ

Первой причиной накопления рудного материала в земной коре, очевидно, явилось разделение первичного вещества Земли на оболочки и образование земной коры. Плавление первичного вещества Земли сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразных элементов, которые определяли перемещение металлов в область земной коры и их размещение в зависимости от способности к плавлению. В мантии накапливались преимущественно тугоплавкие металлы, выше — в зоне эклогитов и базальтов — их сменили более легкоплавкие элементы и, наконец, самые легкоплавкие металлы поднялись в область сиалического слоя земной коры.

При разделении земной коры на оболочки, по данным химии высоких давлений, рудогенные элементы располагаются в соответствии с величиной геостатического давления. В самых нижних частях земной коры находятся металлы с малыми размерами ионов, выше их сменяют металлы со средними размерами ионов, а в самых верхних частях земной коры — металлы с наибольшими величинами ионов.

Первичное преобразование планетарного вещества Земли должно было привести к обогащению земной коры легкоплавкими металлическими компонентами, которые в различные геологические эпохи служили источником для образования месторождений.

Вторым условием первичного накопления металлов в породах докембра

была грандиозная вулканическая деятельность, представленная главным образом основными магмами, вследствие чего образовались мощные толщи основных пород спилит-кератофировой и офиолитовой формаций. Это пуклеарный период становления кратонов — протоконтинентов Земли. С ними связано зарождениеprotoэвгесинклиналей, сопровождающееся развитием вулканизма. Выше мы уже указывали на широкое развитие вулканической деятельности в архее, о чем свидетельствует повсеместное распространение метаморфизованных, часто гранитизированных вулканогенных пород (амфиболитов, амфиболовых гнейсов, серпентинитов, тальковых сланцев и других продуктов изменения). Они слагают самые древние части щитов, составляя наибольшую часть разреза архея и значительную — нижнего протерозоя А. И. Тугаринов [225] указывал, что архейское основание щитов на 60 % сложено эфузивными породами основного и ультраосновного состава. Таким образом, в самый ранний и наиболее длительный период геологической жизни Земли магматические породы образовывались в грандиозных размежах. В зоне аэрации в архее они разрушались при недостатке кислорода и давали начало осадочным породам.

Своебразие этого периода геологического развития докембра определило накопление многих металлов в вулканогенных и осадочных образованиях

Таблица 1. Среднее содержание групп малых металлов в главнейших породах Украинского щита, %

Группа пород	Элементы			Сумма
	сидерофильные (Ti, Cr, Co, Ni, V)	халькофильные (Pb, Cu, Zn)	литофильные (Zr, Ba, Mn)	
Вулканогенные основные и ультраосновные габброиды	0,789 0,798	0,011 0,0106	0,166 0,1660	0,966 0,974
перидотиты	0,304	0,0096	0,1755	0,489
Терригенные кварциты и песчаники кристаллические сланцы, флиллы	0,358 0,294	0,011 0,0085	0,088 0,0885	0,457 0,391
гнейсы существенно биотитовые	0,349	0,0112	0,0804	0,441
Хемогенные железистые породы	0,408	0,0119	0,1049	0,524
	0,017	0,007	0,072	0,096

П р и м е ч а н и е: таблица составлена с учетом данных о распространении разных типов пород на Восточно-Европейской платформе [35].

(Fe, Ti, Mn, Cu, Co, Au, V, U, Pt, Cr, Ni).

Вулканические породы архея и протерозоя богаты Fe, Cu, Co, Ni, Cr, Ti и V, поднимавшимися из подкоровых глубин в земную кору. В современных амфиболитах, являющихся преимущественно метаморфизованными эфузивами, подавляющая часть металлов входит в решетку амфиболов, и лишь небольшое количество (особенно Cu, Ni, Co) связано с рассеянной сульфидной минерализацией.

Во всех породах содержания рассеянных металлов закономерно зависят от количества амфиболя, биотита и хлорита. Так, самые распространенные породы УЩ можно расположить по уменьшению количества минералов, содержащих рассеянные металлы: амфиболиты, железисто-силикатные сланцы, гнейсы амфибол-биотитовые, гнейсы биотитовые, мигматиты и граниты.

Вулканические породы основного и ультраосновного ряда на УЩ содержат значительные количества сидерофильных и халькофильных металлов (Ti, V, Cr, Cu, Co, Zr, Ni, табл. 1).

Третьим условием первичного накопления металлов в породах докембрия были кора выветривания и седimentация. В отличие от архея в протерозое господствовала седиментация при подчиненном значении эфузивных процессов. В нижнем протерозое характер осадков изменился, что выражалось в образовании мощных кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством эфузивов. Такие изменения связаны с появлением

в атмосфере и гидросфере значительно количества свободного кислорода, что вызвало массовое накопление на обширных пространствах водных бассейнов железа и кремнезема. К этому периоду относится образование джеспилитовой формации, где сконцентрирован более 80 % всех железных руд земного шара. Появление и увеличение кислорода в атмосфере и гидросфере знаменует собой интенсивное развитие жизни на Земле.

Протерозойские отложения щитов и кристаллических оснований платформ более чем на 80 % сложены седиментогенными породами, которые в последующем при метаморфизме превратились в метаморфические сланцы, гнейсы, мигматиты и граниты. Первичными эквивалентами мигматитов, анатектитов и полигенных гранитов были в основном седиментогенные сланцы, песчаники и карбонатные породы. Так, на УЩ гнейсы и кристаллические сланцы занимают в настоящее время около 15—20 территории, мигматиты, анатектиты и полигенные граниты 77 %, из которых более половины образовались из седиментогенных пород.

В осадочных, кластогенных и хемогенных породах содержалось значительное количество различных металлов и прежде всего Mn, Ti, Cu, Zn, Pb. В 1 км<sup>3</sup> осадочных пород 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 УЩ составляет не менее 5—

Таблица 2. Содержание металлов в существенно биотитовых гнейсах Украинского щита, %

Металл	Гнейсы			Среднее	Кларк, по А. П. Виноградову	
	биотитовые	амфиболовые	пироксеновые		Осадочные породы	Литосфера
Ti	0,388	0,634	0,477	0,500	0,45	0,45
Mn	0,040	0,080	0,120	0,080	0,067	0,1
Cr	0,0074	0,0054	0,0094	0,0074	0,01	0,0083
V	0,0070	0,013	0,0072	0,0090	0,013	0,009
Cu	0,0048	0,0060	0,0058	0,0055	0,0057	0,0047
Ni	0,0039	0,0054	0,0071	0,0055	0,0095	0,0058
Zn	0,0050	0,0050	0,0050	0,0050	0,0080	0,0083
Co	0,0012	0,0022	0,0024	0,0020	0,0020	0,0018
Pb	0,0021	0,0014	0,0020	0,0018	0,0020	0,0016

6 млн. км<sup>3</sup>, то при их метаморфизме происходило грандиозное перемещение металлов, не сравнимое ни с какими другими геологическими процессами. По данным Н. М. Страхова [210], среди осадочных пород довольно широко распространены микрорудные фации — породы, содержащие значительные скопления металлов, в несколько раз превышающие фоновые (медиевые песчаники, убогие руды свинца, цинка и многих других металлов). Микрорудные фации образовались на ранних этапах формирования месторождений; они встречаются гораздо чаще, чем макрорудные, и концентрируют в себе подавляющую часть рудных компонентов осадочных пород земной коры.

По мнению Н. М. Страхова [211], главная масса Fe, Al и Mn, выносимая водозными гидротермами, мобилизовалась в пределах вулканических построек за счет выщелачивания слагающих их лав, пирокластов и вулканокластов. Гидротермы поднимались на поверхность, образуя ручьи и потоки, и переносили растворенные вещества в озера и моря, где эти вещества отлагались, образуя рудные скопления в осадочных породах.

Другим источником металлов в осадках служили гидротермальные растворы конседиментационного подводного и наземного вулканизма, выносящие Si, Mn, Al, малые металлы — Cu, Pb, Zn, As и др. [78]. Минерализованные вулканические гидротермы, кроме того, несли CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HCl, SO<sub>3</sub>, которые, смешиваясь с морской водой, понижали ее Eh, что способствовало осаждению силикатов и карбонатов Fe и Mn, в решетки которых входили малые металлы; при наличии H<sub>2</sub>S они образовывали самостоятельные сульфидные минералы. По данным К. К. Зеленова [96],

деятельность источников в кальдере вулкана Богдан Хмельницкий обусловила скопление железных руд, запасы которых каждые сутки увеличивались примерно на тонну.

Таким образом, главным источником металлов в осадочных породах были вулканогенные образования и продукты вулканической деятельности. Еще одним источником металлов для верхних структурных этажей служили метаморфизованные осадочные породы, содержащие различные рудные компоненты.

Источники металлов определили набор типичных, чаще всего встречающихся элементов в докембрийских осадочных породах. Это Fe, Mn, Ti, Ni, Cu, U и некоторые другие, поступившие в осадочные породы из вулканических образований и продуктов вулканических извержений. Например, среди песчаников, алевролитов и конгломератов отмечается накопление преимущественно Au, Pt, Cu, U, Pb. Особенно богаты металлами конгломерат-песчанистые горизонты нижнепротерозойских субгеосинклиналей, к которым относятся знаменитые золото-урановые конгломераты многих щитов мира.

Биотитовые гнейсы как метаморфические продукты илисто-глинисто-кремнистых образований содержат значительные количества рассеянных металлов (табл. 2). Подавляющая часть металлов входит в состав биотита, хлорита или других темноцветных минералов, и лишь незначительное количество встречается в виде самостоятельных минералов.

Хемогенные образования, представленные на всех щитах железистыми роговиками и джеспилитами (итабиритами, железистыми кварцитами), обычно бедны малыми металлами. Лишь же-

чисто-силикатные роговики, в основном состоящие из амфибала, биотита или хлорита, содержат рассеянные металлы, входящие в решетки этих минералов. Однако в отличие от других пород докембрия железистые роговики и джеспилиты очень богаты железом, содержание которого меняется от 20 до 40—

45 при средних значениях 30—32 %. Большие объемы осадочных и вулканогенных пород, а также значительные содержания в них микрорудных фаций свидетельствуют о том, что рассеянные металлы в них могли быть неисчерпаемым источником для образования рудных месторождений.

#### IV.2. ПЕРЕНОС И КОНЦЕНТРАЦИЯ МЕТАЛЛОВ В ПОРОДАХ, ВЫЗВАННЫЕ ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫМ МЕТАМОРФИЗМОМ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМОМ

Многочисленные исследования геохимии регионального метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и седиментогенных пород щитов и древних платформ показали активную подвижность рудогенных элементов, нарушившую их первоначальные соотношения в породах.

Влияние регионального метаморфизма на поведение петрогенных элементов и металлов в настоящее время трактуется по-разному. По мнению одних исследователей, в процессе метаморфизма, включая верхи амфиболитовой фации, в валовом составе пород существенных изменений не происходило, кроме потерь летучих компонентов [136, 181, 239, 267, 269]. Другие исследователи [9, 12, 16, 53, 87, 144, 154, 173, 174, 176, 185, 199] располагают данными об изменении химического состава пород, начиная с самых низких фаций метаморфизма. При этом чем выше была степень метаморфизма, тем более существенные преобразования происходили в минеральном и химическом составе пород. Подвижность рудогенных элементов при метаморфизме и ультраметаморфизме пород и размеры метаморфогенной дифференциации рудного вещества имеют первостепенное

значение для исследования источников металлов, условий их миграции и концентрации в процессе метаморфогенного рудообразования.

Для получения фактического материала проведены многочисленные работы по геохимии метаморфизма и ультраметаморфизма различных щитов, показавшие изменение не только минерального, но и химического состава метаморфических пород по сравнению с их первичными эквивалентами.

В Отделении металлогении ИГФМ АН УССР группой сотрудников (В. Ю. Фоменко, В. Н. Кучер, С. В. Кузенко и др.) проведены значительные работы по изучению геохимии рудогенных элементов в породах регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Целью исследований было раскрытие условий подвижности рудогенных элементов в породах различных формаций (вулканогенных, терригенных, хемогенных) и различных фаций метаморфизма. Представительный каменный материал (более 2300 проб) обработан по специальной программе и проанализирован в лаборатории по одной методике на 13 компонентов (Ti, Cr, Co, Ni, V, Pb, Cu, Sn, Zn, Ag, Zr, Ba, Mo).

#### Геохимия рудогенных элементов при региональном метаморфизме

Изменения содержания отдельных элементов или их геохимических групп в различных породах в зависимости от фаций метаморфизма приведено в табл. 3, а суммы рудогенных элементов, их групп и отдельных элементов в зависимости от фаций метаморфизма для терригенных образований — на рис. 2 и 3.

Породы дозеленосланцевой фации метаморфизма представлены песчани-

ками и менилитовыми сланцами неогена Карпат, а также песчаниками, алевролитами и аргиллитами пласта  $b_8$  свиты  $C_3^2$ , претерпевшими стадию метаморфизма длиннопламенных и газовых углей (Г — Д), полуантрацитов и антрацитов (ПА — А) Донбасса. Эта группа характеризуется самыми высокими содержаниями Ti, Ni, Pb, Zn, Mo, Zr. В этих же породах самая высокая сумма всех элементов и сумма отдельно

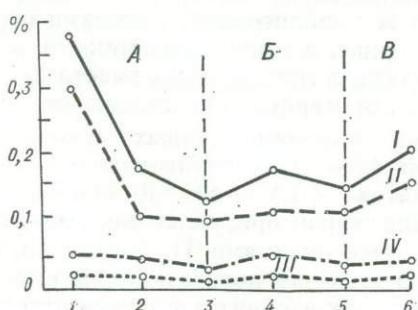
Таблица 3. Содержание рудогенных элементов в

Группа пород и фация метаморфизма	Количество проб	Сумма элементов	Сидеро			
			Ti $\times 10^{-2}$	Cr $\times 10^{-4}$	Co $\times 10^{-4}$	Ni $\times 10^{-4}$
<b>Терригенные</b>						
Дозеленосланцевая	246	0,387	26,96	198,53	16,43 $\Sigma 0,316$	142,91
Зеленосланцевая	353	0,470	8,48	121,74	15,63 $\Sigma 0,110$	42,60
Промежуточная между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой	100	0,124	7,27	98,70	9,32 $\Sigma 0,093$	38,62
Эпидот-амфиболитовая	130	0,169	8,08	159,28	14,71 $\Sigma 0,112$	46,63
Амфиболитовая	156	0,145	7,85	138,38	13,16 $\Sigma 0,107$	43,78
Гранулитовая	125	0,203	11,54	199,82	21,88 $\Sigma 0,155$	77,32
<b>Хемогенные</b>						
Зеленосланцевая	175	0,036	2,36	49,59	0,0 $\Sigma 0,031$	7,95
Промежуточная между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой	96	0,025	1,27	43,71	0,0 $\Sigma 0,019$	7,15
Эпидот-амфиболитовая	23	0,026	1,50	34,30	0,0 $\Sigma 0,020$	5,80
Амфиболитовая	100	0,024	1,10	58,77	0,0 $\Sigma 0,020$	23,05
Гранулитовая	126	0,061	3,04	71,90	2,55 $\Sigma 0,039$	0,0

взятых сидерофильных, халькофильных и литофильных элементов (рис. 2).

Метаморфические породы зеленосланцевой, промежуточной между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций изучались по криворожской серии в Криворожском бассейне, где границы метаморфических зон проходят вкрест простирации пород. Лишь в отдельных случаях использовались материалы по железорудной серии Кольского п-ова, Приазовья,

Рис. 2. Изменение суммы рудогенных элементов при метаморфизме терригенных пород: I — всех, II — сидерофильных, III — халькофильных, IV — литофильных; поля подвижности элементов. A, B — повышенной, Б — малой; фации метаморфизма: 1 — дозеленосланцевая, 2 — зеленосланцевая, 3 — промежуточная между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой, 4 — эпидот-амфиболитовая, 5 — амфиболитовая, 6 — гранулитовая



Побужья и Тараташского района на Южном Урале.

Породы зеленосланцевой фации метаморфизма исследовались по двум большим группам в Криворожском железорудном бассейне; представлены терригенными (различными сланцами средней и верхней свит) и хемогенными (гематит-мартиловыми и магнетитовыми разностями джеспилитов и железистых кварцитов) образованиями. Терригенные породы зеленосланцевой фации характеризуются значительным уменьшением суммы всех рудогенных элементов по сравнению с таковой в терригенных образованиях дозеленосланцевой фации метаморфизма, а также уменьшением суммы отдельных групп элементов. Если принять сумму всех элементов в терригенных образованиях дозеленосланцевой фации за 100, то в породах зеленосланцевой фации метаморфизма она составит всего 43,9 %. В терригенных породах, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой фации, по сравнению с породами дозеленосланцевой фации, значительно уменьшаются содержания Ti, Ni, Zn, Mo, Zr, Cu (см. рис. 3). В терригенных образованиях набор рудогенных элементов больше, чем в хемогенных, и содер-

породах различных фаций метаморфизма, %

Фильные	Халькофильные					Литофильные			
	V · 10 <sup>-3</sup>	Pb · 10 <sup>-4</sup>	Cu · 10 <sup>-3</sup>	Sn · 10 <sup>-4</sup>	Zn · 10 <sup>-3</sup>	Ag · 10 <sup>-6</sup>	Zr · 10 <sup>-3</sup>	Ba · 10 <sup>-2</sup>	Mo · 10 <sup>-5</sup>
10,28	22,76	6,22	2,35 Σ0,021	11,89	3,30	16,36	3,36 Σ0,050	33,99	
7,31	19,62	3,58	1,44 Σ0,012	5,82	6,55	8,29	3,94 Σ0,048	12,64	
5,25	8,97	3,42	0,80 Σ0,006	1,45	5,32	7,22	1,77 Σ0,025	11,25	
8,93	15,38	3,85	1,83 Σ0,010	4,53	5,85	8,30	3,80 Σ0,047	17,85	
8,80	9,79	3,85	1,30 Σ0,009	3,90	3,02	6,81	2,20 Σ0,029	12,43	
9,22	6,36	6,30	0,88 Σ0,015	7,44	3,34	6,22	2,70 Σ0,033	14,40	
1,16	2,62	2,38	0,0 Σ0,005	2,35	0,0	2,30	0,0 Σ0,002	0,0	
0,72	0,0	4,89	0,0 Σ0,004	1,96	0,0	1,76	0,0 Σ0,002	0,0	
0,87	0,0	1,80	0,0 Σ0,003	1,50	0,0	3,00	0,0 Σ0,003	0,0	
0,77	0,0	2,12	0,0 Σ0,004	2,27	0,0	0,0	0,0 0,0	0,0	
1,28	3,80	2,98	0,0 Σ0,008	4,74	0,88	5,00	0,87 Σ0,014	4,10	

жение в них названных элементов в четыре — семь раз и более выше. Для железистых кварцитов почти повсеместно характерно отсутствие Co, Sn, Ag, Ba, Mo (рис. 4).

Так как терригенные и хемогенные (мартитовые и магнетитовые разности железистых кварцитов) породы северной части Саксаганского района уверенно нельзя отнести к более высокой фации метаморфизма (эпидот-амфиболитовой), нами они выделены в промежуточную группу, занимающую среднее положение между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями метаморфизма. Здесь и терригенные, и хемогенные образования характеризуются более низкими величинами суммы как всех рудогенных элементов, так и отдельных их групп.

Породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма представлены различного состава сланцами Анновского участка и Западно-Ингулецкой зоны, а также хемогенными образованиями — магнетитовыми разностями железистых кварцитов Анновского участка. По сумме рудогенных элементов терригенные породы этой фации метаморфизма аналогичны породам зеленосланцевой фации. Однако таких элементов как, Cr,

Mo и V, в них значительно больше, чем в породах зеленосланцевой фации метаморфизма.

К породам амфиболитовой фации метаморфизма отнесены терригенные (железистые сланцы и гнейсы амфиболитовые и биотит-амфиболовые Северного Криворожья, а также Оленегорского месторождения на Кольском п-ове) и хемогенные (магнетитовые разности кварцитов тех же районов) образования. Общая сумма рудогенных элементов в терригенных образованиях несколько уменьшается: от 43,6 в эпидот-амфиболитовой до 37,2 в амфиболитовой фации метаморфизма. В хемогенных образованиях сумма рудогенных элементов в амфиболитовой фации приблизительно такая же, как и в двух предыдущих. Интерес представляет уменьшение содержаний в терригенных породах этой фации метаморфизма Cr, Co, Pb, Ag, а также всех литофильных элементов (Mo, Zr, Ba).

Породы гранулитовой фации метаморфизма представлены терригенными (железисто-силикатные сланцы Приазовья и Побужья, а также пироксен-плагиоклазовые гнейсы района с. Петрово) и хемогенными (магнетитовые разности кварцитов Приазовья и По-

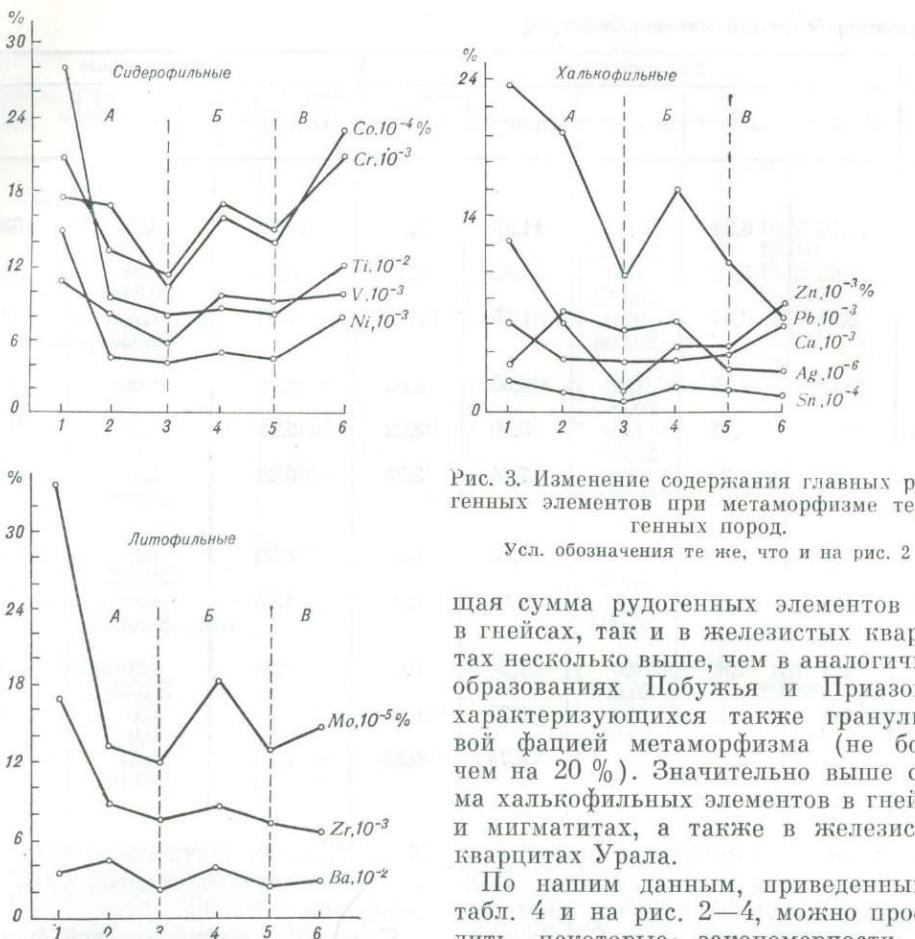


Рис. 3. Изменение содержания главных рудогенных элементов при метаморфизме терригенных пород.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 2

щая сумма рудогенных элементов как в гнейсах, так и в железистых кварцатах несколько выше, чем в аналогичных образованиях Побужья и Приазовья, характеризующихся также гранулитовой фацией метаморфизма (не более чем на 20 %). Значительно выше сумма халькофильных элементов в гнейсах и мигматитах, а также в железистых кварцитах Урала.

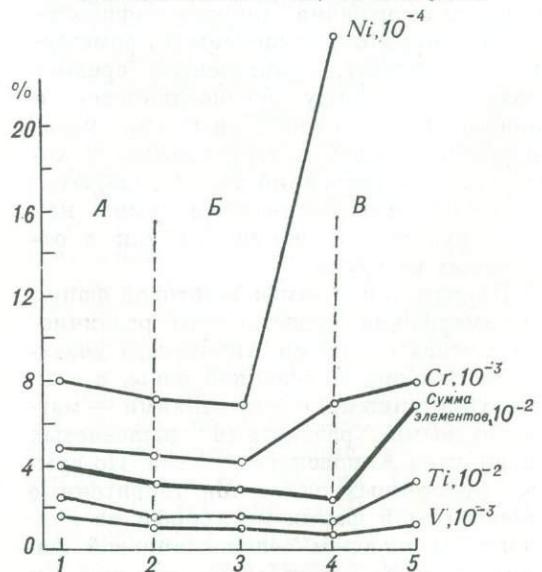
По нашим данным, приведенным в табл. 4 и на рис. 2—4, можно проследить некоторые закономерности подвижности рудогенных элементов при метаморфизме. Так, почти все они при

бужья) образованиями. Они взяты из разных районов, но относятся к одной железисто-кремнистой формации протерозоя УЩ, поэтому их первичный состав может иметь лишь небольшие отличия. Так, в терригенных образованиях гранулитовой фации сумма всех рудогенных элементов по сравнению с такими же образованиями амфиболитовой фации составляет 140, а сумма сидерофильных элементов 144,9 % (см. рис. 2). Характерно значительное увеличение содержаний Co, Cr, Ti, Ni; исключение составляет только ванадий (рис. 3). В хемогенных образованиях общая сумма рудогенных элементов увеличивается более чем в два раза (см. рис. 4).

В небольшом объеме изучены гнейсы и мигматиты месторождения Радостное Тараташского района Южного Урала, отнесенные к терригенным образованиям. Проанализированы также разновидности магнетитовых кварцитов этого месторождения. Все породы метаморфизованы в гранулитовой фации. Об-

Рис. 4. Изменение содержания главных сидерофильных элементов и их суммы при метаморфизме хемогенных пород.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 2



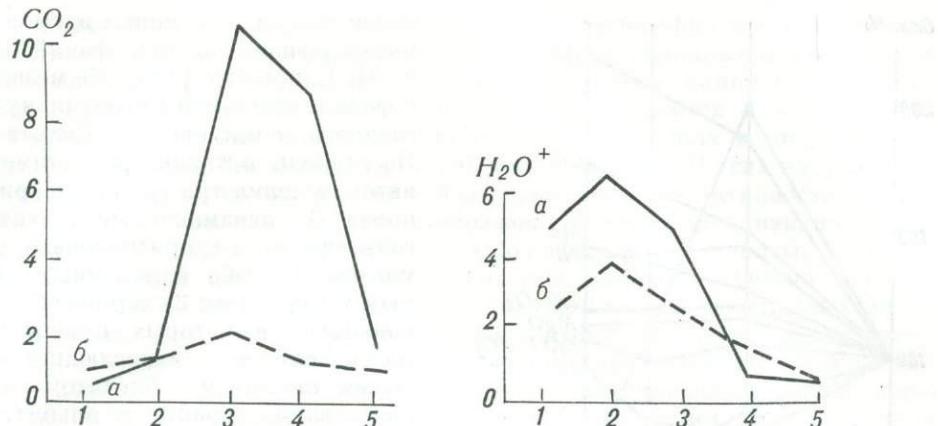


Рис. 5. Распределение  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}^+$  (%) на фациальном профиле железисто-кремнистой формации Криворожья в породах фации зеленых сланцев (а) и эпидот-амфиболитовой (б) [21]. Породы: 1 — алюмосиликатного ряда, 2 — глиноземисто-магнезиально-железистого, 3 — ряда железисто-кремнистых сланцев, 4 — железисто-силикатных кварцитов, 5 — железистых кварцитов

метаморфизме терригенных пород, метаморфизованных в дозеленосланцевой и зеленосланцевой фациях, обладали высокой подвижностью. Менее изменяется сумма элементов в терригенных породах при переходе от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. На рис. 2 и 3 выделяется поле менее интенсивной подвижности элементов; в нем Ni, Cu, Sn, Ba, Zr, Ti характеризуются малой подвижностью, а Cr, Sn, Pb и Mo — значительной. Повышенная подвижность рудогенных элементов фиксируется как в терригенных, так и в хемогенных породах гранулитовой фации метаморфизма, где накапливаются Ti, Cr, Co, Zn; Ni концентрируется только в терригенных породах гранулитовой фации метаморфизма, а в хемогенных содержание его резко уменьшается; Pb и Zr, наоборот, накапливаются в хемогенных породах, а в терригенных их содержания уменьшаются.

Приведем данные по геохимическим особенностям железисто-кремнистых пород Криворожского бассейна, полученные Б. А. Горлицким и др. [65]. На значительном материале авторы изучили содержания рудогенных элементов (Ni, Co, V, Cr, Cu, Ge, Ga, В, Ti, Fe, Mn) в метаморфических породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Пробы отобраны и проанализированы по фациальному профилю первичных эквивалентов пород — от кластогенных сланцев до хемогенных железисто-кремнистых роговиков и джеспилитов. Сравнение содержаний элементов в породах зеленосланцевой и

эмпидот-амфиболитовой фаций показало, что Ni, Cr, Cu, Co и MnO выносятся, Al, V,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и FeO инертны, а  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  накапливаются. Обращают на себя внимание данные Б. А. Горлицкого о значительном содержании органического вещества в породах и выносе  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  при метаморфизме в эпидот-амфиболитовой фации (рис. 5). Вода выносилась в больших количествах из терригенных пород (ряды 1—3), а  $\text{CO}_2$  — из хемогенных (ряды 4 и 5), с которыми они были связаны по условиям седиментации. В прямой зависимости от декарбонатизации и дегидратации происходил вынос рудогенных элементов, что особенно четко видно на примере выноса Cu, Cr, Ni, Co и некоторых других элементов. К этому же периоду относится активизация щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ ) и щелочно-земельных компонентов ( $\text{CaO}$ ), что видно по перераспределению их количества в породах эпидот-амфиболитовой фации.

Вполне доказательный и достаточно наглядный материал о миграции рудогенных элементов в породах при региональном метаморфизме получен Б. В. Петровым и В. А. Макрыгиной по району Байкало-Патомского нагорья [174]. Работа проведена на участках с секущей простирание метаморфической зональностью, что дало возможность изучить изменение одних и тех же пород в зонах различных фаций метаморфизма. По геохимии регионального метаморфизма установлено.

Метаморфизм первично-осадочных пород вызвал высокую подвижность Cu, Co, Au, В, меньшую — Ni, Mn и очень слабую Fe

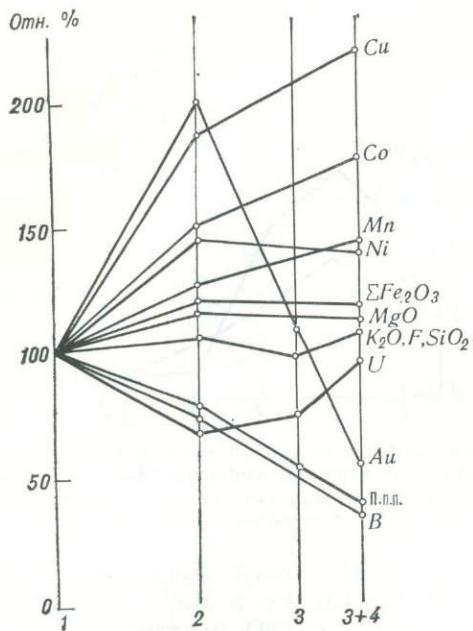


Рис. 6. Подвижность рудогенных элементов при региональном метаморфизме песчано-глинистых пород Патомского нагорья [174].

Фации метаморфизма: 1 — зеленосланцевая, 2 — эпидот-амфиболовая, 3 — амфиболовая, 3+4 — гранулитовая

и Mg (рис. 6). Мало подвижны Sn, Pb, Zn и некоторые редкие элементы.

Дегидратация и декарбонатизация пород при метаморфизме были ведущими процессами, вызвавшими подвижность многих элементов, так как большинство их (Fe, Mg, Co, Ni, Cu, Au и U) переносилось растворами.

Большое значение в подвижности рудогенных элементов имело органическое вещество, которое в первичных породах находилось в аморфном состоянии и постепенно с усилением метаморфизма приобретало все более упорядоченную структуру, вплоть до графитовой, одновременно теряя битумы. По мере усиления метаморфизма содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в породах уменьшалось от 1,73 в зеленосланцевой фации до 0,44 в гранулитовой для хлорит-серпентит-кварцевых сланцев и от 1,64 до 0,51 % соответственно для туфоалевролитов. Уменьшение содержания  $\text{C}_{\text{орг}}$  во всех случаях сопровождалось восстановлением трехвалентного железа и образованием  $\text{CO}_2$ .

Метаморфизм пород Патомского нагорья протекал в условиях низкого парциального давления кислорода, о чем свидетельствуют отсутствие гематита и магнетита в метаморфических породах и развитие ильменита, а также незначительное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в железистых сланцах.

Указанные геохимические особенности метаморфизма пород и первичный их состав определили подвижность многих рудогенных элементов при метаморфизме, отмечаемую в этом районе.

Важные фактические материалы о

подвижности рудогенных элементов при метаморфизме низких фаций получил Е. П. Сапрыйкин [186] по мезозойским породам, слагающим центральную часть главного синклинория Сихотэ-Алиня. По степени и характеру метаморфизма автор выделил три группы терригенных пород: 1) неизмененные (исходные) с гидрослюдисто-хлоритизированным цементом и слабо измененным обломочным материалом; 2) серпентит-биотитизированные, в которых цементирующая масса замещена гидрослюдисто-серпентитовым цементом — биотитом; из новообразований характерен альбит; 3) биотиты и роговики кварц-биотитового и кварц-полевошпат-биотитового состава.

На основании полученных данных о содержании рудогенных элементов в породах выделенных групп видно, что величина миграции Hg, Ag, Pb, Cu, Sn, W, Nb, Ta, Be, Mo была различной. Одни элементы накапливались в средней (серпентит-биотитовой) зоне, другие в биотитах, третий (Sn и Mo) не показали миграционной способности. Относительное накопление отдельных элементов составляет 60—300 %. Абсолютный привнос всех изученных рудогенных элементов на 1 км<sup>3</sup> породы превышает 200 тыс. т. Автор считает, что никакой интрузивный массив, даже самый рудоносный, не может экстрагировать такого количества рудных элементов [186]. Из приведенных данных следует, что прогрессивный метаморфизм, даже на низких ступенях, вызвал широкую дифференциацию состава пород и перераспределение рудогенных элементов.

Подвижность рудогенных элементов при метаморфизме вулканогенных пород охарактеризована нами мало. Изучены амфиболиты зеленосланцевой фации рудника им. Фрунзе и эпидот-амфиболовой фации Анновского участка, а также габбро-амфиболиты Криворожского бассейна. Сумма всех рудогенных элементов в амфиболитах зеленосланцевой фации равна 0,73, эпидот-амфиболовой 0,54; в габбро-амфиболовитах 0,44 %. Основную массу составляют сидерофильные элементы, на порядок ниже содержания литофильтных и на два порядка — халькофильтных.

Таким образом, с повышением метаморфизма терригенных образований от пород дозеленосланцевой фации до пород амфиболовой происходит значительный вынос подавляющего большин-

ства изученных нами рудогенных элементов, достигая 60 % исходного содержания. Основную массу этих элементов составляют сидерофильные (Ti, Co, V, Cr, Ni). Группа хемогенных пород характеризуется такой же закономерностью, однако сам процесс по масштабам был значительно меньше, так как сумма содержаний всех рудогенных элементов составляет для амфиболитовой фации примерно 17 % суммы их в терригенных породах. Терригенные и хемогенные породы, претерпевшие метаморфизм гранулитовой фации, характеризуются повсеместным повышением содержаний всех элементов. Исключение составляют лишь некоторые элементы.

Эта общая закономерность подвижности металлов при метаморфизме усложняется тем, что некоторые металлы накапливаются в породах определенных метаморфических фаций. Еще более усложняется она при метаморфическом изменении различных пород — терригенных, вулканогенных и магматических, содержащих различные группы элементов (литофильные, халько-

фильные и сидерофильные). Литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых комплексных соединений, накапливаются в метаморфических породах средних и низких ступеней метаморфизма. В этих же условиях, благодаря высокой активности серы и образованию сульфидов, накапливаются и халькофильные элементы, хотя для некоторых районов известно накопление медно-никелево-платиновых руд в амфиболитовой и верхней части гранулитовой фаций. Сидерофильные элементы часто накапливались среди пород высоких ступеней метаморфизма, однако многие из них весьма активно образуют кислородные соединения. Силикаты и сульфиды образовались в зонах относительно низких ступеней метаморфизма. Многие элементы этой группы можно назвать космополитными, так как они, независимо от меняющихся условий метаморфической дифференциации, накапливались в разных минеральных формах среди пород низкой, средней и высокой ступеней метаморфизма.

### Геохимия рудогенных элементов при ультраметаморфизме

Область ультраметаморфизма характеризуется очень интенсивной подвижностью рудогенных элементов, о чем свидетельствует резкое снижение содержания большинства металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами. Частичное выплавление и полная перекристаллизация осадочных и вулканогенных пород, господствующая в зоне ультраметаморфизма, обусловили возникновение гранитоидных пород (мигматитов, анатектитов, гранитов), которые отличаются от исходных пониженным содержанием Fe, Mo, Ca и многих рассеянных металлов. Длительная по времени и неоднородная по интенсивности миграция металлов при гранитизации пород привела к сложному распределению их в гранитоидах, не отвечающему первоначальному в метаморфических породах.

Покажем на нескольких примерах подвижность и условия концентрации рудогенных элементов при ультраметаморфизме.

Первым примером являются данные о снижении суммы малых металлов в

ультраметаморфических образованиях более чем на половину по сравнению с исходными породами (табл. 4). Однако ряд элементов (U, Pb, Zn, Mn) в некоторых ультраметаморфических породах проявляет тенденцию к накоплению. Обращает на себя внимание повышение содержания многих элементов в реоморфических гранитах, являющихся продуктами кристаллизации анатектической или палингенной магмы, образованных вследствие расплавления различных пород в зонах ультраметаморфизма.

По характеру миграции при процессах ультраметаморфизма все малые рудогенные элементы достаточно четко разделяются на две группы. В I группу входят в основном сидерофильные и халькофильные элементы (табл. 4). Большинство из них характеризуется хорошей миграционной способностью, высокой подвижностью — почти на протяжении всего процесса они выносятся из зоны ультраметаморфизма. Закономерно, что все элементы мигрируют из зоны гранитизации, причем четче всего эта тенденция выражена у сидерофиль-

Таблица 4. Распределение малых и рудогенных элементов в

Элемент	Группа элементов	Кларк кислых пород, по А. П. Виноградову	1		2	
			с	с/к	с	с/к
Cr	I	0,0025	0,0024	0,94	0,0047	1,88
Co		0,0005	0,0010	2,00	0,0011	2,20
V		0,0040	0,0043	1,07	0,0046	1,15
Ti		0,23	0,36	1,57	0,25	1,09
Mn		0,06	0,039	0,65	0,039	0,65
Cu		0,002	0,0040	1,99	0,0053	2,65
U		0,00035	0,00026	0,74	0,00011	0,31
Pb		0,002	0,0032	1,62	0,0025	1,12
Ba	II	0,083	0,094	1,43	0,078	0,93
Zr		0,02	0,015	0,77	0,011	0,57
Sr		0,03	0,048	1,60	0,037	1,23

Причание: 1 — мигматиты, 2 — граниты, мигматиты кордиерит-гранатовые, 3 — плагиограниты и пла-породах, с/к — коэффициент концентрации

Таблица 5. Распределение малых и рудогенных элементов

Элемент	Кларк кислых пород, по А. П. Виноградову	1		2		3
		с	с/к	с	с/к	
Cr	0,0025	0,0028	1,10	0,0039	1,54	0,0011
V	0,0040	0,0025	0,63	0,0025	0,62	0,0010
Ti	0,23	0,26	1,12	0,18	0,79	0,21
Mn	0,06	0,039	0,65	0,023	0,38	0,015
Ni	0,0008	0,0011	1,32	0,0015	1,82	0,0010
Cu	0,0020	0,0023	1,15	0,0041	2,06	0,0011
U	0,00035	0,00041	1,17	0,00035	1,00	—
Ga	0,0020	0,0026	1,32	0,0026	1,28	0,0011
Pb	0,002	0,0038	1,88	0,0036	1,80	0,0112
Zr	0,02	0,020	0,98	0,013	0,63	0,021
Sr	0,03	0,029	0,96	0,036	1,22	0,010
Y	0,0034	0,0024	0,69	0,0012	0,35	0,0010
Yb	0,0004	0,00012	0,30	0,00020	0,50	0,00010
Be	0,00055	0,00042	0,76	0,00028	0,51	0,00010

Причание: 1 — граниты микроклиновые; 2 — пегматиты, пегматоидные граниты, 3 — микроклиниты,

ных. Менее отчетливо она проявлена у Co и Mn. При магматическом замещении гнейсового субстрата гранитоидами концентрации этих элементов уменьшаются очень незначительно. Элементы II группы, обладая хорошей миграционной способностью, отличаются от элементов I группы тем, что в конечных продуктах ультратрансформизма их содержания увеличиваются, и они накапливаются в постгранитизационных гидротермальных образованиях. Лучше всего эта закономерность проявляется для U и Pb.

Вторым примером могут быть данные о подвижности рудогенных элементов в постгранитизационных образованиях, развитых в зонах милонитизации и объемного катаклаза [28].

В породах УЩ широко развиты метасоматические и жильные диафториты, представленные микроклинитами, альбититами и другими разновидностями постультратрансформических образований, нередко содержащие проявления редких металлов (табл. 5). Подвижность рудогенных элементов в этом процессе несомненна. Для большинства из них трудно установить какую-либо закономерность. Однако достаточно ясно отмечается малая подвижность сидерофильных и халькофильных элементов, за исключением Ni и V, которые довольно интенсивно выносятся из зоны катаклаза и милонитизации. Отмечен незначительный привнос Cr и Mn. Содержания Ti и Cu в милонитах и катаклазитах практически не меняются.

**ультраметаморфических образованиях Украинского щита, %**

3		4		5		6	
c	c/k	c	c/k	c	c/k	c	c/k
0,0022	0,87	0,0031	1,24	0,0022	0,87	0,0031	1,24
0,0010	2,00	0,0014	2,74	0,0011	2,20	0,0012	2,30
0,0028	0,71	0,0076	1,91	0,0041	1,02	0,0051	1,27
0,23	1,01	0,43	1,88	0,40	1,73	0,30	1,30
0,054	0,90	0,054	0,90	0,031	0,52	0,031	0,52
0,0039	1,97	0,0037	1,86	0,0033	1,66	0,0045	2,25
0,00011	0,31	0,00024	0,69	0,00013	0,37	0,00009	0,26
0,0022	1,11	0,0024	1,20	0,0028	1,38	0,0021	1,04
0,067	0,81	0,070	0,85	0,094	1,13	0,044	0,53
0,014	0,70	0,017	0,86	0,019	0,96	0,012	0,62
0,027	0,90	0,062	2,06	0,036	1,20	0,050	1,67

гиомигматиты, 4 — гранодиориты и диориты, 5 — чарнокиты; 6 — эндербиты; с — среднее содержание элемента в рационально относительно Кларка.

**в метасоматитах Украинского щита, %**

c/k	4		5		6	
	c	c/k	c	c/k	c	c/k
0,44	0,0014	0,54	0,0013	0,52	0,0010	0,40
0,25	0,0024	0,60	0,0055	1,38	0,0042	1,05
0,93	0,29	1,24	0,10	0,46	0,062	0,27
0,25	0,023	0,38	0,023	0,38	0,032	0,53
1,25	0,0010	1,25	0,0010	1,25	0,0010	1,25
0,55	0,0024	1,18	0,0030	1,50	0,0020	1,00
—	0,00038	1,09	—	—	—	—
0,55	0,0026	1,32	0,0013	0,65	0,0010	0,50
5,6	0,0033	1,66	0,0115	5,75	0,0018	0,90
1,06	0,036	1,78	0,042	0,60	0,012	0,61
0,33	0,027	0,89	0,010	0,33	0,610	20,3
0,29	0,094	1,13	0,012	0,15	0,040	0,48
0,29	0,0030	0,88	0,0010	0,29	0,0036	1,06
0,25	0,00054	1,35	0,00020	0,50	0,00030	0,75
0,18	0,00310	5,64	0,00300	5,45	0,00053	0,96

4 — альбит-микроклиновые породы, 5 — альбититы, 6 — карбонатиты.

В целом же для дислокационного метаморфизма характерна меньшая подвижность сидерофильных и халькофильных элементов, чем при ультраметаморфизме. Из литофильных элементов при дислокационном метаморфизме привносятся U, Be, Ga и выносятся Pb, Ba, Sr, Zr, Y, Yb.

При наложении регressiveного метаморфизма (зона «сиенитизации» пород) резко меняется характер миграции Ni и Cr. Отмечается вынос Cr из зоны сиенитизации в привнос Ni в зону диафтореза. Кроме того, выносятся Ga, Be и Zr и привносятся U, Ba, Sr, Pb, Cu.

Натриевый метасоматоз в центральной части УЩ отличается привносом в зону альбитизации Cu и Pb (в прямой зависимости от интенсивности метасоматоза).

В слабоальбитизированных породах их концентрации меняются весьма незначительно по сравнению с исходными породами. Группа элементов, включающая Cr, Ti, Ni, Mn, Sr, Zn, Y, Yb, выносится из зоны альбитизации (табл. 5).

Уран и свинец проявляют тенденцию к накоплению в реоморфических границах и постультратоморфических образованиях. Это свидетельствует о том, что на конечной стадии ультраметаморфизма эти элементы мобилизовались из метаморфических пород, переносились и накапливались в постметаморфических гидротермальных образованиях (микроклинитах, альбититах). Такая закономерность особенно четко видна при дислокационном метаморфизме и

Таблица 6. Содержание рудогенных элементов в ультраметаморфических породах различных

Группа пород и фация метаморфизма	Количество проб	Сумма элементов	Сидерофильные				
			Ti · 10 <sup>-2</sup>	Cr · 10 <sup>-4</sup>	Co · 10 <sup>-4</sup>	Ni · 10 <sup>-4</sup>	V · 10 <sup>-3</sup>
<b>Мигматиты</b>							
Эпидот-амфиболитовая	82	0,129	6,27	10,25	6,94 Σ0,069	14,33	2,89
Амфиболитовая	78	0,137	7,84	98,96	9,80 Σ0,097	27,57	4,42
Гранулитовая	39	0,152	7,55	121,11	5,63 Σ0,093	16,90	3,24
<b>Граниты</b>							
Промежуточная между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой	30	0,236	16,70	10,50	8,60 Σ0,179	17,70	8,22
Эпидот-амфиболитовая	80	0,270	14,39	75,95	— Σ0,157	16,25	4,21
Амфиболитовая	173	0,256	16,33	68,55	1,87 Σ0,175	10,99	3,87
Гранулитовая	25	0,322	20,70	75,60	11,20 Σ0,229	15,00	11,40

натриевом метасоматозе. Иными словами, на гидротермальной стадии U, Pb и Cu проявляют способность к миграции в растворах, перераспределению и частичной локализации в породах зелено-сланцевой фации метаморфизма, в диафторитах (по гранитам, мигматитам, гнейсам) и альбититах.

Третьим примером может быть изменение металлов в породах различных фаций метаморфизма Байкало-Патом-

Рис. 7. Подвижность рудогенных элементов при гранитизации пород Байкало-Патомского нагорья [174]:

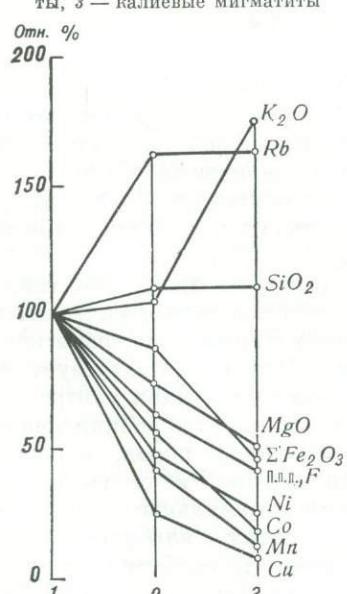
1 — исходный состав, 2 — плагиоклазовые мигматиты, 3 — калиевые мигматиты

ского нагорья. По данным Б. В. Петрова и В. А. Макрыгиной [174], в области гранитизации уменьшается значительное количество широко распространенных металлов — Cu, Mn, Co, Ni, Fe и Mg, что сопровождается увеличением содержания в гранитоидах SiO<sub>2</sub>, Na и K (рис. 7). Отмечается накопление этих элементов в вышележащих породах амфиболитовой фации метаморфизма. В изученных участках установлено соотношение во времени и пространстве процессов регионального метаморфизма, гранитизации, пегматитообразования и формирования метаморфогенных жил.

Очень интересные материалы собраны и изучены по жильным образованиям среди пород Байкало-Патомского нагорья. Как и во многих других районах метаморфических пород, жилы определенного состава и строения приурочены к породам аналогичного состава.

Наши наблюдения в шахтах, карьерах и по кернам скважин показали следующее.

Железистые кварциты содержат множество секущих и послойных жил — кварцевых, хлорит-кварцевых и кварц-магнетитовых с гематитом, хлоритом и сульфидами Pb, Fe и Zn; в зеленосланцевой фации сульфиды представлены пиритом, а в высоких фациях метаморфизма (амфиболитовой и гранулитовой) — пирротином; силикаты представлены амфиболами, пироксенами и гранатами.



фаций метаморфизма в Криворожском бассейне, Приазовье и Побужье, %

Халькофильные					Литофильные		
Pb · 10 <sup>-4</sup>	Cu · 10 <sup>-3</sup>	Sn · 10 <sup>-4</sup>	Zn · 10 <sup>-3</sup>	Ag · 10 <sup>-6</sup>	Zr · 10 <sup>-3</sup>	Ba · 10 <sup>-2</sup>	Mo · 10 <sup>-5</sup>
11,18	3,62	1,45 Σ0,009	3,75	6,66	7,38	4,37 Σ0,051	10,90
6,54	2,65	0,84 Σ0,007	4,04	2,01	6,13	2,64 Σ0,033	8,74
19,13	2,81	1,21 Σ0,008	2,84	2,37	7,64	4,37 Σ0,051	8,41
4,10	3,00	1,10 Σ0,009	5,60	4,10	8,30	4,00 Σ0,048	11,40
34,72	2,09	1,33 Σ0,009	2,83	2,68	11,93	9,01 Σ0,104	154,44
21,30	2,20	1,48 Σ0,010	5,37	4,28	14,91	5,55 Σ0,071	28,95
16,00	2,30	1,20 Σ0,010	5,70	3,60	11,40	7,10 Σ0,083	32,80

Существенно силикатные породы, состоящие из серицита, хлорита, графитита и кварца, содержат жилы силикатного состава — кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые в породах зеленосланцевой фации и кварц-пироксеновые и кварц-амфиболовые в породах высоких фаций метаморфизма.

Породы существенно карбонатного состава (доломиты, мраморы) или карбонат-силикатные содержат жилы карбонатного состава (доломит-кальцитовые, кварц-карбонатные) или карбонат-полевошпатовые, а при высокой ступени метаморфизма — пегматитовые.

Четвертым примером являются данные о миграции рудогенных элементов в мигматитах и гранитах районов Криворожского бассейна, Приазовья и Побужья. Сумма всех рудогенных элементов в мигматитах эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма изменяется незначительно — от 0,13 до 0,15 %. Однако подвижность отдельных элементов не отражает постоянства содержания в группах мигматитов. Интересно значительное повышение содержания Ni, Co и Cr в мигматитах амфиболитовой фации метаморфизма, а также значительное уменьшение содержания в них Pb. Удивительно однообразны литофильные элементы Zr и Mo (табл. 6).

Группа гранитов характеризуется более высоким (примерно в два раза) содержанием суммы рудогенных элементов, чем группы мигматитов. Самое вы-

сокое содержание ее определено в боковянских порфировидных гранитах, отнесенных к гранулитовой фации метаморфизма (0,32 %), а в остальных гранитах она практически постоянна (0,24—0,26 %). Исследовались граниты плагиоклазовые саксаганские из Октябрьского карьера и карьера Савро, токовские микроклин-плагиоклазовые граниты, корсунь-шевченковские граниты рапакиви, кировоградские и анадольские из Приазовья, долинские и уманские. Только содержания V, Ni, Co значительно повышены в гранулитовой фации.

На основании приведенных данных по УЩ и Байкало-Патомскому нагорью, а также ранее опубликованных материалов по Алданскому щиту [215—217], Предбайкалью [44], докембрию Южного Урала [57] сделано заключение о геохимии рудогенных элементов при ультраметаморфизме.

При ультраметаморфизме образуются парагранитоиды двух типов.

Палингенные и анатектические, возникающие при кристаллизации коровых магм. Они имеют интрузивные формы, резкие контакты с вмещающими породами и активно воздействуют на них. Для них характерны постоянные минеральный состав и структура. С этими гранитами связано подавляющее большинство месторождений редких и рудных элементов.

Автохтонные, образовавшиеся при метаморфической перекристаллизации осадочно-вулканогенных пород. Они характеризуются согласным залеганием, нечеткими контактами

с вмещающими породами, содержат останцы последних, обладают непостоянным минеральным составом [194].

При образовании автохтонных гранитоидов (мigmatитов) выносятся Mg, Ca, Fe, Ni, Co, Mn, Cu и многие другие металлы; величина этого выноса зависит от полноты перекристаллизации метаморфических пород и часто колеблется в широких пределах. Образование палингенных и анатектических гранитов (обычно плагиоклаз-микроклиновых) сопровождается выносом ряда рудогеновых элементов — Co, Ni, Mn, Cu, V, накоплением Pb, U, редких земель, а также других металлов.

Особое значение имеют диафториты или метасоматические и жильные образования; они возникли вследствие гра-

нитизации метаморфических пород, в которых происходит накопление большинства металлов, подвижных при гранитизации.

Метасоматиты представлены альбититами, грэйзенами, эгиринитами, карбонатитами, лиственитами и березитами. По данным изотопной геохронологии, метасоматиты и жилы образовались на завершающих этапах ультраметаморфизма. В метасоматитах и жильных образованиях находятся месторождения берилля, ниобия, тантала, урана, полиметаллов и многих других элементов. Генетически эти месторождения связаны с процессами гранитизации метаморфических пород и должны рассматриваться как гидротермальные постграничационные [25, 133, 213].

#### IV.3. ПОДВИЖНОСТЬ УРАНА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМЕ ПОРОД

К настоящему времени опубликован обширный материал о содержании урана в метаморфических и ультраметаморфических породах докембрийского и фанерозойского возраста — по районам Балтийского Алданского щита, и Горного Алтая (Теректинский горст) и Южно-Чуйского хребта южной части Сибири (Западная Тува, Западные Саяны и Витимо-Патомское нагорье), Казахстана и Средней Азии (Кокчетавский массив), восточной части Восточно-Европейской платформы. О содержании урана на щитах мира мы располагаем значительно меньшим материалом, в основном по Канадскому, Балтийскому щитам и Австралийской платформе. По остальным регионам сведения о содержании урана относятся либо к отдельным структурно-фацальным зонам, либо к отдельным толщам и даже типам пород. Из-за этого, естественно, трудно сопоставить имеющиеся данные. Тем не менее на основании их анализа можно сделать вывод об ураноносности метаморфических и ультраметаморфических пород докембрийских щитов.

В распределении урана в различных типах метаморфических пород отчетливо проявляются геохимические особенности исходных отложений. Наиболее низкие концентрации урана в метаморфизованных аналогах вулканогенных толщ: породах диабаз-спилитовой и офиолитовой формаций УЩ ( $0,5 - 0,9 \cdot 10^{-4}$ , сутамской, кудкликанской и

олонгсинской свит Алданского ( $0,8 - 1,0 \cdot 10^{-4}$  и сортавальской серии Балтийского ( $0,6 - 0,9 \cdot 10^{-4}$  % щитов. Такого же порядка содержание урана отмечено и в метаморфических аналогах хемогенных пород: в железистых кварцитах криворожской серии УЩ  $0,8 \cdot 10^{-4}$ , карбонатных и магнетитсодержащих породах федоровской свиты и чульманского комплекса Алданского щита ( $1,0 - 1,1 \cdot 10^{-4}$ , мраморах и кальцифирах Канадского щита ( $0,7 - 0,9 \cdot 10^{-4}$ ; несколько выше оно в карбонатных породах ятулийской серии Балтийского щита —  $1,5 \cdot 10^{-4} \%$ .

Более высокими и дифференцированными значениями ураноносности характеризуются метаморфические аналоги кластогенных пород, как правило, протерозойского возраста: кластогенные осадки терригенных формаций УЩ ( $2,1 - 4,4 \cdot 10^{-4}$ , станового и чульманского комплексов Алданского щита ( $1,3 - 4,8 \cdot 10^{-4}$ , ладожской серии Балтийского  $3,2 \cdot 10^{-4}$ , метапелиты Патомского нагорья ( $1,0 - 2,5 \cdot 10^{-4}$  и алюмосиликатные и кварц-полевошпатовые породы Канадского щита ( $1,5 - 4,3 \cdot 10^{-4} \%$ .

Ультраметаморфические образования в целом отличаются в основном более высокой ураноносностью, чем метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы, по которым они образовались. Низкие содержания урана определены в формациях оснбных и ультраосновных пород. Продукты гранитизации

офиолитовой и диабаз-спилитовой формаций УЩ, алданского и станового комплексов Алданского щита характеризуются незначительным содержанием урана —  $(0,9-1,1) \cdot 10^{-4} \%$ , мало отличающимся от ураноносности субстрата, по которому они образовались. Больше урана в гранитоидах, образовавшихся по породам терригенной ( $3,2 \cdot 10^{-4} \%$ ) и кератофировой ( $2,7 \cdot 10^{-4} \%$ ) формаций УЩ, что обусловлено изначально более высокой радиоактивностью пород указанных формаций.

Помимо среднего содержания урана в описываемых образованиях заслуживают внимания параметры, указывающие на степень рассеяния его (в частности, коэффициент вариации). В отличие от ультраметаморфических метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы характеризуются более спокойной вариационной кривой, что определяется относительной равномерностью распределения урана в них. Эта картина нарушается при ультраметаморфизме. В мигматитах и автохтонных гранитоидах распределение урана резко неоднородно.

Подвижность урана в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма изучалась на примере УЩ. Исследовались породы разного состава и генезиса, метаморфизованные в условиях гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также продукты их гранитизации. Проведено около 3000 определений. Отдельные разновидности пород охарактеризованы в большинстве случаев достаточно представительными сериями проб (многие десятки и сотни). Содержание урана определялось люминесцентным методом (чувствительность  $5 \cdot 10^{-5} \%$ ). Для определения так называемого подвижного урана применялось извлечение его из пород кипячением в 5%-ном растворе соды в течение 30 мин.

Распределение урана в осадочных (хемогенных и терригенных) породах и вулканогенных образованиях, метаморфизованных в различных фациях, а также в неперемещенных анатектических и в перемещенных реоморфических гранитах показано на рис. 8. Приводится также распределение его в метасоматитах.

Концентрация урана уменьшается по мере усиления метаморфизма. Наиболее отчетливо эта закономерность выявлена для первично-терригенных образова-

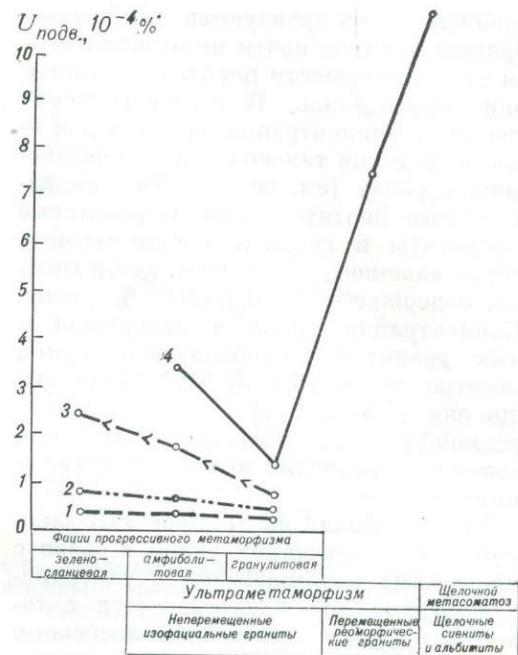


Рис. 8. Содержание урана в породах различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма:

1 — вулканогенных, 2 — хемогенных, 3 — терригенных, 4 — ультраметаморфических

ний, в которых изначальное количество урана по сравнению с другими породами было наибольшим, и наименее отчетливо — для вулканогенных.

Таким образом, региональный прогрессивный метаморфизм обусловил значительную миграцию урана. В основном это касается осадочных образований. Общая потеря урана, обусловленная метаморфизмом от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, по нашим расчетам, может достигать 90 для терригенных и 60 % для хемогенных пород. При этом из терригенных образований большая часть урана освобождается при переходе породы из амфиболитовой фации в гранулитовую — в среднем 70—60 %. Для хемогенных образований это количество составляет около 50 %. Из вулканогенных же пород практически весь миграционноспособный уран освобождается при переходе из зеленосланцевой фации в амфиболитовую. Количество высвобождающегося урана на разных ступенях метаморфизма будет зависеть от соотношения терригенных, хемогенных и вулканогенных пород, вовлеченных в этот процесс.

Ураноносность продуктов ультраметаморфизма разная. Изофацальные

граниты характеризуются невысокой ураноносностью, почти не отличающейся от ураноносности пород, по которым они образовались. В реоморфических гранитах концентрация урана в два — три раза выше таковой в метаморфических породах (см. рис. 8). Так, изофациальные биотит-кордиерит-гранатовые мигматиты и граниты Приднестровья, образовавшиеся по гнейсам, как и гнейсы, содержат  $(0,4-0,9) \cdot 10^{-4} \%$  урана. Концентрация урана в неперемещенных гранитах амфиболитовой фации заметно выше ( $3,4 \cdot 10^{-4} \%$ ). Еще выше она ( $7,5 \cdot 10^{-4} \%$ ) в перемещенных реоморфических гранитах и особенно высока в метасоматических образованиях.

Установленная на примере УЩ закономерность поведения урана в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма хорошо согласуется с таковой по Алданскому и Балтийскому щитам, Патомскому нагорью и другим районам Советского Союза, сложенным образованиями более молодого возраста. Она согласуется также с результатами изучения эволюции химического состава осадочных пород при метаморфизме на обширном региональном материале (Балтийский, Украинский, Алданский, Канадский и другие щиты). Отсюда вывод: по мере усиления метаморфизма пород увеличивается вынос урана, максимальной величины он достигает в условиях высокотемпературных амфиболитовой и гранулитовой фаций. При ультраметаморфизме уран ведет себя по-разному: в одних породах вынос его продолжается, в других им обогащаются продукты ультраметаморфизма (Украинский щит, Кокчетавский массив).

По содержанию урана в метаморфических образованиях других докембрийских районов мира можно также судить об уменьшении его концентрации в породах по мере углубления метаморфизма. Так, в метаморфических комплексах Лангнес (Северная Норвегия) в породах эпидот-амфиболитовой фации урана  $3,45 \cdot 10^{-4}$ , амфиболитовой  $1,2 \cdot 10^{-4}$ , гранулитовой  $0,88 \cdot 10^{-4}$  (низкая субфация) и  $0,39 \cdot 10^{-4} \%$  (высокая субфация). Гнейсо-граниты Западно-Австралийского щита концентрируют урана  $2,5 \cdot 10^{-4}$  (амфиболитовая фация) и  $0,5 \cdot 10^{-4} \%$  (гранулитовая фация).

Изучение форм нахождения урана в супракrustальных толщах имеет важ-

ное значение, так как от них зависит подвижность урана, а с подвижностью его связано решение проблемы рудного вещества при метаморфизме. Формы нахождения урана в изверженных породах детально изучены Д. Нейербургом. Что же касается метаморфических образований, то в них формы нахождения урана исследованы значительно хуже. По-видимому, это объясняется, с одной стороны, общей низкой ураноносностью метаморфизованных вулканически-осадочных комплексов, с другой, — сложностью задачи: процессы метаморфизма приводят к перераспределению урана между различными минералами с изменением форм нахождения.

Для выяснения форм нахождения урана в настоящее время применяются три способа: поминеральный баланс урана, определение степени выщелачиваемости его (количество легко- и трудновыщелачиваемого) и изучение пространственного распределения урана в породе по микрорадиографиям и *f*-радиографиям. Ни одним из этих методов в отдельности нельзя достаточно убедительно решать вопрос о формах нахождения урана. Желательно применять все три метода. К сожалению, такие комплексные исследования довольно редки. В качестве положительного примера следует отметить работу А. С. Митропольского, С. В. Мельгунова, В. Г. Чернова. По докембрию УЩ такие исследования лишь начаты, поэтому приведенные далее сведения следует рассматривать как предварительные.

Распределение урана в минералах докембрийских пород УЩ оценено по сопоставлению результатов поминеральных балансов урана, изучения микрорадиографий и *f*-радиографий, а также данных выщелачивания «легкоподвижного» урана из пород и минералов 5%-ным раствором соды (по методу И. Г. Ченцова).

Содержание урана в минералах пород высоких фаций метаморфизма изучено в образованиях хемогенной (железистых кварцитах) и терригенной формаций. В минералах легкой фракции железистых кварцитов гранулитовой фации оно составляет  $0,06 \cdot 10^{-4}$ , а амфиболитовой  $0,08 \cdot 10^{-4} \%$ . В темноцветных минералах (гиперстене, диопside, амфиболе, биотите) железистых кварцитов амфиболитовой фации урана  $28,7$ , в магнетите  $18,3$ , гранате  $7$ , кварцах и плагиоклазе  $13 \%$ . Таким обра-

зом, в этих минералах содержится 60 % всего урана породы. В железистых кварцитах гранулитовой фации кварц + полевой шпат содержат урана 16,7, гиперстен 18,4, магнетит 11,5, гранат 9, диопсид 3,4, амфибол 1,5 %. Эти минералы-носители (кроме диопсида) составляют около 98 % породы и урана в них до 60 %. Минералами-концентратами, сосредоточивающими более 40 % урана и составляющими немногого более 1,5 % породы, являются, очевидно, сульфиды, апатит и другие акцессории. Минералы-носители урана в кварцитах амфиболитовой фации те же, что и в гранулитовой, а также биотит. Они составляют 98 %, сосредоточивая 60 % урана породы. Концентрируют уран (40 %) акцессории, которые в сумме составляют около 1 % породы. Минералы легкой фракции гнейсов амфиболитовой фации содержат значительно больше урана ( $0,2 \cdot 10^{-4} \%$ ), чем аналогичные минералы гнейсов гранулитовой фации ( $0,07 \cdot 10^{-4} \%$ ).

К сожалению, нет возможности сопоставить ураноносность минералов гнейсов разных фаций метаморфизма из-за недостатка фактического материала. Можно лишь отметить более высокую концентрацию урана во всех породообразующих минералах гнейсов амфиболитовой фации (по которым имеются сведения) по сравнению с гнейсами гранулитовой. В последних носителями урана являются кварц, полевой шпат, амфибол, гиперстен, гранат, содержащие в общем около 60 % урана породы. Концентрируют уран циркон, сульфиды, силлиманит, графит, составляющие всего 1 % и несущие 40 % урана. Гнейсы амфиболитовой фации из-за недостатка материала оценить невозможно.

Концентрация легкоизвлекаемого урана наименьшая в породах гранулитовой фации метаморфизма и наибольшая — в породах зеленосланцевой (рис. 9).

В продуктах ультраметаморфизма его еще больше, чем в метаморфических породах. Количество легкоизвлекаемого урана незначительно изменяется при метаморфизме вулканогенных образований. В хемогенных породах концентрация урана уменьшается прямо пропорционально усилению метаморфизма. Несколько иная зависимость отмечается для терригенных образований: в области зеленосланцевой — амфиболитовой фаций содержание легкоизвлекаемого

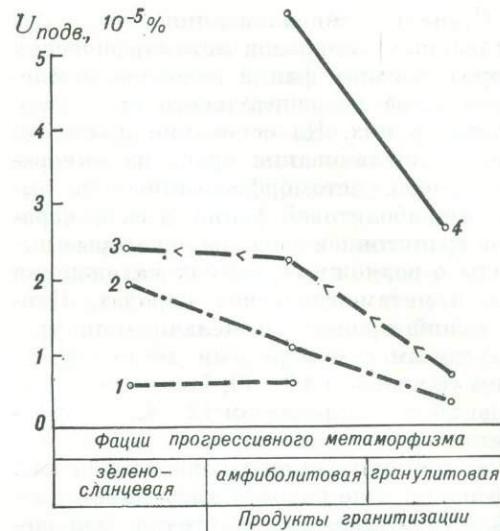


Рис. 9. Содержание легкоизвлекаемого (подвижного) урана в породах различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма.  
Усл. обозначения те же, что и на рис. 8

урана изменяется незначительно — от  $0,2 \cdot 10^{-4}$  до  $0,23 \cdot 10^{-4} \%$ . Надо полагать, что в кластогенных породах амфиболитовой и зеленосланцевой фаций часть урана присутствует в минералах в виде изоморфной примеси в четырехвалентной форме и поэтому трудно выщелачивается. Относительное увеличение легкоизвлекаемого урана в хемогенных породах по сравнению с терригенными, вероятно, обусловлено тем, что в первых большая его часть в породообразующих минералах присутствует в расщепленном виде. Значительное количество «подвижного» урана в гранитоидах свидетельствует о том, что он здесь в основном находится в шестивалентной форме и легко может быть извлечен из пород. Поэтому ультраметаморфические гранитоиды можно рассматривать в качестве потенциальных источников миграционноспособного урана.

В гранулитовой фации содержание легкоизвлекаемого урана резко падает как в продуктах метаморфизма, так и в ультраметаморфических образованиях. Это объясняется тем, что с усилением метаморфизма до гранулитовой фации происходит вынос урана, преимущественной формой нахождения его остается изоморфная, с трудом поддающаяся выщелачиванию. Подобное положение подтверждается и результатами поминерального распределения урана в метаморфических породах [23].

Степень выщелачивания урана из отдельных минералов метаморфических пород высоких фаций невозможно оценить из-за незначительного его содержания в них. На основании проведенного выщелачивания урана из минералов пород, метаморфизованных не выше амфиболитовой фации, и из минералов гранитоидов сделаны некоторые выводы о возможных формах нахождения его в метаморфических породах. Наибольший процент выщелачивания урана связан с минералами легкой фракции (с кварцем 14—40, биотитом от 7—9 до 56, с плагиоклазом 12—18 %), наименьший — с акцессориями (около 4—5 %, в описываемом случае сульфиды). Темноцветные породообразующие минералы занимают промежуточное положение (с магнетитом 8—23, с амфиболом и хлоритом 8—10 %). В минералах пород зеленосланцевой фации по сравнению с породами более высоких фаций отмечается резко повышенное содержание легковыщелачиваемого урана. Высокая концентрация его определена и в минералах гранитоидов. Это, по-видимому, связано с тем, что в метаморфических породах низких фаций и гранитоидах уран в основном присутствует в рассеянном состоянии.

Уран, относительно легко выщелачиваемый из породообразующих минералов без разрушения их кристаллической решетки, может находиться: 1) в виде растворимых минералов, которые иногда присутствуют в породе как тончайший труднообнаруживаемый пигмент; 2) в поровых и межзерновых растворах, а также в жидких включениях внутри минералов; 3) в высшей дисперсии — в микроскопическом рассеянии в породе и минералах (по В. И. Вернадскому). В нашем опыте, учитывая низкую концентрацию урана в кварце и полевом шпиле, характер  $f$ -радиографий (установлены редкие рассеянные треки по площади развития этих минералов), высокую степень выщелачиваемости его, можно предположить молекулярное рассеяние. Аналогичный вывод получен для метаморфического комплекса юго-восточной части Горного Алтая.

Наиболее распространенной формой невыщелачиваемого урана является изоморфное вхождение его в кристаллическую решетку некоторых породообразующих и акцессорных минералов, в которых атомы (ионы) урана могут на-

ходиться в состоянии захвата — эндокриптии. Такими минералами могут быть породообразующие кальций-железистые, кальций-магний-железистые и в меньшей мере кальций-алюминиевые силикаты.

Изучение микрорадиографий и  $f$ -радиографий, анализ степени выщелачиваемости темноцветных минералов пород разных фаций метаморфизма позволяют считать, что формой нахождения урана в исследуемом комплексе метаморфических пород может быть изоморфное вхождение его в циркон, хлорит, ставролит, турмалин, апатит, сфен и лейкоксен.

Резюмируя изложенное, отметим следующее.

Преобладающей формой нахождения урана в минералах легкой фракции является молекулярное рассеяние. В темноцветных породообразующих минералах основная форма нахождения его, видимо, изоморфная, хотя не исключена возможность присутствия его и в рассеянном виде.

С усилением метаморфизма при переходе от зеленосланцевой к амфиболитовой фации концентрация урана во всех минералах, кроме акцессориев, резко падает. В минералах пород зеленосланцевой фации метаморфизма по сравнению с амфиболитовой значительная доля урана находится в форме молекулярного рассеяния и может поэтому легко извлекаться под действием метаморфических процессов.

В гранулитовой фации уран концентрируется главным образом в акцессориях (цирконе, апатите, сфене). Наличие, однако, некоторой части легкоизвлекаемого урана в наиболее глубокометаморфизованных породах объясняется тем, что освобождаемый при метаморфизме уран в молекулярной форме заполняет дефекты кристаллических структур новых минеральных ассоциаций высокометаморфизованных пород.

Потеря урана при процессах регионального метаморфизма связана с дегидратацией пород и выносом его метаморфическими растворами в сторону низких ступеней метаморфизма. В наименее метаморфизованных разностях гетерогенных пород рудогенные элементы находятся в составе обломков акцессорных рудных инерудных минералов, образуют самостоятельные аутигенные минералы, растворены в молекулярно-пленочных растворах или сорбированы

нерудными минералами. Воды поровых пространств, покидающие породы на низких ступенях метаморфизма, при относительно низких температурах экстрагируют значительную часть урана, находящегося в легкорастворимой форме и обладающего низкой теплоемкостью.

При повышении степени метаморфизма рудогенные элементы либо частично захватываются кристаллическими решетками новообразованных минералов (хлорита, биотита, амфибола, пироксена и др.), либо образуют самостоятельные минералы — оксиды, титанаты и силикаты. Последние часто создают пленки или заполняют пространства между порообразующими минералами. Формированию таких поровых тонкодисперсных агрегатов способствуют процессы бластеза — перекристаллизация порообразующих минералов, сопровождавшаяся самоочисткой минералов от чужеродных примесей. Некоторая часть рудогенных элементов входит в состав газово-жидких включений в новообразованных минералах.

Выделение из пород гидроксильной воды при высоких температурах и давлении вызвало разрушение кристаллических решеток новообразованных минералов-гидратов, что сопровождалось растворением и выносом урана, за исключением той его части, которая вошла в состав новых акцессорных минералов (сфена, граната, пиркона, апатита), отвечающих новой фации метаморфизма. Подсчеты и некоторые экспериментальные данные показали, что уран интенсивно переносится в виде комплексных уранил-натрий-карбонатных ионов при температурах выше 450 °С и давлениях, превышающих 500 кгс/см<sup>2</sup>.

Растворы, образующиеся при метаморфизме и особенно ультраметаморфизме, выделяются в виде диафторических или послегранитизационных и фиксируются вместе с метасоматитами в зонах разломов глубокого заложения. Экспериментальные данные показали, что метасоматиты образуются в интервале температур 520—250°, а рудные урановые минералы при 250—140 °С. Рудные скопления и развитие метасоматитов характерны для пород амфиболовой фации метаморфизма.

На основании приведенных геологических и аналитических данных можно сделать некоторые общие выводы о подвижности урана при процессах прогрессивного метаморфизма, ультраметаморфизма и диафтореза.

Среди исходных слабометаморфизованных пород наименее ураноносны вулканогенные основного и ультраосновного ряда. Поэтому в архейских образованиях, для которых исходными были основные и ультраосновные вулканиты, фоновые содержания урана низкие. Изначально наиболее ураноносными были кластогенные породы нижнего протерозоя. Промежуточное значение имеют породы исходного глинистого состава.

Уран в породах находился в подвижном (в составе аутигенных, в том числе самостоятельных легкорастворимых минералов), малоподвижном (в составе темноцветных минералов) и неподвижном (в урансодержащих акцессориях) видах.

Региональный динамотермальный метаморфизм вызывает широкое перемещение урана, усиливающееся с углублением процессов метаморфизма. Вынос урана при высоких фациях метаморфизма достигает 50—75 % первоначального содержания его. Отмечаются направленный процесс обеднения ураном пород гранулитовой фации метаморфизма и закономерное накопление его в породах амфиболитовой (в виде микrorудных фаций).

Ультраметаморфические процессы вызвали очень активное, различное для разных условий перемещение урана. В изофацальных гранитоидах, образовавшихся по гнейсам, изменения содержаний урана по сравнению с породами, за счет которых они образовались, незначительны. Реоморфические граниты, особенно их щелочные разности, характеризуются накоплением урана.

Наибольшие концентрации урана отмечаются в метасоматитах (микроклинитах, альбитах, эгиринитах), являющихся продуктами диафторической деятельности постгранитизационных растворов.

#### IV.4. МОБИЛИЗАЦИЯ МЕТАЛЛОВ ПРИ ФИЛЬТРАЦИИ ХИМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ В ПОРОДАХ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Экспериментальные исследования, подтверждающие или приближенно воспроизводящие условия мобилизации металлов при метаморфизме пород, до настоящего времени проводились редко. К. М. Федотьев [235] исследовал взаимодействие раствора хлористого натрия с алюмосиликатом, содержащим молибден. Алюмосиликат, по составу близкий альбиту, приготавливается путем плавления смеси  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{MoO}_3$ . Были проведены две серии опытов. Первая — с повышением температуры от 500 до 700 °C и давления от  $630 \cdot 10^5$  до  $1270 \cdot 10^5$  Па, вторая в изотермических условиях (600 °C) при повышении давления от  $950 \cdot 10^5$  до  $1350 \cdot 10^5$  Па. Полученные результаты подтверждают гипотезу об извлечении рудных элементов из минералов горных пород в процессе их метаморфизма и возможность формирования в толще горных пород рудосодержащих гидротермальных растворов.

Л. Н. Овчинников, Д. С. Шляпников и Л. С. Шур [162] экспериментально получили вынос элементов примесей из гранита при воздействии на него водяным паром при температуре 600 °C, который составляет 55—99 % исходного содержания. При температуре 300 °C водяной пар выносит из полевого шпата и слюды заметные количества распределенных элементов: из полевого шпата в течение суток выносится Fe 0,68, Ni 0,14, Co 0,007, Mn 0,0015, Ti 0,06, V 0,007, Cu 0,007, Pb 0,007 при общем количестве этих элементов в навеске 22,6 мг.

Интересные экспериментальные работы выполнены в Геттингенском университете [274]; в них показано влияние водных растворов хлорида натрия на силикаты. Были проанализированы по содержанию K, Mo, Ca, Fe составы растворов хлорида натрия (0,5; 1,0; 2,0 н.), находящиеся в равновесии с силикатами (иллитом, глауконитом, монтмориллонитом, мусковитом), при температурах 350, 450, 550 °C и давлении  $1 \cdot 10^8$  Па. Установлен переход катионов, содержащихся первоначально в твердых фазах, в раствор, который из нейтрального стал кислым (pH 1—2).

В последнее время появилось несколько публикаций о теоретических и

экспериментальных исследованиях, в которых авторы описывают закономерности миграции ряда химических элементов в земной коре [144, 204], влияние режима щелочности и кислотности растворов на миграцию элементов [168], а также органического вещества на подвижность и миграционную способность металлов [274]. Предпринята попытка количественно оценить относительную миграционную способность химических элементов. Многие статьи посвящены подвижности отдельных элементов в гидротермальных условиях [154, 180, 246]. Важное значение имеют наши работы, выполненные в ИГФМ АН УССР в последние годы [27, 107]. В них на основании многочисленных экспериментов описаны мобилизация, условия переноса и отложения урана в гидротермальных карбонатных растворах.

Рудоносные гидротермальные растворы рассматриваются нами как горячие воды полигенного происхождения, содержащие различные рудогенные и петрогенные элементы, образующие простые и сложные растворимые соединения. Поэтому для понимания образования гидротермальных растворов большой интерес представляют формы нахождения элементов в породах, а также формы миграции их в зависимости от температуры, давления, концентрации, pH и других параметров.

В последнее время появились работы по исследованию форм нахождения отдельных металлов в различных геологических объектах [162—164]. В лаборатории Отделения металлогении ИГФМ АН УССР выполнены серии анализов по определению форм нахождения Ni и Cu как в естественных геологических объектах — горных породах (пробы до опытов), так и после опытов в различных средах. Проведен также фазовый анализ железа в пробах различных пород. Результаты этих исследований представляют большой интерес.

Я. Н. Белевцев, В. Ю. Фоменко, В. Н. Кучер и С. В. Кузенко провели значительные экспериментальные работы, показавшие возможность мобилизации рудогенных элементов из пород под воздействием химически активных гидротермальных растворов [154].

Изучение мобилизации рудогенных элементов проводилось в породах дозеленосланцевой фации метаморфизма (образцы взяты в Карпатах и Донбассе), а также в породах УЩ, претерпевших метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фации (Криворожский бассейн, Приазовье, Побужье и др.). Кроме того, исследовались аналогичные образования из других регионов Советского Союза (месторождения никеля и железа Кольского п-ова, железисто-кремнистые образования месторождения Калгуты Горного Алтая и докембрия тараташского комплекса на Южном Урале, а также граниты, мигматиты и некоторые вулканогенные амфиболиты и пр.).

Для характеристики пород различных фаций метаморфизма из разных регионов определялось содержание в основном 13 элементов: из группы сидерофильных Ti, V, Cr, Co, Ni, из группы халькофильных Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, из группы литофильных Zr, Mo, Ba. При экспериментальных исследованиях определялись Fe и Mn из группы сидерофильных элементов, K и Ca из группы литофильных, а также Na, Al и другие. Изучаемые породы подразделялись по характеру исходного материала на терригенные, хемогенные, вулканогенные.

Опыты проводились при температурах 300 и 100 °С и давлениях  $3 \cdot 10^7$  и  $1 \cdot 10^7$  Па в кислой, нейтральной и щелочной средах до установления равновесия между твердой и жидкой фазами. Длительность опытов (100 ч) установлена на основании специально проведенной серии опытов на равновесие. Соотношение твердой и жидкой фаз составляло примерно 1 : 25. Всего проведено 123 серии опытов.

Максимальная мобилизация (растворение) тех или иных групп металлов наступает в различное время. Быстрее всего (за 50 ч) наступает максимум мобилизации для рудогенных элементов. Мобилизация более прочно связанных в порообразующих минералах петрогенных элементов происходит медленнее, и максимум ее наблюдается лишь через 100 ч. Весьма вероятно, что за 100 ч достигается лишь кажущееся равновесие, однако увеличение длительности опытов до 550 ч показало, что происходит совершение незначительное увеличение металлов в растворе (в пределах точности анализа), ко-

торое не может существенно влиять на изучаемые закономерности.

Опыты проводились с породами различных фаций метаморфизма: а) дозеленосланцевой — стадия длиннопланенных и газовых углей (Д—Г) с температурой образования 40—90 и стадия полуконтацитов и антрацитов (ПА—А) с температурой образования 170—240 °С, соответствующая пумпеллитовой фации метаморфизма [135] — песчаники, алевролиты и аргиллиты Донбасса, а также менилитовые сланцы Карпат (13 проб, из которых 7 по ступени метаморфизма Д—Г и 6 по ступени ПА—А); б) зеленосланцевой — аркозовые песчаники нижней свиты, сланцы средней, а также сланцы и метапесчаники верхней свиты криворожской серии и филлиты Ждановского месторождения г. Заполярного (11 проб); в) эпидот-амфиболитовой — сланцы средней свиты криворожской серии (4 пробы); г) амфиболитовой — гнейсы из районов Северного Криворожья и Оленегорского железорудного месторождения (6 проб); д) гранулитовой — гнейсы из района Мариупольского месторождения и тараташского комплекса Урала (7 проб).

В процессе опытов были установлены весьма значительные изменения pH рабочих растворов, особенно в опытах с породами дозеленосланцевой фации. В кислой среде величина pH сдвигается в нейтральную область от 0,5 до 4 единиц в зависимости от минерального состава пород и фракций, участвующих в опытах. В нейтральной среде, вероятно, из-за ничтожной буферной емкости раствора NaCl, отмечается значительный разброс данных, что затрудняет выявление закономерностей в изменениях pH. Однако в большинстве случаев величина pH сдвигается в область кислой среды на 0,5—1,0 единиц. В щелочной среде в зависимости от минерального состава проб значение этого показателя сдвигается в область кислой среды на 0—3 единицы.

На изменение pH как кислой, так и щелочной сред наибольше активно влияет сидерит, а в щелочной среде таким стимулом является переход натрия из раствора в твердую фазу. В холостых опытах отмечены следующие изменения: величина pH в кислой среде увеличивается в среднем на 0,5, в нейтральной уменьшается на 1,0, в щелочной практически не изменяется. Изме-

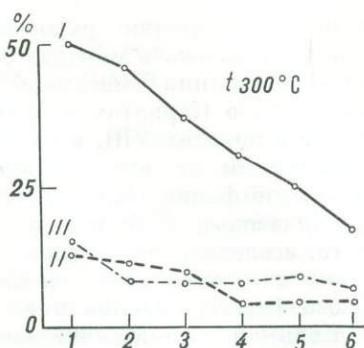
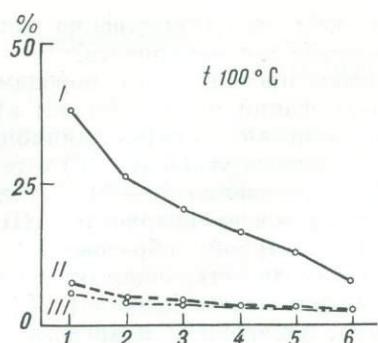


Рис. 10. Суммарный (средний) выносrudогенных элементов (% к первоначальному содержанию в породе) по экспериментальным данным.

Среда: I — кислая, II — нейтральная, III — щелочная; фации метаморфизма: 1 — дозеленосланцевая (Д—Г), 2 — дозеленосланцевая (ПА—А), 3 — зеленосланцевая, 4 — эпидот-амфиболитовая, 5 — амфиболитовая, 6 — гранулитовая

нение pH в кислой и нейтральной средах связаны, очевидно, с изменением структуры и физико-химических свойств воды в результате термообработки [60], чего, однако, не происходит в щелочной среде из-за большой емкости карбонатного буфера. Более детально об изменении pH в процессе опытов, а также объяснение причин, приведших к этим изменениям, изложено ранее в нашей работе [154].

В результате экспериментальных работ были установлены особенности подвижности как отдельных металлов, так и их групп в различных средах в зависимости от степени метаморфизма пород, в которых они содержатся.

В группеrudогенных элементов в целом проявляется совершенно четкая закономерность — уменьшается вынос этих элементов с увеличением степени метаморфизма пород, причем эта закономерность характерна для всех трех сред (рис. 10). Самый высокий уровень выноса в кислых средах, в нейтральных и щелочных он резко снижается.

Приведем данные, полученные в процессе опытов для различных элементов.

В изучаемых пробах пород наиболее высокие содержания железа и, следовательно, количественные определения его были наиболее уверенными. В поставленных опытах железо выносилось главным образом в кислой среде. Причем для него, как и для большинства металлов, установлена четкая закономерность: наиболее интенсивно оно выносится из легких фракций, т. е. не содержащих собственных минералов железа, которое находится в них либо в виде легкорастворимых соединений с силикатами, либо в виде изоморфных примесей в породообразующих минера-

лах [21]. При повышенных температурах оно сравнительно легко переходит в жидкую фазу, образуя хлоридные комплексы [237]. Максимум выноса (до 66 % при 300 и до 45 при 100 °C) отмечен в породах дозеленосланцевой фации (табл. 7).

В кислых средах при 300 и 100 °C прослежена очень четкая зависимость величины выноса общего железа от степени метаморфизма пород (табл. 7). В нейтральных и щелочных средах такой вынос резко снижается, и зависимость его от степени метаморфизма пород становится менее четкой.

Результаты анализов некоторых растворов после опытов показали, что в растворах кислой и нейтральной сред железо существует преимущественно в двухвалентной форме. Вероятно, в трехвалентной форме оно легко гидролизуется и образует малорастворимые основные соли или гидроксиды, выпадающие в осадок. Поэтому среда (кислая или нейтральная), обуславливающая существование железа в двухвалентной форме, благоприятствует миграции железа.

Марганец, как и железо, наиболее интенсивно выносится в кислых средах, причем в условиях опытов является самым подвижным элементом. Различия в выносе при 300 и 100 °C из пород дозеленосланцевой фации сравнительно невелики и увеличиваются с повышением степени метаморфизма пород. Так, при 100 °C из пород гранулитовой фации марганца выносится в три раза меньше, чем при 300, поскольку в этих породах он входит в состав более устойчивых минералов, а низкотемпературные условия опытов недостаточны для разрушения их кристаллических решеток (табл. 8).

Таблица 7. Вынос железа (% к первоначальному содержанию в пробе)

Среда	Фация метаморфизма						
	дозеленосланцевая		зеленослан- цевая	эпилот-амфи- болитовая	амфиболито- вая		
	Д-Г	ПА-А					
<i>t</i> 100 °C, <i>p</i> 1·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	44,4	37,7	25,9	18,7	18,7	10,7	
Нейтральная	5,0	0,8	5,0	0,9	1,0	1,2	
Шелочная	1,0	0,7	2,6	0,9	1,9	1,0	
<i>t</i> 300 °C, <i>p</i> 3·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	65,7	58,9	39,4	39,1	32,4	28,1	
Нейтральная	5,6	3,5	4,3	0,9	3,8	1,4	
Шелочная	0,9	1,3	3,0	1,1	3,2	1,5	
Исходный вес в г/кг пробы	53,7	48,7	75,9	108,6	51,8	35,1	

Таблица 8. Вынос марганца (% к первоначальному содержанию в пробе)

Среда	Фация метаморфизма						
	дозеленосланцевая		зеленослан- цевая	эпилот-амфи- болитовая	амфиболито- вая		
	Д-Г	ПА-А					
<i>t</i> 100 °C, <i>p</i> 1·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	72,5	66,3	46,5	36,1	16,1	7,9	
Нейтральная	9,7	1,0	2,7	6,9	4,8	2,3	
Шелочная	1,4	6,0	4,6	6,1	2,4	2,4	
<i>t</i> 300 °C, <i>p</i> 3·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	82,6	67,8	53,2	53,3	46,3	22,4	
Нейтральная	9,8	5,3	8,7	5,9	8,8	4,5	
Шелочная	7,2	3,2	4,0	5,2	11,7	13,0	
Исходный вес в г/кг пробы	1,09	2,11	0,44	0,66	0,78	0,72	

Таблица 9. Вынос никеля (% к первоначальному содержанию в пробе)

Среда	Фация метаморфизма						
	дозеленосланцевая		зеленослан- цевая	эпилот-амфи- болитовая	амфиболито- вая		
	Д-Г	ПА-А					
<i>t</i> 100 °C, <i>p</i> 1·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	29,1	10,4	10,1	8,1	8,7	2,4	
Нейтральная	6,7	3,2	1,3	0,5	1,2	1,2	
Шелочная	5,7	1,0	1,8	0,5	1,0	0,8	
<i>t</i> 300 °C, <i>p</i> 3·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	33,2	14,5	15,7	8,4	4,4	Не опр.	
Нейтральная	15,8	12,3	5,1	0,5	1,8	» »	
Шелочная	28,0	2,5	5,0	2,2	5,3	» »	
Исходный вес в г/кг пробы	0,192	0,093	0,088	0,031	0,107	0,110	

Таблица 10. Вынос кобальта (%) к первоначальному содержанию в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зеленослан-цевая	эпидот-амфи-болитовая	амфиболито-вая	гранулитовая
	Д-Г	ПА-А				
$t = 100^{\circ}\text{C}, p = 1 \cdot 10^7 \text{ Па}$						
Кислая	30,7	22,0	11,0	10,5	7,0	4,9
Нейтральная	2,9	5,5	1,0	1,0	0,0	0,0
Щелочная	2,7	2,0	1,0	0,9	0,4	0,0
$t = 300^{\circ}\text{C}, p = 3 \cdot 10^7 \text{ Па}$						
Кислая	60,3	45,8	33,1	26,0	16,2	Не опр.
Нейтральная	11,8	5,2	5,3	2,4	0,8	» »
Щелочная	16,2	4,6	5,0	5,2	4,1	» »
Исходный вес в г/кг пробы	0,097	0,051	0,029	0,018	0,022	0,020

Таблица 11. Вынос меди (%) к первоначальному содержанию в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зеленослан-цевая	эпидот-амфи-болитовая	амфиболито-вая	гранулитовая
	Д-Г	ПА-А				
$t = 100^{\circ}\text{C}, p = 1 \cdot 10^7 \text{ Па}$						
Кислая	37,4	15,0	15,4	11,8	12,1	4,0
Нейтральная	8,1	9,6	8,6	4,6	4,7	0,0
Щелочная	6,4	4,0	5,7	3,8	4,0	0,0
$t = 300^{\circ}\text{C}, p = 3 \cdot 10^7 \text{ Па}$						
Кислая	44,3	46,7	49,5	46,8	32,0	4,0
Нейтральная	17,3	16,6	22,7	6,5	4,3	1,3
Щелочная	11,5	13,6	19,3	1,2	12,1	1,2
Исходный вес в г/кг пробы	0,054	0,057	0,069	0,057	0,061	0,012

Таблица 12. Вынос свинца (%) к первоначальному содержанию в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зеленослан-цевая	эпидот-амфи-болитовая	амфиболито-вая	гранулитовая
	Д-Г	ПА-А				
$t = 100^{\circ}\text{C}, p = 1 \cdot 10^7 \text{ Па}$						
Кислая	24,0	11,6	10,3	8,7	5,9	5,2
Нейтральная	13,3	8,0	2,0	1,0	0,0	0,0
Щелочная	13,3	8,0	1,5	1,0	0,0	0,0
$t = 300^{\circ}\text{C}, p = 3 \cdot 10^7 \text{ Па}$						
Кислая	38,2	62,4	36,7	14,8	11,0	Не опр.
Нейтральная	17,2	18,3	9,5	2,8	0,7	» »
Щелочная	20,9	9,2	8,3	8,3	3,2	» »
Исходный вес в г/кг пробы	0,124	0,120	0,118	0,113	0,116	0,031

Таблица 13. Вынос цинка (% к первоначальному содержанию в пробе)

Среда	Фазия метаморфизма						
	дозеленосланцевая		зеленослан- цевая	эпидот-амфи- болитовая	амфиболито- вая		
	Д-Г	ПА-А					
<i>t</i> 100 °C, <i>p</i> 1·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	42,1	32,9	28,3	23,7	25,0	15,1	
Нейтральная	8,0	11,4	11,3	10,3	6,9	3,6	
Щелочная	10,6	11,4	10,3	7,7	5,0	4,4	
<i>t</i> 300 °C, <i>p</i> 3·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	47,9	59,8	43,1	36,5	36,1	Не опр.	
Нейтральная	17,5	25,9	15,2	6,0	12,2	» »	
Щелочная	23,2	6,8	14,8	13,9	19,5	» »	
Исходный вес в г/кг пробы	0,154	0,146	0,110	0,200	0,165	0,120	

Таблица 14. Вынос хрома (% к первоначальному содержанию в пробе)

Среда	Фазия метаморфизма						
	дозеленосланцевая		зеленослан- цевая	эпидот-амфи- болитовая	амфиболито- вая		
	Д-Г	ПА-А					
<i>t</i> 100 °C, <i>p</i> 1·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	25,6	14,7	14,5	13,0	12,3	9,3	
Нейтральная	5,7	4,2	4,9	2,1	3,3	2,4	
Щелочная	8,0	8,7	6,9	4,4	3,4	3,4	
<i>t</i> 300 °C, <i>p</i> 3·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	26,7	15,4	24,6	17,0	24,0	13,2	
Нейтральная	12,9	3,9	4,1	5,1	20,2	0,2	
Щелочная	15,5	8,3	7,2	20,6	12,4	0,0	
Исходный вес в г/кг пробы	0,130	0,125	0,100	0,066	0,141	0,038	

Таблица 15. Суммарный средний вынос рудогенных элементов (% к первоначальному количеству в пробе)

Среда	Фазия метаморфизма						
	дозеленосланцевая		зеленослан- цевая	эпидот-амфи- болитовая	амфиболито- вая		
	Д-Г	ПА-А					
<i>t</i> 100 °C, <i>p</i> 1·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	38,2	26,3	20,3	16,3	13,2	7,4	
Нейтральная	7,4	5,5	4,6	3,4	2,7	1,3	
Щелочная	6,1	5,2	4,3	3,2	2,3	1,5	
<i>t</i> 300 °C, <i>p</i> 3·10 <sup>7</sup> Па							
Кислая	49,9	46,3	36,9	30,2	25,3	16,9	
Нейтральная	13,5	11,4	9,4	4,0	4,2	4,0	
Щелочная	15,4	8,6	8,0	7,2	8,7	6,0	
Исходный вес в г/кг пробы	55,54	51,40	76,85	109,75	53,19	36,15	

Достаточно четко выраженная закономерность — уменьшение выноса с увеличением степени метаморфизма — прослежена для никеля и кобальта. Вынос никеля, как и марганца, при  $t = 300$  и  $100$  примерно одинаков, а вынос кобальта при  $300^{\circ}\text{C}$  в два-три раза выше, чем при  $100$ , что, по-видимому, связано с формами нахождения этих элементов в породах (табл. 9, 10).

Сохраняется тенденция к уменьшению выноса меди, свинца и цинка с увеличением степени метаморфизма, хотя выражена она менее четко (табл. 11—13), вероятно, из-за того, что содержания этих элементов очень низкие, и ошибки определения при таких содержаниях могут оказаться значительными.

Вынос хрома сравнительно низкий, т. е. в условиях наших опытов этот элемент обладает слабой миграционной способностью (табл. 14), причем вынос его как при  $t = 300$ , так и при  $100^{\circ}\text{C}$  примерно одинаков.

Таким образом, получены новые экспериментальные данные по качественной и количественной оценке условий и масштабов мобилизации рудогенных элементов термальными растворами в кислой, нейтральной и щелочной средах в низкотемпературных условиях ( $100^{\circ}\text{C}$ ,  $1 \cdot 10^7$  Па). Они подтвердили закономерность уменьшения величины мобилизации с повышением

степени метаморфизма пород при температуре  $300^{\circ}\text{C}$  и давлении  $3 \cdot 10^7$  Па. Например, вынос суммы рудогенных элементов в раствор уменьшается от 38,2 (дозеленосланцевая фация) до 7,4 % (гранулитовая фация) в кислой среде, от 7,4 до 1,3 в нейтральной и от 6,1 до 1,5 % в щелочной (табл. 15). Аналогичным образом ведут себя почти все изученные рудогенные элементы.

При низких температурах и давлениях подвижность рудогенных элементов весьма значительна. Хотя по полученным результатам при температуре  $100^{\circ}\text{C}$  и давлении  $1 \cdot 10^7$  Па уровень мобилизации примерно в полтора-два раза ниже, чем при  $300$  и  $3 \cdot 10^7$ , однако и в таком случае из пород дозелено-сланцевой фации в раствор переходит в кислой среде марганца 60—75 %, цинка до 42, железа 40—45, меди и никеля до 40 % и т. д.

Итак, в условиях низких температур и давлений, особенно при циркуляции через породы термальных вод кислого состава, вполне могут возникать рудосные растворы.

Вынос петрогенных элементов в целом имеет тенденцию к уменьшению с увеличением метаморфизма и подчиняется общей закономерности, установленной для рудогенных элементов. Самый высокий вынос, как и для рудогенных элементов, определен в кислых средах.

### Формы нахождения никеля, меди, железа и кобальта в породах различных фаций метаморфизма

Определение форм нахождения рудогенных элементов в породах проводилось тремя способами: фазовым анализом никеля и меди; спектральным полуколичественным определением рудогенных элементов в пробах пород, разделенных на фракции или мономинералы; химическим методом определения форм нахождения железа в породах.

Выделены следующие формы нахождения никеля в породах:

1) оксидная, в которую входят никель воднорастворимый, никель в капиллярной влаге, никель сульфатный — моренозит ( $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) и пиромелин  $[(\text{Ni}, \text{Mg})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}]$ , никель арсенинов — аннабергит  $[\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}]$  и другие; никель группы магнетита — треворит ( $\text{NiFe}_2\text{O}_4$ );

2) сульфидная: а) подгруппа пентландита — пентландит  $[(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8]$ ,

полидимит ( $\text{Ni}_3\text{S}_4$ ), виоларит ( $\text{FeNi}_2\text{S}_4$ ), бравоит  $[(\text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_2]$ ; б) подгруппа пирротина — микровключения пентландита в пирротине или никель, изоморфно замещающий железо в пирротине, миллерит  $\text{NiS}$  и никелин ( $\text{NiAs}$ );

3) силикатная, представленная собственно силикатами — ревдинскитом (коллоидная форма)  $[\text{Z}(\text{Ni}, \text{Mg})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ , непуитом (кристаллическая форма того же состава), гентитом  $[\text{Z}(\text{Ni}, \text{Mg})\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}]$  — или же в виде изоморфной примеси в оливине, серпентине, пироксене.

Оксидная форма нахождения никеля имеет четкую тенденцию к увеличению содержания с увеличением метаморфизма пород, лишь в гранулитовой фации отмечается некоторое снижение ее содержания. Это в полной мере согласуется с данными о мобилизации никеля — по

мере увеличения степени метаморфизма пород вынос его уменьшается, лишь несколько повышаясь в гранулитовой фации. Таким образом, чем больше в породе оксидных форм, тем меньше величина выноса никеля.

Подгруппа пентландита сульфидной формы никеля подчиняется таким же закономерностям, как и оксидная форма; проявлены эти закономерности еще четче.

Подгруппа пирротина в породах дозеленосланцевой фации характеризуется повышенными содержаниями, которые постепенно снижаются с увеличением степени метаморфизма пород и только в гранулитовой фации снова повышаются.

Содержания силикатной формы нахождения никеля в породах дозеленосланцевой и зеленосланцевой фаций повышены, в породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой снижаются и в породах гранулитовой фации снова повышаются; это в общем согласуется с кривой выноса никеля в наших опытах. На основании проведенных фазовых анализов распределения форм никеля в породах различных фаций метаморфизма, а также сравнения этих данных с данными о выносе никеля из пород растворами сделан вывод о том, что самым устойчивым при температуре 300 °C и давлении 3·10<sup>7</sup> Па является никель в оксидной форме и подгруппы пентландита сульфидной формы, легче всего мобилизуется никель силикатной формы и подгруппы пирротина сульфидной формы.

Фазовым анализом выделены такие формы нахождения меди в породах:

1) оксидная, в которую входят водорастворимые формы (хлориды, комплексные соединения с органическими кислотами), медь в капиллярной влаге, медь сорбированная, медь сульфатная — хальканит ( $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ), медь карбонатов — малахит ( $\text{Cu}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$ ) и азурит ( $\text{Cu}_3[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$ ), медь водных силикатов — хризоколла ( $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), медь собственно оксидных соединений — куприт ( $\text{Cu}_2\text{O}$ ) и тенорит ( $\text{CuO}$ ), а также медь металлическая;

2) сульфидная (первичных сульфидов), в которую входят халькопирит ( $\text{CuFeS}_2$ ), халькопирротин (пирротин с микровключениями халькопирита), кубанит ( $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ ), энаргит ( $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$ );

3) форма вторичных сульфидов, представленная халькоzinом ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ),

ковеллином ( $\text{CuS}$ ), борнитом ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ), валлериитом ( $\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_7$ ) и блеклыми рудами с общей формулой  $\text{Cu}_{12}(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$ ;

4) силикатная, представляющая собой медь «связанную», которая в той или иной форме может находиться в составе сложных силикатов пород.

Исследования минерального состава пород показали, что в окисленных алевролитах из минералов меди отмечены ковеллин (форма вторичных сульфидов), развивающийся главным образом по халькоzinу, реже по борниту, а также малахит, азурит и куприт (оксидная форма). В неокисленных алевролитах преобладающим минералом меди является халькоzin в виде конкреций, псевдоморфоз по растительным остаткам, вкрашенности и иногда в виде цемента. В подчиненном количестве присутствуют борнит, образующий помимо самостоятельных выделений сростки с халькопиритом; блеклые руды, встречающиеся в ассоциации с халькопиритом и борнитом (форма вторичных сульфидов), а также халькопирит в виде мелких выделений в цементе, иногда ассоциирующийся с галенитом, развиваясь по периферии его зерен (форма первичных сульфидов).

В распределении отдельных форм меди в породах в основном не прослеживается таких четких закономерностей, как в распределении никеля. Содержание оксидной формы нахождения ее относительно высокое в алевролитах, снижается в сланцах зеленосланцевой фации и далее — с повышением степени метаморфизма пород. Содержание формы первичных сульфидов меди в породах дозеленосланцевой фации высокое, но с повышением метаморфизма проявляется четкая закономерность снижения его, однако в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций оно снова повышается.

На основании малочисленных данных о формах нахождения меди в породах можно сделать вывод, что поведение ее при мобилизации термальными растворами было более сложным по сравнению с никелем. Величина выноса ее зависит не только от степени метаморфизма пород или наличия той или иной формы, но и от количественных взаимоотношений, а также от других факторов. По-видимому, в метаморфических породах эпидот-амфиболитовой фации медь выносилась в окисной форме и в

форме первичных сульфидов; в породах амфиболитовой фации, наоборот, эти формы меди накапливались; в породах гранулитовой фации медь в форме первичных сульфидов и в меньшей мере в форме вторичных — накапливалась.

Медь концентрируется в основном в халькопирите (более 0,04—1,0 %), причем самые высокие содержания меди, связанной с халькопиритом, — в породах дозеленосланцевой и зеленосланцевой фаций. В меньшей степени медь связана с другими сульфидами — десятые и сотые доли процента ее в пирротине, пирите и марказите. Еще меньше медь связана с биотитом, причем эта связь выражена не всегда отчетливо. Наиболее высокие содержания меди, связанной с биотитом, отмечаются в породах амфиболитовой фации и в ультраметаморфических, содержащих существенные количества биотита. Например, в пробах пород амфиболитовой фации в электромагнитной фракции содержатся 60 и 75 % биотита и соответственно 0,01 и 0,03 % меди, а в пробах ультраметаморфических пород этой же фракции при содержании биотита 100 и 3 % меди соответственно 0,04 и 0,003 %. В легких фракциях пород всех метаморфических фаций, а также во фракциях, представленных магнетитом, гранатом, амфиболами, пироксенами, меди менее 0,01 %.

Никель, как и медь, концентрируется преимущественно в сульфидах — максимальные концентрации (десятые доли процента) установлены во фракциях пород зеленосланцевой фации, а также в магнитной фракции пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, где содержания пирротина достигают 95—100 %. Достаточно четко выражена связь никеля с биотитом. И. С. Усенко, И. Б. Щербаков и А. П. Заяц [229] в результате детального изучения биотитов УЩ установили, что биотит является концентратором Ni, Co и Cr, причем никель преимущественно замещает двухвалентное железо.

Кобальт образует максимальные концентрации (до 0,1 %) в породах зеленосланцевой фации метаморфизма, содержащих повышенные количества пирротина и халькопирита. Сотые и тысячные доли процента кобальта содержатся во фракциях, где присутствуют и другие сульфиды. Кроме того, отмечается, хотя и не очень четкая, связь кобальта с амфиболами (до тысячных до-

лей процента). В породах, не содержащих сульфидов и амфиболов, кобальта меньше 0,001 %.

Остальные рудогенные элементы (на основании имеющихся анализов) не имеют определенной связи с теми или иными минералами, за исключением единичных повышенных содержаний Pb и Zn во фракциях с сульфидами, Mn во фракциях с гранатами и доломитом, Ti во фракциях со сферонитом.

Таким образом, основными минералами-концентраторами Cu, Ni и Co являются сульфиды, в меньшей степени биотит и амфиболы. В породах низких фаций метаморфизма вместе с повышенным количеством сульфидов отмечены и самые высокие концентрации рудогенных элементов. В более глубоко метаморфизованных породах наряду с некоторым снижением количества сульфидов снижается и общее содержание рудогенных элементов. В них проявляется силикатная (биотит, амфиболы) форма нахождения рудогенных элементов.

Проведенные экспериментальные работы дали новые материалы о качественной и количественной оценке мобилизации рудогенных элементов термальными растворами в лабораторных условиях в кислой, нейтральной и щелочной средах при постоянной температуре 300 °C и давлении 3·10<sup>7</sup> Па, т. е. в условиях, отвечающих примерно начальным стадиям зеленосланцевой фации метаморфизма, а также при более низких параметрах — 100 °C и 1·10<sup>7</sup> Па. Полученные данные основаны на изучении пород Донбасса, УЩ и некоторых других районов.

Суммарный средний вынос рудогенных элементов в кислой среде составляет 46—50 % в породах, практически не метаморфизованных (дозеленосланцевая фация), уменьшаясь до 15—17 в породах гранулитовой фации. Наиболее подвижными элементами являются марганец, вынос которого с повышением степени метаморфизма уменьшается (82—14 %), железо (67—28 %), а также медь, кобальт, цинк; наименее подвижны титан (вынос 16—14 %) и хром (26—13 %). Вынос в кислой среде значительно превышает таковой в нейтральной и щелочной.

Изучение под микроскопом фракций пород до и после опытов показало, что в процессе опытов минералы изменились весьма незначительно, за исключе-

чением карбонатов; одновременно довольно значительным был вынос рудогенных элементов. Это объясняется нахождением их в рассеянной молекулярной или атомарной форме или же в виде самостоятельных субмикроскопических рудных минералов. В породах, содержащих сидерит, отмечаются новообразования магнетита, пирротина.

Полученные экспериментальные результаты о мобилизации металлов термальными растворами из осадочных и метаморфических пород подтверждают аналитические данные о широкой подвижности рудогенных элементов при метаморфизме и ультраметаморфизме.

На основании геологических и экспериментальных данных сделаны некоторые выводы о подвижности рудогенных элементов при процессах прогрессивного метаморфизма, ультраметаморфизма и диафтореза.

Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм вызвали грандиозное перемещение рудогенных элементов в породах, которое в разной степени осуществлялось в различных фациях прогрессивного метаморфизма, гранитизации и диафтореза. Мобилизованные металлы являются главным источником образования рудных месторождений.

Экспериментальными данными установлена зависимость величины выноса большинства рудогенных элементов в раствор от степени метаморфизма пород: чем менее метаморфизованы породы, тем легче и в больших масштабах происходит мобилизация рудогенных элементов. Этот вывод подтверждает одно из основных положений теории метаморфогенного рудообразования о мобилизации металлов термальными растворами в процессе регионального метаморфизма и, следовательно, возможности их переноса и переотложения.

Подсчеты количества рудогенных элементов в породах различных метаморфических фаций, а также в продуктах ультраметаморфизма раскрыли общую тенденцию уменьшения содержания металлов в породах с развитием метаморфизма (рис. 11). По этим данным, содержание суммы рудогенных элементов в породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма снижается, в породах амфиболитовой фации несколько снижается в терригенных и повышается в хемогенных группах пород. Для всех групп ха-

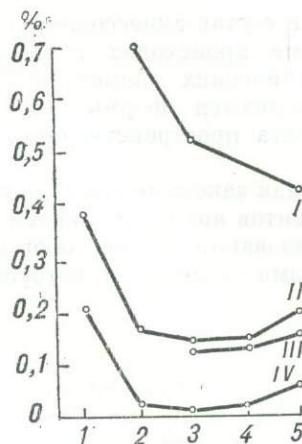


Рис. 11. Изменение содержания суммы рудогенных элементов в породах различных фаций метаморфизма (для всех изученных типов пород).

Фации метаморфизма: I — дозеленосланцевая, 2 — зеленосланцевая, 3 — эпидот-амфиболитовая, 4 — амфиболитовая, 5 — гранулитовая; типы пород: I — вулканогенные, II — терригенные, III — мигматиты по терригенным породам, IV — хемогенные

терно уменьшение выноса рудогенных элементов из пород гранулитовой фации метаморфизма.

Отмечены направленный процесс обеднения рудогенными элементами параультраметаморфических гранитоидов и накопление металлов в реоморфических гранитах и диафторитах.

Отдельные элементы вследствие своих особенностей ведут себя дифференцированно при метаморфизме и ультраметаморфизме различных групп пород (терригенных, хемогенных, вулканогенных) — накапливаются в породах разного химического состава и в различных фациях метаморфизма. В результате такого распределения содержание большинства малых металлов в метаморфических породах не отвечает первоначальному.

В осадочных породах рудогенные элементы в основном находятся в легко-подвижной форме — в виде аутигенных минералов или входят в состав гидроксидных гидратных минералов в сорбированном состоянии, где обогащают внутрипоровые молекулярно-пленочные растворы. Это обусловило их подвижность на этапе диагенеза и на первых стадиях метаморфизма в связи с процессом дегидратации пород. В малоподвижной форме они входят изоморфно в кристаллические решетки различных, преимущественно темноцветных, минералов (биотита, роговых обманок, хлорита и др.) и в почти неподвижной

форме — в состав акцессориев. При метаморфизме происходит перераспределение химических элементов в минералах, меняются формы их находления, места пространственного размещения.

Описанная закономерность перемещения элементов является главной причиной образования зоны, обогащенной рудогенными элементами, которая явля-

ется потенциально рудоносной и перспективной для выявления рудных месторождений на кристаллических щитах. Эта зона находится в верхней части земной коры среди пород низких и средних степеней метаморфизма в областях диафторического изменения. Для нее характерны месторождения, образованные в период регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

## Глава V

### РУДООБРАЗОВАНИЕ

Метаморфогенное рудообразование является составной частью процесса дифференциации вещества породы при метаморфизме. Этот процесс протекал на фоне дегидратации первичных пород, их селективного растворения и перекристаллизации вещества, приводящих к значительному перераспределению первичного материала внутри метаморфизуемой толщи с образованием метаморфогенных месторождений.

Метаморфическая дифференциация вещества осуществлялась в более или менее ограниченных масштабах, захватывая отдельные горизонты, свиты или серии пород. Одним из главных условий рудообразования является наличие рудного вещества в породах и достаточное количество растворов, которые служили средством миграции химических элементов. Таким образом, метаморфогенное рудообразование — это одна из сторон метаморфических процессов, приведших к перекристаллизации первичныхrudосодержащих осадков и вулканитов или обособлению рудного вещества пород.

Изучение многочисленных метаморфогенных месторождений дало обширный материал для выявления особенностей процессов рудообразования, генетически связанных с метаморфизмом. Минеральный состав, структура и условия залегания большинства метаморфогенных месторождений настолько своеобразны, что их нельзя отнести ни к одному из известных генетических классов рудных месторождений. Эти особенности хорошо изучены на железорудных месторождениях докембрия. Например: минеральный состав руд близок к составу вмещающих пород или такой же; руды имеют одинаковый геохимический профиль с вмещающими породами; рудные залежи размещены в складчато-кливажных структурах, при этом разрывные и даже трещинные

структуры — пострудные; остаточно-метаморфические руды образовались благодаря выносу нерудных компонентов при метаморфизме; отсутствует зональность минеральных парагенезисов; рудообразование не связано с интрузиями ни генетически, ни пространственно; размещение различных минеральных и структурных видов метаморфогенных месторождений находится в полном соответствии с условиями развития фаций метаморфизма в пределах одной свиты или серии пород.

Приведенные особенности руд и рудных месторождений, а также временное и пространственное сочетание процессов рудообразования с метаморфизмом пород явились основанием для отнесения их к группе метаморфогенных, сформировавшихся в процессе динамотермального регионального метаморфизма.

Выделяются четыре типа рудообразования метаморфогенных месторождений: перекристаллизация исходныхrudосодержащих пород; вынос изrudосодержащих пород безрудных компонентов; метасоматическое замещение нерудных минералов рудными и выполнение полостей пород рудными минералами.

*Перекристаллизация*rudосодержащего исходного материала — главная составная часть процесса дифференциации вещества пород при метаморфизме, который протекал на фоне дегидратации, селективного растворения и перераспределения первичного материала внутри метаморфизуемой толщи. В зависимости от условий метаморфизма (фаций) сформировались новые полноクリсталлические породы, минеральный состав которых определялся их первичным составом и условиями метаморфизма.

Например, при перекристаллизации железисто-кремнистого осадка (смеси

водных соединений железа, аморфного кремнезема и глины) образовались магнетитовые кварциты, состоящие из магнетита, кварца и железистых силикатов (хлорита, биотита, амфибала или пироксена). По содержанию железа и технологическим свойствам железистые кварциты являются железной рудой и в настоящее время широко используются промышленностью. Аналогичным образом формировались марганцевые, кианитовые, алюмо-силикатные, некоторые золоторудные и полиметаллические графитовые, медные и другие месторождения.

*Вынос из рудосодержащих пород безрудных компонентов* осуществляется в условиях пластического сжатия. Он сопровождается сближением рудных минералов или прослоев, что и приводит к превращению породы в руду. Хорошим примером является образование остаточно-метаморфических железных руд среди полосчатых роговиков и джеспилитов докембра [10]. Сущность его состоит в том, что щелочные воды растворяют кварц и выносят кремнезем, разрушая частично или полностью безрудные прослои; остающиеся рудные прослои под влиянием тектонического сжатия сближаются и образуют богатую руду. Это происходило в зонах тектонического напряжения, вызывающего усадку материала породы и образование плойчатости. Так формируются остаточно-метаморфические железные руды Саксаганского района Криворожского бассейна. Аналогичные железные руды широко распространены во многих по-кембрийских железорудных бассейнах мира — Хамерсли в Австралии, Сингхбхум в Индии, Месаби в США, Минас-Жераис в Бразилии.

*Метасоматическое замещение нерудных минералов рудными* характерно для многих месторождений — метаморфических (аллохтонных) и ультраметаморфических (последранитизационных). Рудоотложение при этом происходит в результате обменных ионных реакций между минералами породы и раствором, которые вызывались нарушением равновесного состояния раствора и породы, или в связи с изменением температуры и давления при фильтрации и диффузии раствора через породы. Метасоматическое замещение, происходящее в условиях пластической деформации, отличается от общепризнанного тем, что нем не сохраня-

ется равенства объемов. Объем вынесенных перудных компонентов часто значительно больше, чем объем образованных рудных минералов. При этом новообразование характеризуется повышенной пористостью; иногда вследствие сжатия и усадки, сопровождающих этот процесс, формируются плотные руды, объем их гораздо меньше, чем первоначальных пород. Так, метасоматические рудоносные альбититы, образовавшиеся по гранитоидам, обладают на порядок большей проницаемостью, чем гранитоиды, по которым они образовались [26]. Примерами таких месторождений могут быть редкометальные альбититы Украины, Казахстана, Канады и Швеции, медные месторождения Месабани в Индии, урановые месторождения Эльдорадо в Канаде, железные руды района Северо-Белозерское и Северного Криворожского бассейна.

*Выполнение полостей породами минералами* происходит вследствие нарушения химического равновесия в растворе, что приводит к их взаимной реакции и образованию нерастворимых в этих условиях соединений в виде рудных минералов. Причиной этому обычно является изменение одного из параметров равновесия — охлаждение раствора или изменение флюидного давления в системе. Такой тип рудообразования характерен для аллохтонных метаморфических месторождений, реже — для ультраметаморфических.

Рудные растворы образуются как постметаморфические, очень характерны метаморфические безрудные и рудные жилы, по составу отвечающие метаморфизующимся породам. Так, в железистых кварцитах возникает значительное количество кварцевых жил с магнетитом, гематитом или пиритом. Среди силикатных пород образуются жилы с кианитом, мусковитом, полевым шпатом, гранатом, среди карбонатных — жилы доломита, кальцита, сидерита и др.

Во всех типах рудообразования растворы принимали самое непосредственное участие в химических реакциях, которые при благоприятных тектоно-физических и химических условиях обусловливали рудообразование. Во многих случаях они доставляли к местам рудоотложения значительные и даже огромные количества металлов, измеряемые десятками и сотнями миллио-

нов, а иногда и миллиардами тонн. Естественно предположить, что такую огромную работу растворы могли совершить только при активных процессах, создававших благоприятные условия для выноса элементов или рудоотложения в течение длительного времени.

Изучение жидких включений в минералах показало весьма низкую концентрацию металлов в рудообразующих растворах — порядка тысячных и сотых долей грамма на литр. Известно также, что большая часть металлов переносится в виде легко растворимых комплексных соединений и осаждается только

тогда, когда образуются трудно растворимые продукты химических реакций — минералы.

Отложение вещества вызывалось изменением физико-химических условий, нарушающих равновесие веществ в растворе, а также взаимоотношения их с боковыми породами. Главнейшими параметрами системы были тектонофизические и химические, изменение которых вызывало химические реакции, приводящие к рудообразованию. Для удобства и наглядности рассмотрим раздельно влияние этих параметров на рудоотложение.

## V.1. ТЕКТОНО-ФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Тектоно-физическими причинами рудоотложения являются температура и давление, которые определяют условия образования из растворов рудообразующих минералов, ход метасоматоза и связанного с ним рудообразования. Заполнение трещинных полостей рудоносным раствором вызывает снижение температуры раствора вследствие прогревания им породы (отдачи тепла) и изменение давления в зависимости от объема пор. Такие изменения термодинамических условий сказываются на составе растворов и в первую очередь на устойчивости растворенных веществ.

Давление вызывает деформацию пород, связанное с этим перемещение растворов, что является главной движущей силой, приводящей к рудообразованию. Горная порода в состоянии всестороннего геостатического давления не испытывает механического перемещения, ее минеральный состав и энергетический уровень устойчивых кристаллических решеток минералов определяются *PT*-условиями системы.

Равновесное состояние системы нарушается только тогда, когда на всестороннее геостатическое давление накладывается одно из простых: сжатие, растяжение или сдвиг. Простое напряжение, наложенное на геостатическое, вызывает перемещение горных пород, их пластическую или хрупкую деформацию. Гидростатическое напряжение вызывает перемещение рудоносных растворов, увеличение проницаемости пород, а также многие другие изменения пород, которые, согласно принципу Ле Шателье, стремятся к восстановлению утраченного системой равновесия.

Тектоническая подготовка пород (создание сети пор и трещин) во многих случаях происходила до процесса рудообразования, однако, как показывает многочисленный фактический материал, внутрирудная (синрудная) тектоника развивалась на протяжении всего периода формирования месторождения и оказала главное влияние на продвижение растворов и рудоотложение. Без тектонического перемещения пород нельзя представить не только образование путей движения растворов, но и причин этих движений. Нарушение установившегося равновесия в породах вызывает механическое перемещение пород, а также обуславливает подвижность химических элементов, разрушение старых и создание новых минералов, отвечающих господствующим в то время термодинамическим условиям.

Рудная тектоника оказывает решающее влияние не только на количественное образование месторождения, но и на качественное. Размещение различных по составу руд в залежах и месторождениях, изменение их с глубиной полностью зависят от тектоники. Иначе говоря, тектонический процесс влияет не только на форму, но и на содержание рудного месторождения.

Экспериментально показано, что понижение давления на  $1 \cdot 10^7$  Па приводит даже при температуре  $300^\circ\text{C}$  к разрушению уранил-карбонатных комплексов. При давлении выше  $5 \cdot 10^7$  Па растворимость снижается и уранил-карбонатные комплексы разлагаются вследствие расслоения раствора и выделения  $\text{CO}_2$  в газовую фазу. Вероятно, в связи

с этим в рудах формируются два парагенезиса минералов, отвечающих как высоким температурам и давлениям, так и относительно низким.

В зависимости от величины давления при рудообразовании формировались различные рудные тела. Месторождения, образовавшиеся на глубинах до 1000–1500 м, подвергались небольшим давлениям. Для них характерны жильные, прожилковые и штокверковые тела. Месторождения, образовавшиеся на глубинах 3–5, а в некоторых случаях и 6–7 км, испытали высокие давления, достигающие  $(1-2,5) \cdot 10^8$  Па. При таких давлениях формируются месторождения, характерные для метасоматических залежей метаморфогенного происхождения.

Среди рудных месторождений выделяются три наиболее распространенных типа рудоносных структур: крупные полости, трещинные зоны и пористые породы.

Метаморфогенные месторождения, образованные в крупных полостях, почти не встречаются. Можно указать лишь на образования в крупных полостях типа альпийских жил, среди которых встречаются промышленные месторождения.

**Рудоотложение в трещинных зонах.** Такие зоны представлены одной или несколькими системами трещин, которые обычно хорошо выдерживаются по простирианию, или множеством плохо ориентированных мелких трещин, по которым развиваются штокверковые рудные тела сложного строения. В пределах систем трещин и даже одной трещины рудный материал отлагается неподобнаково. Чаще всего рудные тела образуются в местах перегиба, искривления, сопряжения, пересечения трещинных зон, в ответвлениях от жилы и многочисленных апофизах. Ровные части таких трещин нередко выполнены безрудными минералами или перетертым обломочным материалом боковых пород.

Очень интересные данные приводят М. М. Константинов и Е. А. Куликова [112] о тектоническом контроле оруденения в Рудных Горах. Тщательная геологическая документация по наиболее типичному участку дала возможность установить следующее распределение оруденения по отдельным типам морфологического осложнения жил: в

замкнутых апофизах 29, в сопряженных 16 %.

Интенсивность рудоотложения в трещинных зонах, по существу, определяется фильтрационным эффектом, величина которого зависит от проницаемости пород, обменных реакций, скорости движения растворов и перепада температуры. Если принять постоянными составы вмещающих пород и растворов в области трещинных зон, то рудоотложение будет регулироваться температурным режимом и скоростью поступления растворов. Последняя наиболее благоприятна в том случае, если раствор, проходя по трещинной зоне, будет поддерживать или увеличивать температурный перепад, определяющий скорость реакций раствора с вмещающими породами.

Благоприятны для рудоотложения в трещинных зонах места поперечного изгиба и участки вблизи тектонических растворов, так как растворы, попадающие в них, замедляют движение; при этом снижалось давление на раствор и усиливались обменные реакции растворенных веществ с породой.

Весьма характерно образование в трещинных зонах метасоматических метаморфогенных месторождений. Именно трещинообразование, возникающее при завершении пластической деформации, является самым благоприятным для фильтрации метаморфических растворов и рудообразования. В трещинных зонах образуются метаморфические месторождения железа, меди, урана и других металлов, а также ультраметаморфические месторождения редких, рассеянных, медных и урановых руд.

**Рудоотложение в пористых породах.** Среди складчатых структур в местах интенсивной мелкой складчатости, особенно в тонкорасслоенных толщах, возникает грубый и тонкий кливаж, придающий породе пористость, с которой связана высокая проницаемость. В пределах этих пористых зон вследствие активного взаимодействия пород с раствором, которое чаще всего носит характер метасоматоза, отлагаются руды. Если растворы просачиваются по системе капиллярных и субкапиллярных пор и трещин, снижается давление на растворы, резко возрастает поверхность соприкосновения раствора с породой, и происходит более интенсивная потеря раствором тепла. Создаются благопри-

ятные условия для метасоматоза. Поровые растворы медленно просачиваются через породы по сложной системе сообщающихся пустот под силой флюидного давления.

Обладая определенной температурой и составом растворенных веществ, поровые растворы либо взаимодействовали с породами (вызывали растворение порообразующих минералов и на их месте отлагали рудные минералы), либо выносили безрудные компоненты пород. При просачивании растворов приобретенные ими компоненты перемещались вместе со всей массой раствора. В случае замедления или остановки растворов перемещение компонентов происходило путем диффузии из места большей концентрации в места меньшей концентрации рудогенных компонентов. В таком случае возникал диффузионный метасоматоз.

Благодаря объемной проницаемости породы и обменным реакциям, возникающим между раствором и породой, повышается фильтрационный эффект по тонкопористой породе.

Проведенные нами опыты по определению проницаемости тонкопористых пород показали, что проницаемость повышается с увеличением температуры раствора и одноосного давления [26]. Труднопроницаемые или совсем непроницаемые породы при нагревании и одноосном давлении на растворы становятся проницаемыми и благоприятными для метасоматического рудообразования.

Таким образом, давление имеет огромное значение при рудоотложении; оно определяет проницаемость пород и регулирует движение растворов в породах.

Температура является также одним из главных независимых переменных параметров состояния системы и оказывает решающее значение на рудоотложение. В процессе метаморфогенного рудообразования температура растворов испытывает общую тенденцию к уменьшению от очень больших значений, отвечающих высоким фациям метаморфизма, до относительно низких. Падение температуры приводит к образованию минеральных веществ за счет снижения растворимости рудных компонентов (легко растворимых), а также за счет химических реакций растворенных веществ вследствие падения их теплоемкости.

По материалам С. И. Сулливана [275], при последовательном снижении температуры раньше других стабилизируются лиофильные элементы (вследствие высоких значений теплоемкости их соединений), затем рудообразующие металлы, которые оставались подвижными при стабилизации лиофильных элементов. Наиболее термально нестабильными, сохраняющимися в растворе до очень низких температур, являются такие соединения, которые обладают самыми малыми теплоемкостями. Это сульфиды, затем их сменяют оксиды, и самые высокие значения теплоемкости имеют силикаты.

Согласно принципу Ле Шателье, при снижении температуры во время рудообразования должны идти процессы с выделением тепловой энергии, а при повышении температуры — с поглощением тепла, увеличением подвижности компонентов и приобретением ими запаса свободной энергии. Иначе говоря, снижение температуры неизбежно должно привести к выпадению из растворов труднорастворимых минералов, сопровождающемуся выделением тепла. При повышении температуры раствор, активно действуя на боковые породы, приводит к тому, что многие кристаллические решетки становятся неустойчивыми, испытывают полиморфные превращения. Процесс идет с поглощением тепла, увеличением подвижности компонентов и приобретением ими запаса свободной энергии. В это время формируются минералы с новыми кристаллическими решетками, которые были устойчивыми лишь некоторое время, пока дальнейшее повышение температуры не привело их к ослаблению и разрушению.

Таким образом, повышение температуры раствора при сохранении прочих условий приводит к растворению боковых пород и обогащению растворов новыми подвижными компонентами. Понижение температуры приводит к нарушению равновесия, установившегося в растворах, что вызывает интенсивное минералообразование.

В качестве примера влияния температуры на рудообразование рассмотрим окисление сидерита до магнетита водой при отсутствии свободного кислорода [145, 146]. Изучение Ю. П. Мельником термодинамических реакций окисления сидерита водой в отсутствие свободного кислорода показало, что при

низких температурах сидерит устойчив. Так, при температуре 25 °С константы равновесия реакции окисления сидерита водой меньше единицы. При повышении температуры равновесие сдвигается в сторону образования магнетита, выше 140 °С константы равновесия превысят единицу и при 400 °С составят 10<sup>9.1</sup>:



Поэтому в природных условиях наблюдается парагенезис сидерита и магнетита в ассоциации с хлоритом, серицитом и другими водосодержащими минералами низкотемпературной ступени метаморфизма (субфации аспидных сланцев).

## V.2. ХИМИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ РУДООТЛОЖЕНИЯ

При образовании руд преобладают ионные реакции обменного разложения — нейтрализация и гидролиз [34]. В результате их образуются трудно растворимые металлические (рудные) соединения. Эти реакции возникают между растворенными веществами в растворе или между растворенными веществами и минералами пород. В первом случае образующиеся соединения выполняют открытые полости, по которым проходят растворы, а во втором преобладает метасоматическое замещение боковых пород. Нерастворимые соединения, например железа, обычно образуются при высшей валентности его и представлены оксидами и гидроксидами. Переход двухвалентного железа в трехвалентное происходит либо под влиянием свободного кислорода, либо при взаимодействии закисного железа с растворенными веществами или минералами пород, содержащими кислород. Легко растворимые соединения шестивалентного урана способны к миграции в водных растворах, однако при встрече такого раствора с двухвалентным железом в магнетите, пирите происходит восстановление урана до четырехвалентного, который образует труднорасторимые соединения, выпадающие из раствора. В данном случае для рудообразования огромное значение имел режим кислорода, который зависел от конкретного хода метаморфического процесса.

В общем виде количество свободного кислорода с глубиной резко падает, а с приближением к поверхности возрастает и появляется больше возможностей отложения из растворов оксидов металлов. Однако многие металлы — олово, вольфрам, железо — образуют оксиды при высоких термодинамических условиях с формированием кристаллических решеток, обладающих большим запасом энергии. Кислород для этих соединений получается при разрушении кристалли-

ческих решеток минералов с конституционной водой или благодаря обменным реакциям, идущим с выделением кислорода.

Большое значение имеет метасоматическое рудоотложение, проходящее при определенных условиях неравновесного состояния раствора в породе. Растворенные вещества благодаря инфильтрации и диффузии взаимодействуют с породами, вызывают обменные реакции, растворяют компоненты, а на их место отлагаются рудные минералы.

Изучение метаморфогенного рудообразования позволило раскрыть очень важные закономерности, состоящие в том, что отложение рудных минералов тесно связано с магнезиально-железистым, железистым, щелочным и кальций-углекислым метасоматозом, а также с выносом нерудных компонентов за пределы областей рудообразования.

Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архейских отложениях Алданского щита по многочисленным обнажениям изучал Н. Г. Судовиков [215]. В этом районе метасоматоз распространен регионально и прослеживается на 100—150 км. Продукты метасоматоза представлены диопсидом, диопсид-амфиболом, пироксен-амфиболом с магнетитом, формирующими по биотитовым гнейсам. Подсчет баланса вещества метасоматического процесса показал привнос Fe, Mg и Ca и вынос Si, Al, Na и K. Отложение привносимых элементов на локальных участках жесткой среды верхнего структурного яруса вызывалось мобилизацией Fe, Mg, Ca и других элементов в зонах ультраметаморфизма в условиях дифференциального плавления и перекристаллизации.

Хорошо изучены магнезиально-железистый и железистый метасоматоз в Криворожском бассейне [90, 191]. Он выразился в образовании парагенезиса куммингтонит + грюнерит + магнетит и был обусловлен подвижностью Fe, Mg,

Са и выносом Si, Al и K. Этот процесс привел к образованию залежей богатых железных руд благодаря метасоматическому замещению биотита, хлорита, граната и кварца такими минералами, как магнетит, куммингтонит, грюнерит и гематит.

Широко распространен в породах щитов щелочной метасоматоз, с которым связано образование многих месторождений Zr и других редких и рассеянных элементов. Он характеризуется привносом Na и K и многих малых металлов, а также подвижностью Si, Mg, Ca, Fe и Al.

На начальных стадиях этого процесса часто фиксируется привнос K, сопровождающийся микроклинизацией пород вплоть до образования мономинеральных микроклинитов; на последующей стадии осуществляется привнос Na с образованием этиринитов с авгитом и диопсидом по кварц-железистым породам, щелочных амфиболов по силикатно-железистым и альбититам по силикатно-кварцевым породам. С конечной стадией щелочного метасоматоза частично связано образование месторождений U, Zr, P и других элементов.

В некоторых районах наблюдается кальций-углекислый метасоматоз, выразившийся в образовании доломитов, магнетит-доломитовых руд, иногда с примесью редких элементов.

Приведенные краткие сведения о метасоматических процессах при метаморфизме свидетельствуют о высокой роли химических факторов в метаморфическом рудообразовании. В качестве примера приведем экспериментальные данные о влиянии химического состава пород на осаждение урана из растворов [26].

Химические причины отложения урана обусловлены разрушением комплексных уранил-карбонатных ионов вследствие ухода из раствора Na, K и затем CO<sub>2</sub> и восстановления U до четырехвалентного минералами-восстановителями.

В последние годы в литературе уделяется большое внимание карбонатным комплексам уранила как наиболее реальным формам переноса урана в эндогенных условиях [27, 157, 253].

Целью наших исследований явилось раскрытие условий выпадения урана в четырехвалентной форме из растворов на породах различного состава вследствие разрушения уранил-карбонатных

комплексов в восстановительных условиях. Было исследовано 15 образцов наиболее распространенных на щите метаморфических и ультраметаморфических пород с целью выявления их влияния на образование урановых руд. Из отобранных образцов были вырезаны призмы размером 20×10×5 мм; эти призмы располагались в одной длинной лодочки, которая погружалась в проточный реактор.

В связи с тем, что изменение кислотности и относительного количества ионов CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, определяющих устойчивость и форму нахождения урана в растворах, связано с изменением величины ΣCO<sub>2</sub>, а также учитывая экспериментально установленный факт влияния CO<sub>2</sub> на растворимость ряда элементов, было решено провести опыт во флюиде, существенно обогащенном CO<sub>2</sub>. Исходными растворами были: слабокислый раствор и децинормальный раствор NaOH и Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. В реакторе помещались триоксид урана, оксиды кальция и магния. После опыта раствор подвергался физико-химическому анализу.

Флюид такого состава был выбран в связи с тем, что потерю CO<sub>2</sub> большинство исследователей рассматривают как основную причину, приводящую к восстановлению U<sup>6+</sup> в U<sup>4+</sup> комплексного иона флюида и осаждению его на породах или минералах, содержащих элементы-восстановители. Подобный механизм осаждения урана хорошо подтверждается исследованиями количества CO<sub>2</sub> во включениях минералов урановых месторождений [165]. Наибольшие количества его обнаружены в кварце, сидерите и доломите, наименьшие — в настурите и ассоциирующих с ним кальцитах и доломите.

Эксперименты проведены на проточном реакторе нашей конструкции. Реактор состоит из толстостенной трубки из нержавеющей стали с внутренним диаметром 35 мм, длина его 1200 мм. На реактор надеты три нагревательные печи и одна печь охлаждения, что позволяет вести эксперимент при постоянной температуре или с температурным градиентом внутри реактора. Термодинамические условия эксперимента были таковы: температура 200 °C (постоянная на протяжении всего опыта), давление углекислого газа 300, давление воды 300 кг/см<sup>2</sup>. В период комплексообразования общее давление в системе равнялось 600 кг/см<sup>2</sup>.

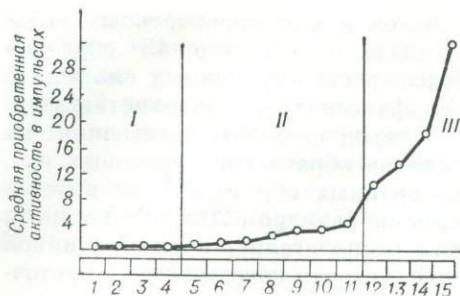


Рис. 12. Радиоактивность образцов пород после опытов в слабокислой среде:

1 — гранит аляскитовидный, 2 — микроклинит, 3 — милонит, 4 — графитовый гнейс, 5 — апогранитовый мелкозернистый альбитит, 6 — биотитовый гнейс, 7 — амфибол-гранатовый сланец, 8 — апогранитовый альбитит, 9 — серый гранит, 10 — слабо альбитизированный гранит, 11 — апогнейсовый альбитит, 12 — углистый сланец с сульфидами, 13 — магнетитовая руда, 14 — амфиболит; породы: I — не активные, II — активные, III — высокой активности

Автоматическое поддержание заданного режима температуры проводилось с помощью потенциометра ПРС-01 в пределах  $200^\circ \pm 1 - 2^\circ$ . Между образцами пород равномерно по длине лодочки была размещена смесь солей с триоксидом урана.

В этом режиме эксперимент выдерживался в течение 240 ч для растворения смеси MgO, CaO и UO<sub>3</sub> в присутствии углекислого газа. Навеска в первой серии опытов составляла (мг): CaO 532, MgO 247, UO<sub>3</sub> 982; во второй серии: CaO 528, MgO 242, UO<sub>3</sub> 403; в третьей серии: CaO 536, MgO 241, UO<sub>3</sub> 385. После времени комплексообразования давление в системе понижалось до 300 кг/см<sup>2</sup>. После сброса давления флюид выдерживался в контакте с образцами пород в течение 175 для серии опытов со слабокислой средой и 260 ч для серии опытов со щелочной. Соотношение флюидной и твердой фаз 10 : 1.

Опыт в слабокислой среде (рН 6 в начале опыта и 5,86 в конце) (рис. 12). Расчетная концентрация урана в растворе до опыта равнялась 245,4, после  $1,3 \cdot 10^{-1}$  мг/л. Образцы пород после опыта оказались значительно измененными; они были окрашены оксидами и гидроксидами железа в бурый и красный цвета.

Вновь образованные урановые минералы находились в тонкодисперсном состоянии, а поэтому их диагностика обычными методами невозможна. Исключительно редко в некоторых образцах отмечались мелкие выделения оксидов урана и мельчайшие образования силикатов урана.

Особенно сильному изменению подвержен графитовый гнейс и амфибол-гранатовый сланец; в последнем в виде островков наблюдаются круглые кристаллы красноватого граната с хорошо развитой огранкой. Наименее изменены углистый сланец и амфиболит, в которых отмечаются оксиды урана и мельчайшие рассеянные образования, похожие на силикаты урана.

По радиографиям в большинстве образцов установлены две группы треков: густые интенсивные в виде скоплений, отвечающие оксидам и силикатам урана, и редкие, рассеянные, возникшие, вероятно, за счет вхождения урана в виде изоморфной примеси.

Рентгеноструктурный анализ, выполненный в лаборатории ИГФМ АН УССР Л. И. Егоровой, показал характерные линии уранита:

<i>d/h</i>	<i>d/h</i>
5	3,40 a = 5,42
10	3,43
4	2,69

Силикат урана диагностирован только по оптическим данным, так как для более детальных исследований материала было недостаточно. На образцах отмечены аморфные образования типа чернечий.

Опыт в щелочной среде (рН 12 в начале опыта и 11 в конце). Опыт проведен в щелочной среде с дециномаральным раствором NaOH. Расчетная концентрация урана во флюиде в начале опыта составляла 760, в конце 17,4 мг/л. Вся смесь солей перешла в раствор.

Изучение пластин образцов после опыта показало, что в большинстве из них образуются очень редкие мелкие образования оксидов урана, приуроченные к сульфидам, темноцветным минералам, трещинкам и интерстициям зерен. Покраснение отдельных участков образцов связано с образованием дисперсного гематита. Иногда среди вновь образованных минералов отмечаются карбонат, пирит и полевой шпат сахароподобного вида. Гнейсы, амфиболы, апогнейсовые альбититы содержат множество пор, становятся рыхлыми. Кроме оксидов урана в некоторых образцах иногда отмечаются силикаты урана типа ненадкевита.

В условиях слабокислой углекислотной среды породы по осадительной способности можно разделить на три группы. Породы I группы (алекситовидный гранит, микроклинит, милонит, гнейс

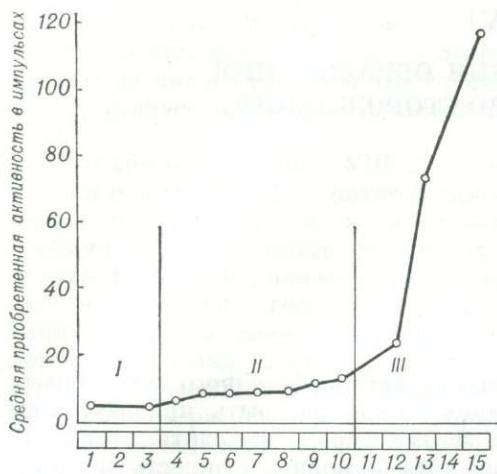


Рис. 13. Радиоактивность образцов пород после опытов в щелочной среде:

1 — слабо альбитизированный гранит, 2 — альбит по мелкозернистому граниту, 3 — милонит, 4 — апогранитовый альбитит, 5 — апогнейсовый альбитит, 6 — магнетитовая руда, 7 — биотитовый гнейс, 8 — магнетитовый (ощелоченный) кварцит, 9 — аляскитовидный гранит, 10 — серый гранит, 11 — микроклинит, 12 — амфибол-гранатовый сланец, 13 — амфиболит, 14 — графитовый гнейс, 15 — углистый сланец с сульфидами; I—III — то же, что и на рис. 12

графитовый) совершенно не способствуют восстановлению и осаждению урана из растворов. В породах II группы (альбитит по мелкозернистому граниту, гнейс биотитовый, сланец амфибол-гранатовый, альбитит апогранитовый, гранит серый, гранит слабоальбитизированный) активность заметно увеличивается. Очень сильное осаждение урана из растворов определено в породах III группы (сланец углистый с сульфидами, кварцит магнетитовый (ощелоченный), магнетитовая руда, амфиболит).

По осадительной способности урана в условиях щелочной среды с NaOH в присутствии углекислого газа можно также выделить три группы пород (рис. 13). К I группе относятся практически инертные породы (слабоальбитизированный гранит, альбитит по мелкозернистому граниту и милонит). В породах II группы (альбитит апогранитовый, альбитит апогнейсовый, магнетитовая руда, гнейс биотитовый, магнетитовый кварцит (ощелоченный), гранит аляскитовидный, гранит серый) радиоактивность после опыта возрастает. Очень высокой осадительной способностью обладают породы III группы (микроклинит, сланец амфибол-гранатовый, амфиболит, гнейс графитовый, углистый сланец с сульфидами).

Образцы в слабокислой среде, в

отличие от таковых в слабокислой, значительно изменены, исключительно интенсивно окрашены оксидами и гидроксидами железа. Урановые минералы находятся здесь в тонкодисперсном состоянии, а поэтому обычными методами диагностировать их невозможно. В большинстве образцов устанавливаются две группы треков: густые интенсивные, отвечающие оксидам и силикатам урана, и рассеянные, возникшие, вероятно, за счет вхождения урана в минералы в качестве изоморфной примеси.

Оксиды урана отмечаются в виде выделений неправильной формы, точечных или прожилковых образований черного цвета, смоляного блеска. Вокруг них обычно видны красновато-бурые ореолы, обусловленные дисперсным гематитом. В порошке под бинокуляром минерал черный, со смолянистым блеском; прослеживаются сростки с сульфидами, карбонатом, кварцем и темно-цветными минералами. В иммерсионных препаратах минерал непрозрачен, но иногда с краев просвечивает грязно-зеленоватой краской. Силикаты урана диагностированы только по оптическим данным, поскольку для более детальных исследований материала недостаточно. Кроме оксидов и силикатов урана вероятны аморфные выделения типа черней, так как иногда отмечаются рыхлые мельчайшие скопления, непрозрачные в иммерсионных препаратах и плохо диагностированные из-за ничтожных количеств. Подобные образования отмечались рядом исследователей [157].

Выполненные нами экспериментальные работы в проточном реакторе показали различное влияние пород на осаждение урана из раствора (см. рис. 12, 13). Из 15 образцов пород, слагающих УЩ, только пять оказали сильное влияние на рудоотложение, шесть-семь — слабое и три-четыре не оказали никакого влияния. Породы, сильно влиявшие на выпадение урана, отличались содержанием двухвалентного железа или углистого вещества (точнее графитита).

На многих месторождениях хорошо наблюдается многочисленное избирательное влияние пород, содержащих двухвалентное железо или глинистое вещество, на отложение урана. К таким породам относятся спессартиты, углистые сланцы, пиритизированные хлоритовые сланцы, скарны, милониты, темноцветные породы, амфиболиты или амфиболовые сланцы и другие.

## Глава VI

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Метаморфогенное рудообразование является одной из сторон динамотермального регионального метаморфизма первично-осадочных и вулканогенных пород. Оно осуществляется вследствие процессов растворения, перекристаллизации, расплавления и метасоматоза. На разных стадиях метаморфизма это происходит по-разному. Для низких степеней метаморфизма характерна интенсивная дегидратация пород и перекристаллизация большей части аутигенных минералов, что сопровождается широкой подвижностью легко растворимых элементов, в частности металлов. На средних стадиях дифференциация вещества несколько снижается, происходит перемещение элементов внутри пластов и свит. С усилением метаморфизма еще больше различных минералов вовлекается в растворение, частичное переплавление с последующей магматической кристаллизацией, вызвавшей очень широкую дифференциацию первичного вещества.

Образование различных типов метаморфогенных месторождений зависит от благоприятного сочетания многих факторов: исходного состава метаморфизуемых пород, их первичного строения, проницаемости, наличия в них металлов, форм их нахождения, а также режима температуры и давления при метаморфизме.

Для понимания геологических про-

цессов метаморфогенного рудообразования важно раскрыть природу метаморфизма пород, выделить этапы его развития и понять сущность послеметаморфических процессов. В первую очередь мы имеем в виду прогрессивный метаморфизм, протекавший преимущественно изохимически и лишь частично аллохимически, ультраметаморфизм, регressiveный метаморфизм и диафторез, отличающийся значительным перемещением рудогенных элементов.

В настоящее время метаморфизм рассматривается как процесс эндогенный, связанный с глубинным развитием подвижных зон земной коры. Главнейшими действующими агентами при метаморфизме были температура, давление и химически активные растворы, происхождение которых могло быть различным. Эти факторы действуют совместно, но в конкретных случаях влияние одного из них может быть доминирующим. Динамотермальный метаморфизм является региональным — проявляется на больших площадях, нередко охватывая целые щиты и континенты. Отдельные фации метаморфизма могут развиваться локально [232]. Кроме регионального метаморфизма большое значение для метаморфогенного рудообразования имеет ультраметаморфизм, диафторез и в некоторых случаях регressiveкий метаморфизм.

#### VI.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В пределах геосинклинальных подвижных поясов четко выделяются эвгео- и многоэвгеосинклинальные зоны, которые отражают пространственную и временную последовательность развития этого или иного участка земной коры.

Связь регионального метаморфизма с

геосинклинальным развитием подвижных поясов рассматривалась многими исследователями. Например, Н. Г. Судовиков [216] убедительно показал тесную связь метаморфических и магматических процессов, которые, в свою очередь, зависят от типа подвижных зон и глубины погружения осадочно-вулка-

ногенных пород. В общих чертах развитие геосинклинали можно разделить на четыре цикла: доорогенный, орогенный, позднеорогенный, послеорогенный.

Многолетнее изучение УЩ с применением новых методов (снятие метаморфизма и гранитизации и выделение первичных эквивалентов осадочных и вулканогенных формаций, использование полноценных геохронологических данных, оценка роли глубинных разломов и анализ планов складчатых структур) позволило провести фациальный анализ и раскрыть историю формирования складчатых областей, развившихся из докембрийской геосинклинали [15]. На основе анализа мощностей и состава «реконструированных» первичных формаций, их взаимного расположения во времени и пространстве достаточно обоснованно нами выделены три стадии геологического развития геосинклиналей на щитах.

Первая по геологической сущности должна быть названа вулканогенно-седиментационной. В некоторых случаях ее можно разделить на начальную и раннюю. При этом начальная, или вулканогенно-терригенная, отвечает зарождению глубинных разломов и образованию мощной вулканогенной формации с подчиненным количеством терригенных (конгломерат-песчано-сланцевых) формаций. Ранняя, терригенно-хемогенная, отвечает широкому развитию кластогенной формации, сменившейся кремнисто-карбонатно-железистыми осадками, ритмично чередующимися с ильсто-глинистыми, которые вместе составили известную на весь мир джеспилитовую формацию.

Вторая по геологической сущности отвечает складчато-метаморфической. Она характеризуется инверсией геотектонических условий, образованием складчатых структур, резкой сменой формаций вулканогенных на терригенно-лагунные (песчаники, конгломераты, гравелиты, доломиты). Эта стадия ознаменовалась развитием глубоких метаморфических и ультраметаморфических преобразований всех осадочных и вулканогенных пород в кристаллические сланцы, гнейсы и гранитоиды.

Третья стадия (разломно-интрузивная) выражалась в образовании серии продольных и поперечных разломов и трещин, сопровождающихся интрузиями основных и ультраосновных магм, а

также оформлением блокового строения щитов.

Стремясь отразить сущность геологических процессов на каждой стадии развития, мы вместо традиционных наименований, принятых для фанерозойских геосинклиналей, выделяем **начальную** — вулканогенно-терригенную, **раннюю** — терригенно-хемогенную, **среднюю** — складчато-метаморфическую и **позднюю** — разломно-интрузивную (дайковую) стадии.

В соответствии с приведенной схемой геологического развития подвижных зон в докембрии средняя стадия ознаменовалась метаморфическими и ультраметаморфическими преобразованиями пород. Термодинамические условия регионального метаморфизма на этой стадии достигали величин, достаточных для возникновения метаморфических преобразований пород из осадочных и вулканогенных в метаморфические низких, средних и высших стадий метаморфизма. Эти преобразования определялись и первичным составом метаморфизуемых пород, что выражалось в парагенезисах минералов, возникающих вследствие метаморфизма.

В природных условиях наблюдаются различные уровни термодинамического равновесия, в соответствии с которыми установлены фации и субфации метаморфизма. При нарастании температуры и давления в условиях прогрессивного метаморфизма и при достижении определенного термодинамического уровня порода как бы «застывает», что фиксируется тем или иным парагенезисом минералов; при снижении температуры и давления минеральные парагенезисы почти не изменяются, т. е. обратного явления или перехода породы в более низкую фацию метаморфизма без наложения других процессов не наблюдается.

На регressiveном этапе метаморфизма происходят минеральные преобразования пород под влиянием снижения температуры и давления и действия химически активных растворов. Под регressiveм метаморфизмом понимается этап, приводящий к образованию низкотемпературных минеральных ассоциаций вследствие метасоматической перекристаллизации и под влиянием потока гидротермальных, обычно послеметаморфических растворов.

В связи с этим появляются новообразования в виде замещения высоко-

температурных минералов более низкотемпературными. Например, биотит замещается флогопитом или хлоритом, по полевым шпатам развивается серцит и т. п. Процессы эти обычно носят метасоматический характер и проявляются, как правило, в весьма незначительных масштабах. Следовательно, регressiveкий метаморфизм имеет ограниченное значение при породо- и рудообразовании, так как не приводит к общей перекристаллизации пород и лишь местами вызывает перемещение значительных количеств породообразующих и рудогенных компонентов.

Диафторез — процесс изменения пород, вызванного потоком гидротермальных растворов в зонах тектонического рассланцевания, катаклаза и мильтонизации. Поэтому диафториты интенсивно

проявлены по тектоническим разломам, зонам смятия и рассланцевания. Диафторез — это наложенный гидротермально-метасоматический процесс, в результате которого ранее регионально метаморфизованные породы приобретают новые минеральные парагенетические ассоциации, не характерные для минеральных парагенезисов первичных образований.

Следовательно, регressiveкий метаморфизм нельзя отождествлять с диафторезом. Диафториты рассматриваются нами как продукты действия на породы поступающих траппометаморфических растворов. Это жильные, прожилковые, чаще метасоматические тела. С ними связано образование многих редких, рассеянных и радиоактивных металлов.

## VI.2. СООТНОШЕНИЕ ИЗОХИМИЧЕСКИХ И АЛЛОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ МЕТАМОРФОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

Региональный динамотермальный метаморфизм проходит, как правило, на больших пространствах, нередко охватывая крупные районы и даже целые континенты. Характернейшей особенностью его является изохимичность процессов, различная в крупных толщах, объемах серий, свит и даже отдельно взятых горизонтов. Это означает, что во время метаморфизма в область развития не привносились значительные количества новых компонентов. Внутри отдельных горизонтов или свит могло происходить (и порою очень активно) перемещение первоначального материала пород. Даже при низких фациях метаморфизма повсеместно наблюдается собирательная кристаллизация, приводящая к образованию относительно крупных рудных инерудных минералов. Исследованиями автора и многих других геологов в Кривом Роге, КМА, на Кольском п-ове и в других районах развития тонкополосчатых роговиков и джеспилитов установлены перемещения кремнезема и частично железа с образованием богатых и более бедных железом участков и железных руд [62, 68]. При высоких фациях метаморфизма становится вполне подвижным не только кремнезем, но и железо, что приводит к образованию пироксен-кварцевых пород. Последние теряют первичную полосчатость и становятся мало похожими на свои первичные эквиваленты — четко полосчатые же-

листо-кремнистые породы. Это, вероятно, вызвано тем, что при региональном метаморфизме, особенно учитывая его зональность, происходила миграция растворов из зоны в зону (в пределах одного пласта) или из пласта в пласт, из одной структуры в другую — более проницаемую. С растворами перемещались и растворимые в этих условиях рудообразующие компоненты.

Таким образом, возникали процессы, которые в строгом понимании являются аллохимическими. Аллохимичность проявляется для отдельных участков пласта, свиты или серии пластов; это происходит на фоне общего изохимического процесса, так как в область, подвергнувшуюся метаморфизму, извне не привносились новое вещество, а перемещались некоторые элементы в отдельных местах внутри толщи. Это подтверждено геологическими наблюдениями, подсчетом баланса вещества, возникающими парагенезисами и экспериментальным моделированием [154].

В качестве примера приведем изменение химического состава отдельных групп пород при метаморфизме [65]. Минеральный состав железисто-кремнистых пород (алюмосиликатной, глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистой и железисто-кремнистой групп) в условиях различных фаций метаморфизма неодинаков (табл. 16, 17). Изменение химического состава железисто-кремнистых пород в зависимости

Таблица 16. Изменение минерального состава железисто-кремнистых пород в условиях различных фаций прогрессивного метаморфизма

Группа пород, выделенных по химическому составу (коэффициенты по Н. П. Семененко)	Минеральные парагенезисы			
	Породы фации зеленых сланцев	Породы эпидот-амфиболитовой фации	Породы амфиболитовой фации	Породы гранулитовой фации
Алюмосиликатная (сланцы) A = 38—70 M = 0—33, F = 0—42, O < 0,2	Сер + Би <sub>65</sub> + + Хлд + Кв + + Пи + ГФ <sub>1</sub> Сер + Хлд + Кв + Пи + ГФ <sub>1</sub>	Му + Би + Кв + + Пир + ГФ <sub>2</sub> Хлд + Му + + Би + Кв Гр <sub>85</sub> + Би + + Кв + Пир + + ГФ <sub>2</sub>	Гр + Би + Кв + + ГФ <sub>2</sub> + Пир Му + Би + Кв + + ГФ <sub>2</sub> Анд + Му + + Би + Кв Сил + Му + + Би + Кв	Би + Пл + Кв + + ГФ <sub>3</sub> + Пир Гр <sub>75</sub> + Би + + Пл + Кв Сил + Би + + Пл + Кв
Глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистая (сланцы) A = 15—40 M = 9—43 F = 27—66, O < 0,5	Би + Хл + Кв Хл <sub>78</sub> + Ка <sub>70—95</sub> + + Кв	Ка <sub>30—60</sub> + + Гр <sub>92—95</sub> + + Ам <sub>65—75</sub> + Кв Би + Гр <sub>85—87</sub> + + Ам + Кв	Ст + Му + Би + + Кв Гр + Би + Кв Гр + Ам + Кв	Прк + Гр <sub>80</sub> + Би + Кв Прк + Гр + Кв
Железисто-кремнистая (силикатные железистые роговики или кварциты) A = 0—14 M = 0—15 F = 61—99				
кварцито-сланцы A = 0—14; O < 0,5	Хл + Ка <sub>70—85</sub> + + Кв + Ма	Ам + Би + Ма	Ам + Би + Ма	Прк <sub>70</sub> + + Гр <sub>80—75</sub> + + Кв + Ма Прк <sub>80—70</sub> + Ол <sub>95</sub> + Кв + Ма
кварциты силикатно-карбонатно-магнетитовые A = 1—5 O = 0,2—1	Би + Ка <sub>70—85</sub> + + Кв	Гр + Ам <sub>75</sub> + Кв Гр + Би + Ам + + Кв	Гр + Ам + Кв Гр + Би + Ам + + Кв	Прк <sub>75</sub> + Ма + Кв
кварциты тематит-магнетитовые и бессиликатные магнетитовые A < 1; O ≥ 1	Хл + Ка <sub>70—80</sub> + + Ма + Кв	Ка <sub>30—60</sub> + Ам <sub>70</sub> + + Ма + Кв	Ам + Ма + Кв	Ма + Кв
	Гем + Ма + Кв	Гем + Ма + Кв	Гем + Ма + Кв	

П р и м е ч а н и е: Кв — кварц, Хл — хлорит, Би — биотит, Хлд — хлоритоид, Сер — серицит, Му — мусковит, Сил — силиманин, Ст — ставролит, Гр — гранат, ГФ — графит (ГФ<sub>1</sub> — неупорядоченный, ГФ<sub>2</sub> — частично упорядоченный, ГФ<sub>3</sub> — упорядоченный), Прк — проксен, Пл — плагиоклаз, Анд — андалузит, Ка — карбонат, Сл — оливин, Ма — магнетит, Гем — гематит, Пи — пирит, Пир — пирротин.

Таблица 17. Основные параметры физико-химических условий прогрессивного метаморфизма железисто-кремнистых пород

Фация метаморфизма	Физико-химические параметры						
	<i>t</i> , °C, верхний предел	<i>P</i> , $1 \cdot 10^8$ Па	<i>P</i> <sub>O<sub>2</sub></sub> , $1 \cdot 10^6$ Па (в железистых кварцитах)	Кислород- ная ем- кость (в железистых квар- цитах), %	Состав метаморфогенного флюида, %		
					H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	прочие (H <sub>2</sub> , CO, S <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> )
Зеленых сланцев	450—500	3—5	$10^{-15}$ — $10^{-16}$	27	74—96	4—26	$10^{-6}$
Эпидот-амфиболовая	620—640	4—8	$10^{-16}$ — $10^{-17}$	22	40—75	25—60	$10^{-2}$
Амфиболитовая	700	7—12	$10^{-18}$	?	45	55	Менее 1,0
Гранулитовая	800	6—8	$10^{-22}$ — $10^{-24}$	10	10	88—89	1—2,0

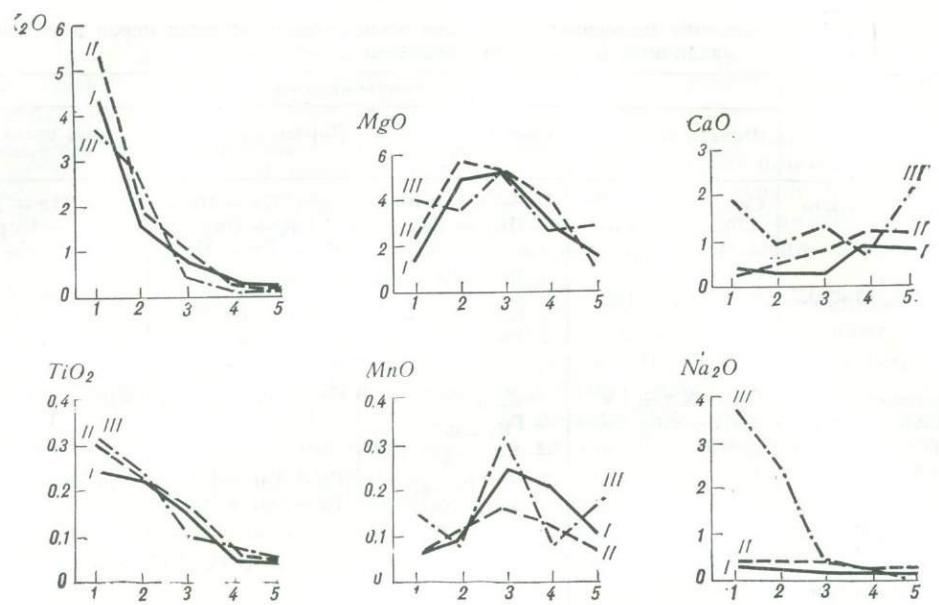


Рис. 14. Подвижность оксидов  $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$  в железистых породах при метаморфизме различных фаций (по данным М. А. Ярошук и др. [21]), %.

Фации метаморфизма:

I — зеленосланцевая, II — эпидот-амфиболовая, III — гранулитовая; породы ряда: 1 — алюмосиликатного, 2 — глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистого, 3 — железисто-силикатного, 4 — железисто-силикатно-карбонатного, 5 — железисто-кварцевого

от положения в седиментогенном ряду показано на рис. 14, 15. На них нанесены данные более 430 полных химических анализов пород, обработанных по программам автоматизированной системы обработки геохимической информации.

Полученные минералого-петрографические и петрохимические данные показали, что процесс прогрессивного метаморфизма осуществлялся изохимически в отношении главных породообразующих компонентов. Исходя из процесса минералообразования, а также идентичного характера кривых распределения элементов по группам пород в условиях разных фаций метаморфизма, видим, что в диапазоне низких и средних температур самыми инертными являются глинозем и железо. Некоторую подвижность проявляют щелочноzemельные и щелочные элементы, кремнезем, а также летучие  $CO_2$  и  $H_2O$ . В условиях амфиболовой и особенно гранулитовой фаций подвижность компонентов несколько возрастает, хотя ряд подвижности остается тот же. Особенно следует отметить увеличивающуюся подвижность  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ , глинозема и железа в условиях амфиболовой фации, а также глинозема, железа,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  и  $SiO_2$  в условиях гранулитовой.

Анализируя характер изменения минерального и химического состава желез-

исто-кремнистых пород в процессе прогрессивного метаморфизма, видим, что на фоне в общем изохимического метаморфизма главнейшими процессами преобразования их являются дегидратация, декарбонатизация и изменение окислительной емкости. Процессы дегидратации — декарбонатизации основное значение приобретают на границе перехода фации зеленых сланцев в эпидот-амфиболовую, где они фиксируются реакциями разложения хлорита, слюд, магнезиально-железистых карбонатов с вытеснением их гранатом и амфиболом.

На границе перехода пород эпидот-амфиболовой фации в гранулитовую эффект декарбонатизации уже почти не проявлен; отмечаются лишь процессы дегидратации в породах глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистого состава; в породах же алюмосиликатного состава в условиях гранулитовой фации процессы дегидратации уже не происходят.

Количественная сторона процессов дегидратации — декарбонатизации показана на рис. 15. Кроме того, она может быть иллюстрирована расчетом количества метаморфогенных флюидов, образовавшихся в конкретном регионе в результате отделения летучих компонентов при метаморфизме.

Были рассчитаны приблизительные

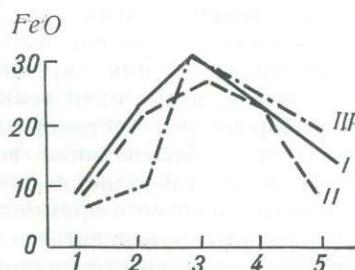
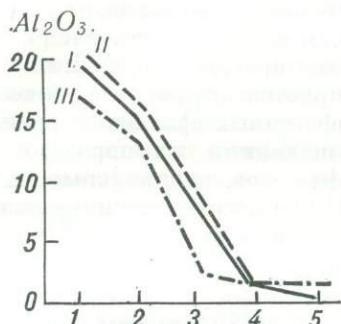
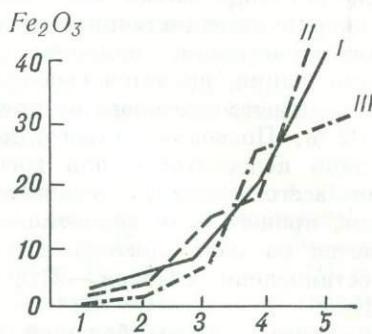
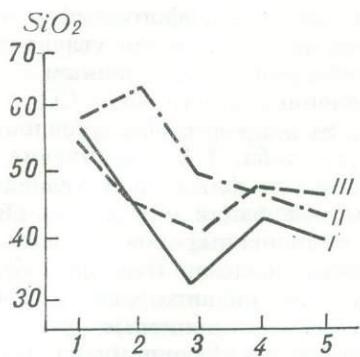


Рис. 15. Подвижность оксидов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  в железистых породах при метаморфизме различных фаций (по данным М. А. Яроцкого и др. [21]), %.  
Усл. обозначения те же, что и на рис. 14

количества  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , которые могли выделяться в результате процессов дегидратации — декарбонатизации при образовании пород эпидот-амфиболитовой фации, слагающих синклинально-антиклинальную структуру Саксаганского района Криворожского бассейна на глубинах более 2 км. При расчете сделан ряд допущений, касающихся определения массы пород эпидот-амфиболитовой фации и количества карбонатсодержащих пород в разрезе. Такие допущения позволяют хотя бы ориентировочно оценить масштабы описываемых явлений.

Общую массу пород, испытавших процессы декарбонатизации, рассчитывали на основании представлений о том, что предполагаемая глубина Саксаганской синклинали составляет от 2 км на юге до 6 на севере, ширина на этой глубине равна 2 км при протяженности 20. Общая масса пород глубинной зоны в таком случае составит  $2,4 \cdot 10^{11}$  т. При расчете принято, что среди железисто-кремнистых пород средней свиты в фации зеленых сланцев 25 % составляли карбонат-магнетитовые кварциты и карбонат-хлоритовые сланцы, содержащие  $\text{CO}_2$  в среднем 10,59 и 10,22 %

соответственно. В глубинной зоне эти породы превращены в куммингтонит-магнетитовые кварциты и гранат-амфибол-биотитовые сланцы; содержание  $\text{CO}_2$  в них уменьшилось в среднем до 1,84 и 1,00 %. Тогда количество  $\text{CO}_2$ , удаленного при метаморфизме из кварцитов, составит 8,75, а удаленного из сланцев — 9,22 % (в среднем 8,99 %). При таком расчете общий вес  $\text{CO}_2$ , выделившегося при метаморфизме железисто-кремнистых пород глубинной зоны, будет составлять  $2,4 \cdot 10^{11} \times 0,25 \times 0,0899 = 5,4 \cdot 10^9$  т. Аналогичный расчет возможного количества воды, выделившейся при дегидратации кварц-слюдистых и карбонатно-хлоритовых сланцев, показал, что масса ее могла достигать  $3,42 \cdot 10^{10}$  т.

На границе перехода пород из условий эпидот-амфиболитовой фации в условия амфиболитовой и затем гранулитовой наблюдается интересное явление, принципиально важное для решения вопросов рудообразования: в породах гранулитовой фации полностью исчезает диагенетический и метаморфогеный гематит, пирит замещается пирротином, происходит значительное изменение кислородной емкости пород

(см. табл. 17). Определено, что в железистых кварцитах единственным реальным восстановителем, накопившимся при седиментации, является свободный углерод, количество которого не превышает 0,02 %. Поскольку такого количества явно недостаточно для восстановления всего гематита железистых кварцитов, процесс этот, вероятно, осуществляется за счет притока глубинных восстановленных газов — CO, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>, S<sub>2</sub>.

Установленные факты большей восстановленности пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, чем их менее метаморфизованные аналоги, показывают, что в областях развития этих пород такое восстановление должно сопровождаться реакциями окисления глубинных газов. В частности, могут идти реакции окисления водорода железисто-кремнистыми породами с образованием воды. Если допустить, что уменьшение кислородной емкости железисто-кремнистых пород осуществляется в результате окисления ими глубинных восстановленных газов, то при переходе 100 см<sup>3</sup> гематит-магнетитового кварцита эпидот-амфиболитовой фации в магнетитовый кварцит гранулитовой фации может генерироваться 1,31 г воды. Вероятно, именно эта вода играет особую роль в геологических процессах и реализуется на протекание процессов гранитизации в условиях амфиболитовой фации и диафтореза в условиях гранулитовой [170].

Установлено, что в процессе прогрессивного метаморфизма железисто-кремнистых пород не только изменяется количество метаморфогенных флюидов, но и их состав. Это определяет разную роль флюидов в процессах рудообразования.

На основании расчетов метаморфогенных реакций и изучения состава включений в минералах фации зеленых сланцев метаморфогенные флюиды были существенно водными, содержание CO<sub>2</sub>, вероятно, не превышало 5—25 %, а давление ( $P_{O_2}$ ) в пластах железистых кварцитов равнялось  $1 \cdot 10^{-10}$  Па (см. табл. 17). В породах эпидот-амфиболитовой фации доля CO<sub>2</sub> была более значительной и в зависимости от состава пород достигла 25—60 %, давление F<sub>O<sub>2</sub></sub> несколько понижалось в пластиах железистых кварцитов (около  $1 \cdot 10^{-11}$  Па).

В породах гранулитовой фации рав-

новесный метаморфогенный флюид был не только существенно углекислым, но и наиболее восстановленным в связи с увеличением в нем доли CO, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>, S<sub>2</sub> и прочих восстановленных газов (см. табл. 17). Увеличение восстановленности флюидов в условиях гранулитовой фации обусловило образование комплексных соединений двухвалентного железа. Это способствовало росту его подвижности и создавало условия, благоприятные для переноса железа этими флюидами из пород гранулитовой фации в область более низкотемпературных пород.

Таким образом установлено, что в результате прогрессивного метаморфизма формируется огромное количество метаморфогенных флюидов, равновесных с вмещающими их породами. Состав этих флюидов, парциальные доли в них CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O и восстановленных газов (т. е.  $P_{O_2}$ ) строго зависят от TP-условий и меняются с их изменением.

Изохимичность метаморфизма относится к очень большим пространствам и толщам пород, подвергшимся метаморфизму (сериям и системам), внутри которых рудообразующие вещества могли перемещаться на значительные расстояния.

Метаморфизованные месторождения формировались в условиях изохимического метаморфизма, при котором господствовала перекристаллизация пород, а перемещение вещества происходило на незначительные расстояния. Метаморфические же месторождения образовывались при значительном внутрипластавом или внутрисвитном перемещении вещества в относительно закрытой системе, где создавались условия аллохимического метаморфизма пород. Поэтому для метаморфизованных месторождений существовал более широкий фронт рудообразования, тогда как метаморфические возникали только в локальных благоприятных участках значительного перемещения и концентрации рудного вещества.

Ультраметаморфические и послеультраметаморфические месторождения образовались вследствие привноса растворами породо- и рудообразующих компонентов, иногда совершенно чуждых вмещающим породам, в которых они образуются в виде рудопроявлений и месторождений. Процесс здесь носит четкий аллохимический характер. При-

мерами могут служить редкометальные пегматиты среди гнейс-мигматитовой толщи, скопления минералов урана в

трещинных зонах среди гранитов и гнейсов и многие другие типы месторождений.

### VI.3. РУДООБРАЗОВАНИЕ В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Рудообразование существенно зависит не только от первичного состава метаморфизуемых пород, но также от условий метаморфизма. В районах, где породы метаморфизованы в фации лавсанит-альбитовой или ломонит-пренит-кварцевой, по Г. Винклеру [58], или пумпеллиит-эпидот-стильномелановой [238], где температуры достигали от 100 до 250—300 °С, сколь-нибудь значительного метаморфогенного рудообразования не наблюдается.

По мере усиления метаморфизма менялись условия подвижности различных рудогенных элементов. Это приводило к образованию разнотипных месторождений в аналогичных по составу первичных породах. Вследствие этого размещение месторождений находится в прямой зависимости от фаций метаморфизма пород. Так, в Криворожском бассейне самое большое количество месторождений богатых железных руд находится в полях зеленосланцевой фации метаморфизма, меньше их в районах развития амфиболитовой фации и практически их нет в областях развития гранулитовой фации.

Рудообразование в условиях зеленосланцевой фации широко распространено во многих районах мира и является достаточно характерным для нижнепротерозойских осадочно-метаморфических толщ. Основным рудообразующим процессом было растворение и вынос нерудных компонентов породы метаморфическими растворами и тектоническое уплотнение руды. Для железорудных месторождений Кривого Рога температура рудообразования определена по газово-жидким включениям в минералах и составляет от 300—350 до 450—500 °С, давление  $(2-5) \cdot 10^8$  Па. Образование такого типа богатых руд происходило одновременно с раскристаллизацией железисто-кремнистого осадка как первичного эквивалента джеспилитов и железистых кварцитов. Доказательством тому являются: а) роговиковая структура и размеры кварцевых зерен — они сохраняются такими же в джеспилитах вдали от рудных тел, на контакте с рудой и в руде;

б) одинаковое строение и условия деформации кварца в железистых породах и руде. Петроструктурные исследования М. П. Кулишова [132] показали одинаковую оптическую ориентировку кварца в руде и вмещающих породах. Очевидно, кварц и в руде, и в породах образовался одновременно в период метаморфизма первичного железисто-кремнистого осадка; в) примерно одинаковое содержание малых элементов в магнетитах богатых руд и вмещающих пород. Кроме того, пространственная и морфологическая связь месторождений богатых руд со складчатостью железистых пород дает основание рассматривать образование руд как синхронный процесс с динамотермальным метаморфизмом первичных осадков.

При детальном изучении контактов рудных залежей Кривого Рога, Аньшаньского района КНР, Сингхбхумского района Индии [13] и Курской магнитной аномалии [68] раскрыта сущность процесса рудообразования.

На многочисленных примерах мы изучили состав и строение различных прослоев, образующих железистую породу, и их изменение при переходе в богатую руду [10]. Рудные прослои переходят из породы в руду без существенного изменения мощности. Иногда, чаще всего на границе рудного и полурудного прослоя, наблюдается некоторое увеличение мощности рудных прослоев и появление тонких прослоев новообразованного гематита. При наличии интенсивной приконтактной складчатости рудные прослои несколько уточняются и даже разрываются, но в руде мощность любого прослуженного рудного прослоя такая же, как и в неоруденелой породе. Совершенно иная мощность безрудных (кварцевых) и полурудных (кварц-магнетитовых) прослоев. По мере перехода железистого роговика в руду она постепенно (а в некоторых случаях резко) уменьшается, и прослои выклиниваются.

Уменьшение мощности и выклинивание полурудных и безрудных прослоев являются общей закономерностью для различных типов руд, в том числе и для

окисленных магнетитовых (марититовых). Ширина зоны выклинивания неизначительна — в подавляющем большинстве исследованных контактов не превышает 10—20 см. Реже, на протяжении десятков сантиметров и даже метров, мощность прослоев постепенно плавно уменьшается. Вследствие выклинивания безрудных и полурудных прослоев переход железистых пород в руду всегда происходит с заметным уменьшением объема. На основании более 100 замеров было установлено, что из слоя (пачки) железистой породы мощностью 100 см образуется слой руды мощностью 45—80 см. Следовательно, из 100 см<sup>3</sup> породы образуется 45—80 см<sup>3</sup> руды, т. е. величина сжатия или усадки изменяется от 20 до 55 %. Ни в одном случае не наблюдалось сохранения первичного объема пород. Аналогично изменяются кварцевые прослои в магнетитовых рудах районов КМА, Кривого Рога, Сингхбхума, Аньшана, Оленегорска и других.

Данные объемно-весовых соотношений пород и руд показали, что оруденение вызвано выносом кремнезема из нерудных прослоев породы в зонах тектонического сжатия. Экспериментальные работы Н. И. Хитарова [239] о растворимости SiO<sub>2</sub> при температурах 450, 500 и 600° и давлении 2·10<sup>8</sup> Па позволили построить изотермы 350 и 400 °С. Они показывают, что растворимость SiO<sub>2</sub> резко возрастает с увеличением температуры и уже при 350, а особенно 400 °С становится весьма значительной. Так, при температуре 400 °С и давлении 2·10<sup>8</sup> Па в воде содержится 2,2 г/л SiO<sub>2</sub>, а при 450 — около 3,5, при 500 — около 5,0. При температуре ниже 350 °С миграция SiO<sub>2</sub> затруднена и размеры ее ничтожны.

По экспериментальным данным В. Ф. Сыромятникова и Г. В. Румянцевой за 1969 г., растворимость кварца резко увеличивается при приложении к образцу одностороннего сжатия и увеличении боковой нагрузки (400 кг/см<sup>2</sup> осевая и (0,5—1)·10<sup>8</sup> Па боковая). Экспериментальные данные, полученные в лаборатории ИГФМ АН УССР, показали резкое увеличение растворимости кварца в зависимости от количества в навеске магнетита. При соотношении SiO<sub>2</sub>/Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>=<sup>1/4</sup> вынос кремнезема увеличивается в три раза по сравнению с выщелачиванием его из чистого кварца. При этом железо выно-

сится в ничтожных количествах с интенсивностью примерно в 150—200 раз меньшей, чем интенсивность кремнезема. Эффекта увеличения выноса SiO<sub>2</sub> не наблюдается, если вместо магнетита в навеску положить гематит или гетит с тем же количеством железа. Это объясняется свойствами магнетита создавать магнитное поле, способствующее усилинию разрушения кварца и выносу кремнезема, что позже было подтверждено экспериментально.

На основании приведенных данных можно объяснить возможность интенсивного растворения SiO<sub>2</sub> при температурах и давлениях, отвечающих зелено-сланцевой фации метаморфизма.

При рудообразовании в условиях зелено-сланцевой фации метаморфизма вполне подвижными компонентами были Si и O; железо было малоподвижным или практически неподвижным. Благодаря выносу из породы безрудного компонента (кремнекислоты) и сохранению железа образовались богатые руды, которые по генетической сущности можно рассматривать как остаточные метаморфические.

Рудообразование в условиях амфиболитовой фации ограничено развито в джеспилитовой формации нижнего протерозоя. Все же известны рудные поля и районы, где главными являются гематит-магнетитовые руды, генетически связанные с метаморфизмом амфиболитовой фации. Основным рудообразующим процессом в условиях амфиболитовой фации был магнезиально-железный метасоматоз, вызвавший перемещение и накопление железа в сланцах и джеспилитах. Рудообразование проходило при завершении динамотермального метаморфизма при температурах от 350—400 до 500—550 °С и давлении от (1,5—2)·10<sup>8</sup> до (5—6)·10<sup>8</sup> Па (по данным изучения газово-жидких включений в минералах руд).

В рудообразующем метасоматическом процессе выделяются два этапа: магнезиально-железный и железный (железорудный). Магнезиально-железный развит широко и распространяется на породы различного литологического состава. Он выразился в образовании магний- и железосодержащих амфиболов (куммингтонита, грюннерита и роговой обманки), которые замещают биотит, хлорит, гранат и кварц роговиков и сланцев. При полном замещении пордообразующих минералов куммингтони-

том за счет сланцев возникали мономинеральные куммингтонитовые, а за счет железистых роговиков — магнетит-куммингтонитовые породы. Железный метасоматоз неразрывно следовал за магнезиально-железным. На первом этапе при формировании амфиболов из-за недостатка кислорода не образовывались оксиды железа, и железо накапливалось в растворе. Повышение кислородного потенциала привело к выпадению из раствора избытка железа в виде магнетита, а на заключительных стадиях — в виде гематита.

Следуя непосредственно за магнезиально-железным метасоматозом, железный метасоматоз проявился на участках развития почти мономинеральных амфиболовых сланцев.

Рудообразование началось с отложения магнетита. Если в железистых роговиках и амфиболовых сланцах магнетит, являющийся продуктом общего динамотермального метаморфизма (магнетит первой генерации), составляет 20—40, то в результате железного метасоматоза количество его за счет новообразований (магнетит второй генерации) постепенно возрастает до 60—80, а в рудах с массивной текстурой до 90—95 %. Для магнетита второй генерации характерна неправильная и удлиненная форма зерен, редко с кристаллографическими очертаниями, размером 0,1—0,5 мм.

Вслед за магнетитом второй генерации кристаллизовался гематит второй генерации. Как и магнетит, он развивался по прослойям амфиболового и кварц-амфиболового состава, замещая амфибол и кварц. Полосы гематита в руде состоят из агрегата тесно сросшихся пластинчатых или ланцетовидных зерен, образующих в массе петельчатые или решетчатые сплетения. Отложением гематита второй генерации закончилась стадия магнезиально-железного метасоматоза. Таким образом, конечным продуктом этой стадии были амфибол-магнетитовые, кварц-амфибол-магнетитовые и амфибол-гематит-магнетитовые железные руды, в которых амфибол представлен в основном куммингтонитом, в меньшей степени — грюнеритом и как исключение — роговой обманкой. При этом процессе вполне подвижными компонентами были Si, Mg, O и частично Fe и Ca.

Рудообразование в условиях гранулитовой фации было развито ограниченно;

представлено мелкими телами силикатно-магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд, обычно не имеющих промышленного значения. Такие рудные скопления встречены в Правобережном районе и в районе Володарских магнитных аномалий. Детально они изучены Е. Б. Глевасским в Мангушском районе Приазовья [73]. Силикаты в этих рудах представлены пироксеном, фаялитом; сульфиды — пиритом, пирротином, халькопиритом, иногда появляется кальцит; из акцессориев отмечены апатит, ильменит. Силикатные минералы руд отличаются от таковых пород более магнезиальным составом, сульфиды железа — дырочным типом проводимости, тогда как сингенетичные сульфиды вмещающих пород имеют электронный тип проводимости. По составу минералов и их взаимоотношениям в формировании руд выделяются два этапа — высокотемпературный пневматолитовый с развитием пироксен-оливин-магнетитовых руд и более низкотемпературный — гидротермальный, выраженный в гидратации, сульфидизации и карбонатизации более высокотемпературных фаз. По данным Е. Б. Глевасского и Б. Я. Савченко [74], температуры образования руд первого этапа, определенные по остаточной намагниченности магнетита, превышали 700 °C, т. е. отвечали температурам вмещающих их гранулитовых пород. Температуры образования руд на втором этапе составляли 450—580 °C.

В районах, где породы метаморфизованы до фации зеленых сланцев, более всего были развиты процессы образования метаморфогенных руд, тогда как на площадях развития амфиболовитовой фации метаморфизма оруденение железистых пород встречается значительно реже; еще реже отмечаются богатые руды в местах, где породы достигли метаморфизма гранулитовой фации. Объясняется это тем, что физико-химические условия пород зеленосланцевой фации метаморфизма наиболее благоприятны для подвижности кремнезема, амфиболовитовой фации — для подвижности кремнезема, магния и частично железа, высокотемпературные же условия гранулитовой фации обусловливали совместную подвижность железа и кремнезема, что приводило к образованию железистых силикатов, и обединяло породы оксидами железа, составляющими железную руду.

Работами последних лет в ряде районов установлена зависимость количества и качества богатых руд от степени метаморфизма вмещающих железисто-кремнистых пород. Главнейшей особенностью этой зависимости является приуроченность богатых железных руд остаточного типа, сформировавшихся в результате выноса из пород кремнезема, к железисто-кремнистым породам фации зеленых сланцев, что неоднократно подчеркивалось многими исследователями [16, 77, 116, 122]. В породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма руды развиты менее и представлены магнетит-амфиболовыми разностями, сформировавшимися в результате метасоматического перераспределения железа в толще железисто-кремнистых пород [26, 117]. В гранулитовых комплексах докембрийских железисто-кремнистых отложений богатые руды редки, возникают они как

маломощные образования часто на контакте неконгрессивных по составу пород, например железисто-кремнистых и магнезиальных основного состава, либо карбонатных толщ [72]. Известны также маломощные залежи богатых сульфидно-магнетитовых руд на участках диафтореза железисто-кремнистых пород [255].

Существование такой зависимости явилось важным критерием для отнесения богатых железных руд к классу метаморфогенных или реоморфических месторождений. Последние образовались в результате переотложения рудообразующих компонентов в процессе метаморфической переработки богатых железом пород.

Тем самым раскрыта связь образования богатых железных руд докембрийских железисто-кремнистых формаций именно с процессами метаморфизма исходных пород.

#### VI.4. МИГРАЦИЯ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ПОРОД

Метаморфогенные растворы и флюиды в местах своего образования равновесны в геохимическом отношении со всей вмещающей толщей. В связи с этим ореолы выноса их непосредственно вокруг рудных тел вовсе не обязательны, хотя и считаются таковыми многими исследователями. В большинстве случаев ореолы выноса в зальбандах рудных тел вообще не фиксируются, а если и есть (на нижних горизонтах рудолокализующих зон), то они не соизмеримы по количеству вынесенного металла с запасами рудных тел [18]. Неравновесными метаморфогенные растворы становятся тогда, когда поступают в рудолокализующие зоны расслан-

цевания — дренажные структуры по ниженному давлению, а также в случае последующего изменения *PTX*-условий системы по сравнению с теми, при которых образовались флюиды и растворы. Как правило, это наступает на регрессивном этапе метаморфизма.

Как следует из изложенного, формирование рудообразующих метаморфогенных растворов происходило длительное время, многоэтапно, начиная с периода литефикации осадков и кончая метаморфизмом и гранитизацией. Развитие шло по следующей схеме: морские воды → иловые воды → поровые воды и флюиды → метаморфогенные флюиды.

##### Эволюция формирования метаморфогенных флюидов

Сedimentogenез  
Иловые воды →  
Наддонное аэробное окисление и разложение 92—98 % Сорг, выпадающего в осадки, поступление конседиментационных вулканогенных гидротерм и экскалияций

Литогенез  
Поровые воды и флюиды →  
Анаэробное биохимическое и термическое разложение 10—46 % Сорг, присутствующего в осадках; дегидратация и десорбция твердой фазы осадка, дополнительное поступление вулканогенных гидротерм и экскалияций

Метаморфизм  
Метаморфогенные флюиды  
Дальнейшее термическое разложение Сорг, катаклиз, общая десорбция, дегидратация и диссоциация твердой фазы осадка, неоминерализация и перекристаллизация, уплотнение и уменьшение изоморфной емкости минералов

Метаморфогенные флюиды, в свою очередь, можно подразделить на собственно метаморфогенные догранитизационные (догранитные) и послеграниц-

тизационные (послегранитные). Металлогеническая специализация и рудообразующие способности их в связи с этим определяются всей историей накопле-

ния, литификации и метаморфизма пород, учитывая их твердую и газово-жидкую фазы, включая эволюцию режима флюидов. Такой важный фактор, как газово-жидкая фаза, обычно упускается, и под метаморфогенными растворами понимаются только те, которые выделились из литифицированных пород непосредственно в процессе метаморфизма их твердой фазы. Присутствующие в толщах поровые и вообще подземные воды, тем более аллохтонные, не учитываются. Фактически же метаморфогенные растворы следует рассматривать как метаморфизованные поровые и подземные воды (образованные, в свою очередь, при литификации осадков и иловых вод), обогащенные флюидами, — глубинными и выделившимися из твердой фазы пород в процессе их метаморфизма.

Как показывает анализ фактических данных [23, 39, 166, 236], концентрация многих рудных компонентов в подземных и поровых водах уже в условиях позднего эпигенеза и катагенеза может быть весьма значительной и достигать (для металлов) десятков миллиграмм на литр раствора. Это обуславливает образование высоконасыщенных рассолов-растворов. Они обнаружены при бурении нефтяных скважин и в глубоких горных выработках, а также в карьерах среди платформенных отложений. Концентрация метаморфогенных растворов, несомненно, становится еще более высокой. Рассмотрим основные факторы их концентрирования.

*Разложение и десорбция органического вещества.* Эти процессы, начавшиеся в условиях литогенеза, продолжаются и при метаморфизме. Главную роль в них играет не биохимическое, а термическое разложение  $C_{org}$ , его собирательная кристаллизация и перераспределение с образованием антраксолита, а в последующем графита. В итоге, как установлено многочисленными анализами и экспериментально, содержание различных компонентов, прежде всего U, Au, Mo, V, Cu, P, S, As, I, Br, Pb и Zn, в остаточной твердой фазе  $C_{org}$  резко уменьшается, а в метаморфогенных флюидах, т. е. в газово-жидкой фазе, наоборот, возрастает. Свидетельство тому — уменьшение содержаний As, S в углях и нефтях по мере усиления степени их метаморфизма.

Весьма показательно в этом отношении поведение золота в органическом

веществе различной степени метаморфизации в ряду торф — антрацит: по мере нарастания метаморфизма его содержание закономерно уменьшается.

Одновременно со структурной перестройкой, ведущей к повышению кристалличности и уменьшению изоморфной емкости, при нарастании метаморфизма сокращается «валовое» количество  $C_{org}$  на фоне окисления его кислородом. Происходит «выгорание» значительной части органического вещества, приводящее к выделению диоксида углерода и значительного количества тепла, расходуемого на флюидообразование.

Например, в углеродсодержащих метапелитах Мамско-Бодайбинского региона (Восточная Сибирь) содержание  $C_{org}$  при нарастании степени регионального метаморфизма до амфиболитовой фации изменяется в среднем от 3—3,5 до 1—1,5 %. Одновременно меняется состав битумов: увеличивается количество C, H и уменьшается сумма S+N+O от 33,05 в зеленосланцевой фации до 6,93 % в амфиболитовой [174].

Сорбционная емкость углеродсодержащих пород относительно различных металлов и газов также уменьшается по мере нарастания степени метаморфизма, что установлено экспериментально и подтверждено фактическими данными (см. рис. 16).

Характерной особенностью органического вещества является также резкое увеличение количества выделяемых газов при возрастании степени его окисления и метаморфизации. Прежде всего, увеличение выхода  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $CH_4$  — важных составных компонентов метаморфогенных флюидов. Эти газы, несомненно, играют большую роль при рудообразовании; свидетельство тому наличие описываемых газов или составляющих их компонентов в составе газово-жидких включений рудных и жильных минералов. Особенно большое значение имеют различные соединения серы и комплексные металлоорганические соединения.

*Общая десорбция пород и слагающих их минералов, в том числе гидроксилсодержащих и слоистых силикатов.* Этот фактор в решающей мере обусловлен раскристаллизацией пелитового глинистого материала и гидроксидов с общим уплотнением пород и уменьшением их пористости за счет увеличения  $P$  и  $T$ .

Он ярко проявляется в условиях дозеленосланцевой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фаций. В более высокотемпературных зонах метаморфизма влияние этого фактора менее существенно в связи с полной раскристаллизацией пород, но также проявляется. В этих условиях уменьшение сорбционной емкости пород происходит в основном за счет понижения их пористости и замены слюд (слоистых силикатов), обладающих повышенной сорбционной и механической емкостью, полевыми шпатами, кварцем и другими минералами, имеющими менее рыхлую и более плотную кристаллическую решетку. Петрологически это выражается в уменьшении сорбционной емкости пород (что установлено экспериментально и используется в различных отраслях промышленности для поглощения вредных примесей) и уменьшении в них содержания металлов и металлоидов (установлено многочисленными анализами) в ряду глина → глинистый сланец → двуслюдянный сланец → гнейс. Показателем этого является существенно более высокое содержание многих элементов в мусковитовых и двуслюдянных кристаллических сланцах по сравнению с гнейсами.

*Диссоциация минералов за счет повышения РТ-условий метаморфизма.* Прежде всего характерна диссоциация карбонатов (в первую очередь железистых и магнезиально-железистых), сульфидов (киновари, антимонита, марказита, пирита), гидрослюд и гидроксидов. Разложение этих минералов приводит к переходу в метаморфогенные флюиды не только составляющих их основных компонентов ( $Mg$ ,  $Ca$ ,  $CO_2$ ,  $S$ ,  $As$ ,  $Hg$ ,  $Bi$ ,  $Fe$  и др.), но и различных элементов-примесей ( $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  и др.), а также газов, содержащихся в них, как правило, в повышенных количествах.

Например, в Ленском золотоносном районе в магнезиально-железистых карбонатах часто отмечаются значительные количества  $F$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Sr$ ,  $Ba$ . В пирите в повышенных количествах содержатся  $As$ ,  $Au$ ,  $Ag$ ,  $Cu$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  и другие сидерофильные и халкофильные элементы, в марказите — существенные концентрации  $Hg$  и  $Sb$ .

Большой набор элементов-примесей характерен для гидроксидов различных минералов, прежде всего  $Fe$  и  $Mn$ . В них отмечены  $Au$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$ ,  $U$ ,  $P$ ,  $Cr$ ,  $Ti$ . Особенно влияют процессы диссо-

циации на обогащение метаморфогенных флюидов диоксидов углерода и серой. На основании экспериментальных, термодинамических и расчетных данных, а также многочисленных минералого-геохимических и петрографических наблюдений можно сделать вывод, что карбонатные породы, расположенные в средне- и высокотемпературных зонах метаморфизма, служат основным источником  $CO_2$  метаморфогенных флюидов. Об этом же свидетельствуют и результаты определения состава изотопов углерода.

Между содержанием  $CO_2$  во флюидах и долей карбонатных пород в общем разрезе метаморфизуемых толщ обнаруживается прямая зависимость [48, 50]. Малое количество карбонатных пород в разрезе определяет наличие низкой концентрации  $CO_2$  во флюидах и, как следствие, — в газово-жидких включениях, большое — обуславливает повышенное содержание  $CO_2$  во флюидах и газово-жидких включениях, вплоть до наличия (в амфиболовой фации) включений, сложенных полностью жидким  $CO_2$ . При этом содержание  $CO_2$  в составе флюидов возрастает по мере увеличения количества карбонатных пород в разрезе и степени их метаморфизма, т. е. по мере усиления диссоциации карбонатов.

Соответственно меняется и интенсивность развития сопровождающих метаморфогенное оруденение углекисло-кальциевые метасоматиты типа бедрэзитов и лиственитов, в том числе апосланцевых и апопесчаниковых. Такие метасоматиты образуются лишь в условиях привноса  $CO_2$ . При отсутствии в разрезе карбонатных пород или незначительном их распространении они либо слабо проявлены, либо вообще не фиксируются. Вместо них из-за дефицита  $CO_2$  развиваются процессы серицитизации, альбитизации, хлоритизации, а иногда и совершенно необычные для гидротермальных метасоматитов магнезиально-железистые гранаты.

При наличии в метаморфизуемых толщах карбонатных пород или повышенного количества осадочных карбонатов, прежде всего магнезиально-железистых ряда анкерит — сидерит, углекисло-кальциевые метасоматиты проявлены интенсивнее и контрастнее. Содержание новообразованных метаморфогенно-гидротермальных магнезиально-железистых карбонатов достигает

15—20 и даже 30—40 %. Мощность зон ярко выраженной карбонатизации составляет десятки — сотни метров, протяженность по простирианию 40—50 км и более [48].

Характерный пример — Байкало-Патомское нагорье (Восточная Сибирь) и особенно Ленский золотоносный район, расположенный в центральной части. Специально рассчитанное [50] в многочисленных, детально изученных разрезах суммарное содержание карбонатных пород (известковых алевролитов, мергелей, известняков) составило здесь 33,7 %. Это количество устойчиво и сохраняется в разных зонах метаморфизма. Метаморфогенно-гидротермальные по природе образования зоны углекисло-кальциевого метасоматоза, вмещающие минерализованные россыпиобразующие кварцевые жилы и кварц-сульфидную вкрапленность, проявлены весьма контрастно. Содержание карбонатного  $\text{CO}_2$  в них достигает 4—7, увеличиваясь по сравнению с содержанием в исходных породах (метапесчаниках, алевролитах и сланцах) на 3—5 % и более. Количество  $\text{CO}_2$  в метасоматитах в расчете на 1 м<sup>3</sup> по сравнению с исходным возрастало на 100—160 кг, т. е. весьма значительно. Характерно соответственно и высокое содержание  $\text{CO}_2$  в составе газово-жидких включений: во включениях кварцевых жил зеленосланцевой золотоносной фации достигает 60—230 г/м<sup>3</sup> кварца, составляя в среднем, по данным И. В. Коновалова, около 130. В существенных количествах  $\text{CO}_2$  отмечается непосредственно и в составе включений, обнаруженных в золоте. По мере усиления степени метаморфизма пород содержание  $\text{CO}_2$  во включениях четко возрастает, достигая 90 % и более. В амфиболитовой фации неоднократно отмечались включения, полностью сложенные жидким  $\text{CO}_2$ . Горизонтальный градиент изменения содержания  $\text{CO}_2$  по мере усиления степени метаморфизма пород составил примерно 2—6 % на 1 °C.

Степень диссоциации карбонатов четко усиливается по мере нарастания метаморфизма. Вначале (в биотит-хлоритовой зоне метаморфизма) замещаются их наиболее железистые разности типа сидерита, затем магнезиально-железистые типы анкерита, в эпидот-амфиболитовой фации — магнезиально-кальциевые и, наконец, собственно кальциевые. Кальциевые карбонаты, таким образом,

в условиях регионального метаморфизма наиболее устойчивы.

Одновременно на фоне увеличения метаморфизма пород и количества  $\text{CO}_2$  в метаморфических флюидах намечается общее уменьшение мощностей карбонатных пород, наиболее заметное в амфиболитовой фации.

На регressiveном этапе метаморфизма, т. е. непосредственно во время метаморфогенного гидротермального рудообразования, карбонаты вмещающих пород, в том числе собственно кальциевые, разлагаются еще активнее; это служит источником  $\text{CO}_2$ , а также Fe, Mg, Ca и других элементов, присутствующих в осадочных и метаморфических карбонатах в виде изоморфной или механической примеси.

Как и на прогressiveном этапе метаморфизма, самым «устойчивым» элементом оказывается кальций, а самым подвижным — железо. В новообразованных метаморфогенно-гидротермальных карбонатах по сравнению с развитыми во вмещающих породах содержание магния в основном не изменяется, но увеличивается количество кальция и уменьшается — железа.

В итоге соотношение  $\text{MgO}/\text{CaO}$  в породах, в различной мере измененных метаморфогенными гидротермами, постепенно уменьшается по мере усиления интенсивности метасоматоза и приближения к рудным телам. Применительно к апосланцевым и апопесчаниковым углекисло-кальциевым метасоматитам метаморфогенной березит-лиственитовой формации Ленского золотоносного района, развитым в верхнепротерозойских миогеосинклинальных толщах, это отношение в условиях зеленосланцевой фации изменяется от 1,1—6,2 и более на удалении от рудных тел до 0,6—2,9 на контакте с золотоносными кварцевыми жилами и кварце-сульфидными прожилками.

Аналогичным образом изменяется соотношение  $\text{MgO}/\text{CaO}$  и по падению минеральных зон. В горизонтальных сечениях, отстоящих по вертикали друг от друга (снизу вверх) через 0,5 и 1,5—2 км, оно составило соответственно 3,5; 2,4 и 1,1, т. е. уменьшается по мере перехода от более глубинных (более ранних) метасоматитов к менее глубинным (более поздним).

Железо, высвобождающееся при разложении магнезиально-железистых карбонатов, расходуется на образование

пирита и арсенопирита. Поэтому пластины пород, содержащих магнезиально-железистые карбонаты, весьма благоприятны (в отличие от «чистых» известняков и доломитов) для образования метаморфогенных золотоносных зон обильной сульфидизации, что фиксируется в различных регионах как в Советском Союзе, так и за рубежом. Яркий пример — крупнейшие золоторудные месторождения Хомстейк в СПА, Морро-Велью и Минас-Жераис в Бразилии. Железо на этих месторождениях, необходимое в больших количествах для образования сульфидов, является местным и привнос его, несмотря на обильную сульфидизацию, не фиксируется.

В качестве примера региона с весьма низким количеством известковистых пород в рудовмещающем разрезе можно назвать Северо-Енисейский кряж, Среднее Приамурье, многие регионы Средней Азии и Якутии. Метаморфогенно-гидротермальные зоны кварцевых жил и прожилков, развитые в этих регионах, не сопровождаются сколько-нибудь существенным развитием углекисло-кальциевых метасоматитов; они формировались при значительно более низкой активности  $\text{CO}_2$ . Привнося  $\text{CO}_2$  в метасоматиты вообще в ряде случаев не фиксируется. Широко проявлена серицитизация, а при наличии плагиоклазодержащих пород — альбитизация. На верхних горизонтах минерализованных зон, развитых среди глинистых сланцев, отмечается адуляр, образованный в таких случаях за счет повышенного потенциала калия.

*Уменьшение изоморфной и механической емкости минералов и пород в условиях нарастания метаморфизма.* За счет увеличения температуры и давления уменьшается содержание различных элементов, присутствующих как в виде изоморфной примеси в минералах, так и в виде механических (в том числе атомарных) включений и примесей в межзерновых пространствах, дислокациях, газово-жидких включениях, дефектах кристаллической решетки минералов и пр. Происходит общее уплотнение кристаллических решеток минералов, увеличиваются их ионные плотности. Различные механические примеси и включения «отгоняются» вначале в краевые части кристаллов и зерен, затем в промежутки между ними и в составе десорбционных вод и флюи-

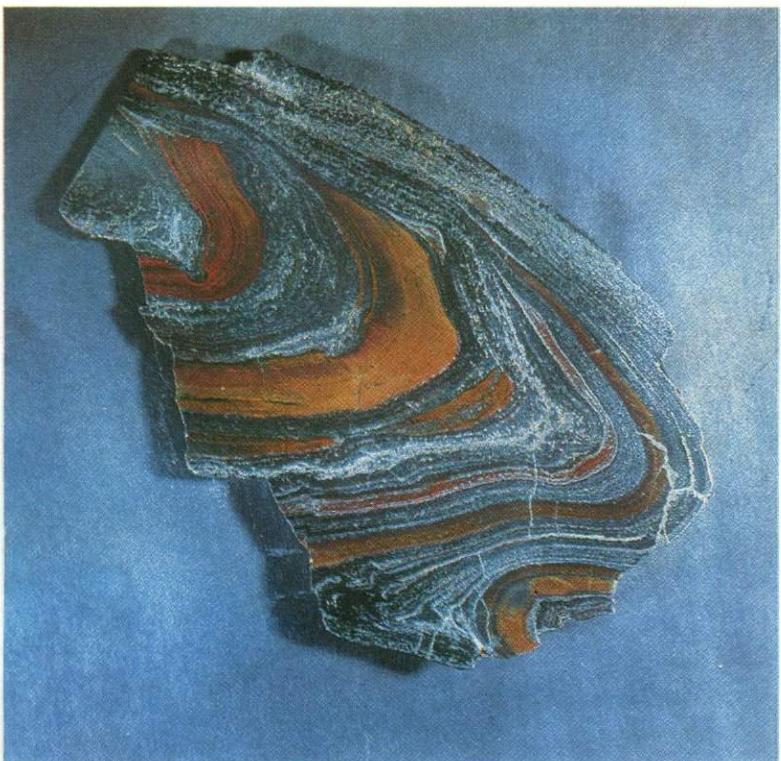
дов переходят в метаморфогенные растворы.

Характерный пример — поведение элементов-примесей в метаморфогенном жильном кварце Мамско-Бодайбинского метаморфического пояса (Восточная Сибирь). По мере нарастания метаморфизма содержание различных примесей в кварце постепенно уменьшается. Так, в хлорит-серicitовой зоне золота 3,5—25, в биотит-хлоритовой 2,5—4,7, в эпидот-амфиболитовой 3 и в амфиболитовой 2,1 мг/т. При этом имеются в виду «фоновые» концентрации за пределами золоторудных полей и месторождений, т. е. регионально распространенные, типоморфные для  $PT$ -условий соответствующих зон метаморфизма.

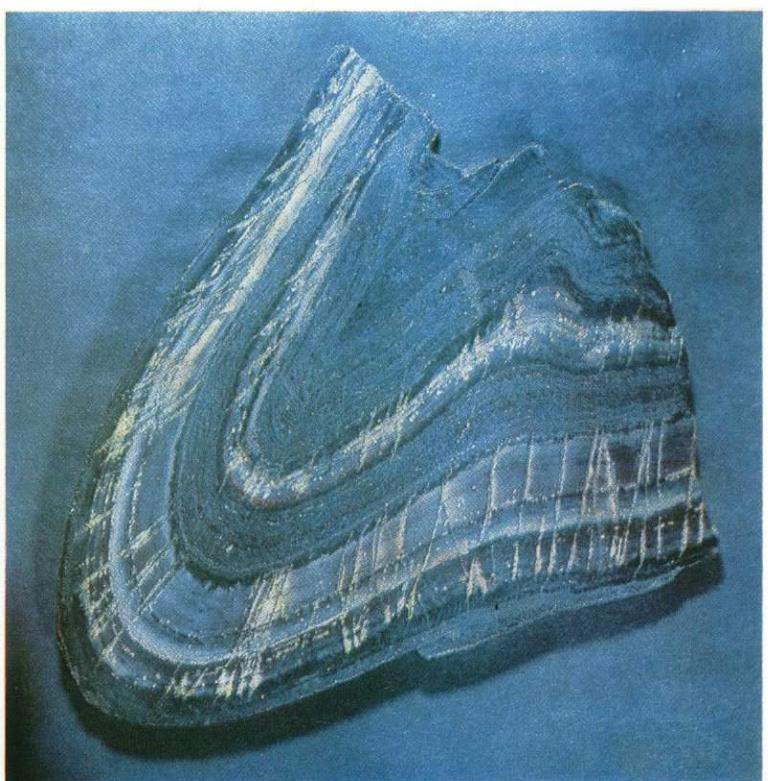
В метаморфогенном пирротине, образовавшемся за счет замещения осадочного пирита, содержание золота также отчетливо уменьшается по мере нарастания метаморфизма — от 200—500 и более в биотит-хлоритовой зоне до 10 мг/т в амфиболитовой. Одновременно с золотом уменьшаются содержания Zn, Pb, Hg, Ni и других халькофильных элементов (от сотых и десятых долей процента в зеленосланцевой фации до тысячных и десятитысячных в амфиболитовой).

Первичное содержание золота в осадочно-диагенетическом пирите обычно невысокое: сотые — десятые доли грамма на тонну, иногда 1—2 г/т и более. В метаморфогенном пирротине, образовавшемся за счет такого пирита, оно еще ниже — сотые, редко десятые доли грамма на тонну. Так, содержание золота в осадочно-диагенетическом пирите из Байкало-Патомского нагорья, лишенному наложенных процессов, судя по выполненным нами анализам, составило в среднем 70 мг/л; в метаморфогенном пирротине, образовавшемся за счет такого пирита, — в дистен-ставролитовой зоне 20 и в дистеновой 10 мг/т. Очевидно, в процессе метаморфогенного замещения пирита пирротином происходит высвобождение золота.

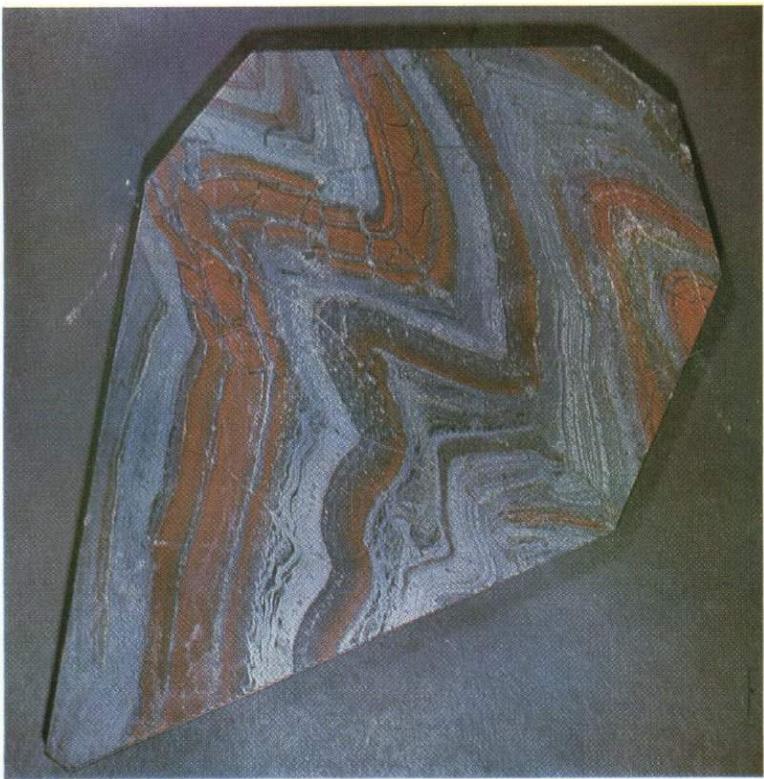
На фоне замещения пирита пирротином количество сульфидов в осадочных породах в общем уменьшается по мере усиления степени метаморфизма. Например, детально прослеживая пиритоносные пластины в Мамско-Бодайбинском регионе при переходе из зеленосланцевой фации в амфиболитовую, установлено последовательное уменьшение их содержания (в %): от 0,5—5 в зелено-



Складчатая структура гематитизированного железистого кварцита с выклиниванием кварцевых прослоев и переходом в руду на крыле складки. Кривбасс, шестой железистый горизонт



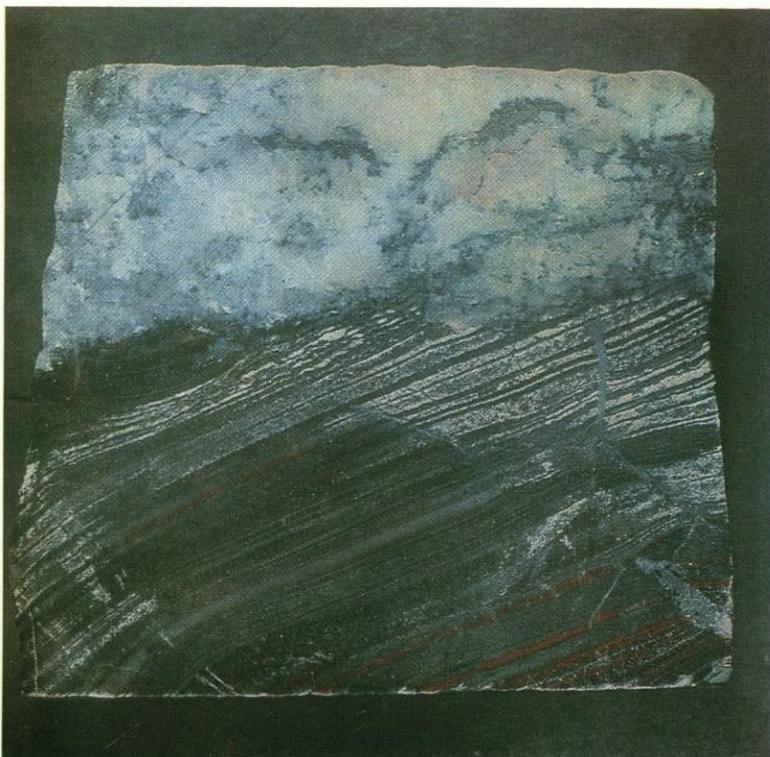
Кливаж скальвания в призамковой части складки железистого кварцита. Кривбасс, четвертый железистый горизонт



Складчатый красно-полосчатый железистый кварцит. Кривбасс, шестой железистый горизонт



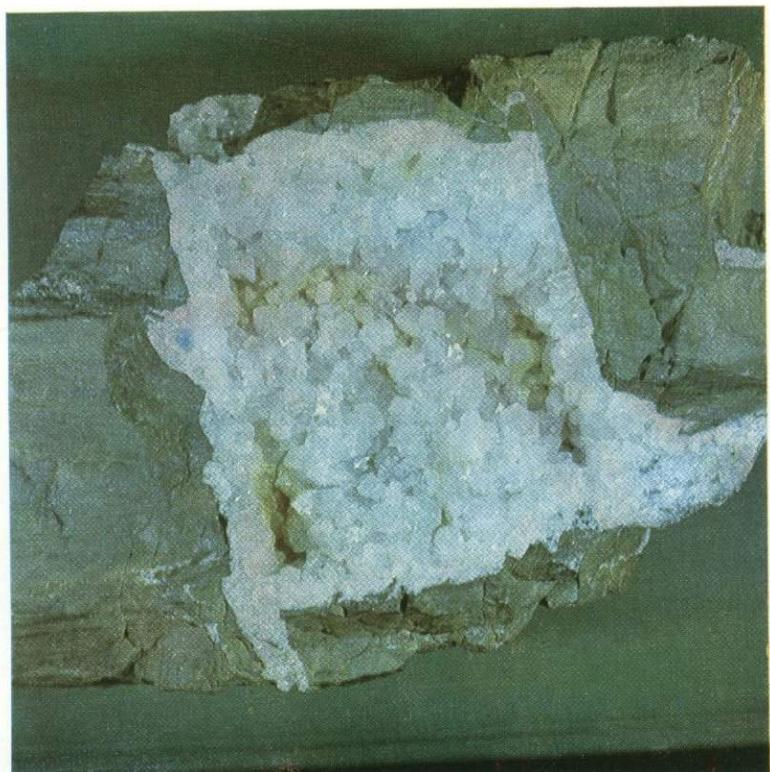
Тектонически нарушенная плоскопараллельная полосчатость в железистом кварците. Кривбасс, шестой железистый горизонт



Контакт джеспилита  
с карбонат-кварцевой  
жилой. Кременчуг-  
ский район



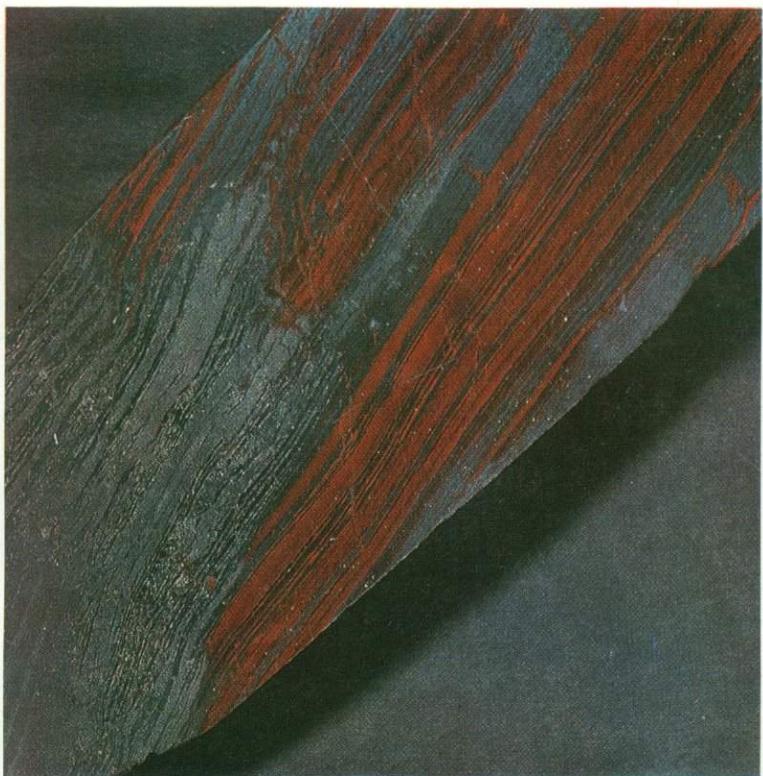
Кливаж растяжения  
рудного слоя в мар-  
титовой руде. Крив-  
басс, рудник им.  
Дзержинского, пятый  
железистый горизонт



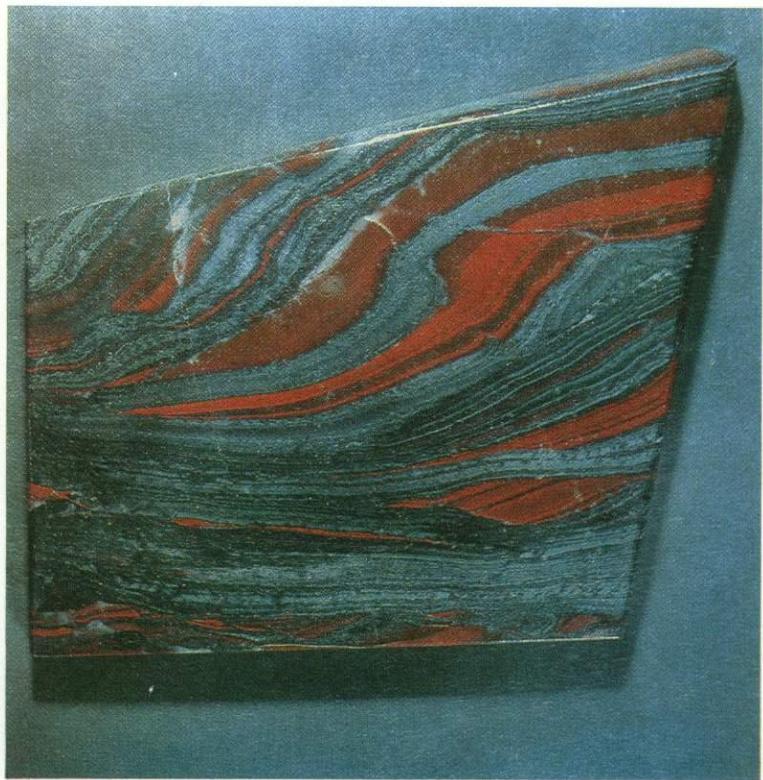
Жеода кварца. Кривбасс, карьер ЦГОК, четвертый сланцевый горизонт



Амфиболовый асбест (тигровый глаз), заместивший кварцевые прослои в железистом кварците. Кривбасс, рудник им. XX Партизъезда, шестой железистый горизонт



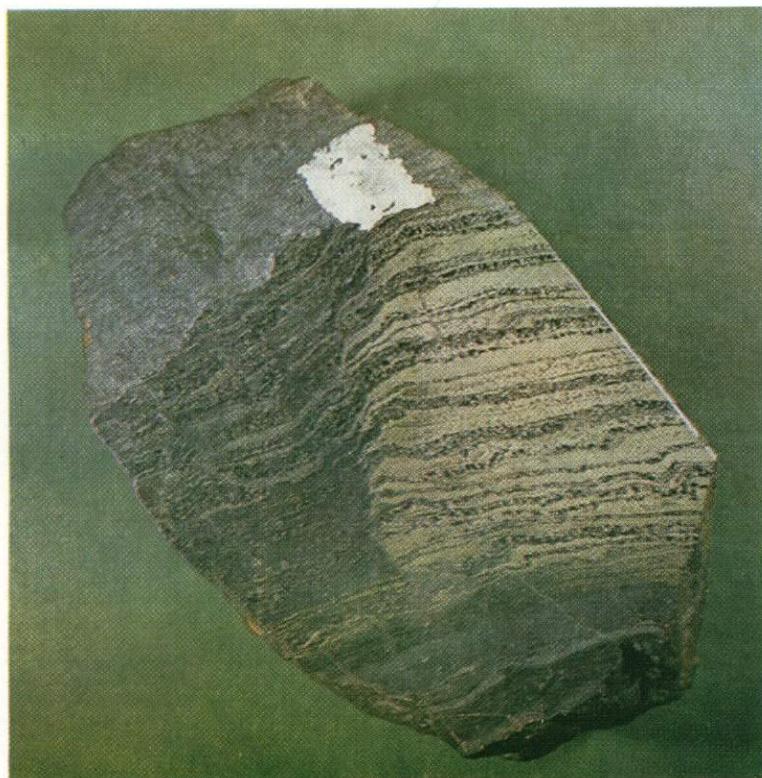
Контакт гематит-мартилового джеспилита с мартитовой рудой.  
Белозерский рудник



Выклинивание гематит-кварцевых про-  
слоев при переходе  
железистого кварци-  
та в руду. Кривбасс,  
рудник им. Артема,  
шестой железистый  
горизонт



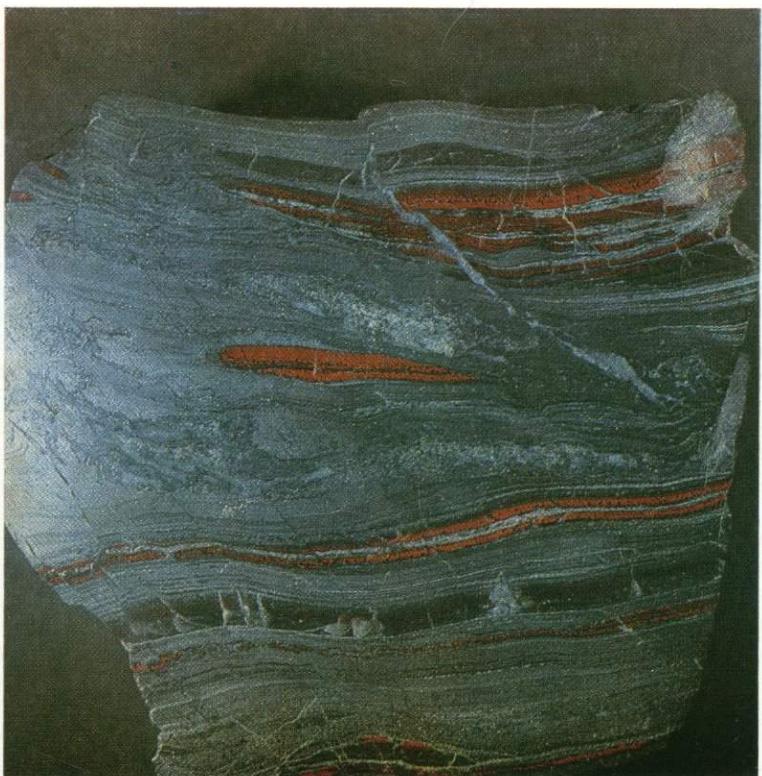
Контакт мартитового кварцита с мартитовой рудой. Кривбасс, Саксаганский карьер, четвертый железистый горизонт



Контакт магнетитового эгиринизированного кварцита с магнетитовой рудой. Кривбасс, Первомайский карьер, пятый железистый горизонт



Уменьшение мощности джеспилита при переходе его в руду за счет постепенного выклинивания гематит-кварцевых прослоев. Кривбасс, рудник им. Дзержинского, пятый железистый горизонт



Останцы гематит-кварцевых прослоев в мартитовой руде. Кривбасс, рудник им. Красной Гвардии, шестой железистый горизонт

Останцы гематит-  
кварцевых прослоев  
в мартитовой руде.  
Кривбасс, рудник  
им. Красной Гвардии,  
шестой железистый  
горизонт  
Фото В. Н. Кучера.



сланцевой фации до 0,1—2,5 в амфиболовой. При этом фацальные особенности осадочных пород и соотношение их в разрезе не меняются. На основании этого можно считать, что изменения в содержании сульфидов обусловлены в решающей мере метаморфогенными процессами.

В подобных случаях в процессе метаморфизма из 1 м<sup>3</sup> породы выносятся 5—25 кг серы, а в расчете на 1 км<sup>3</sup> — 5—25 млн. т. В среднем содержание ее в осадочных толщах рудоносных миогеосинклинальных прогибов составляет 0,06, в этих же толщах амфиболитовой фации 0,01 %. И в этих случаях устанавливается существенный вынос серы, более чем достаточный для рудообразования, особенно если учитывать большие объемы пород, вовлекаемых в преобразования при метаморфических процессах.

Значительные количества серы поступают также при разложении Сорг и сульфидов, в том числе находящихся в захороненных подземных водах.

Аналогичным образом при метаморфизме осадочных толщ помимо серы в больших количествах выделяются As (прежде всего за счет диссоциации арсеноцирата и замещения его пирротином), F (при разложении осадочно-гидротермального флюорита и фторсодержащих магнезиально-железистых карбонатов), Cl (особенно в больших количествах при метаморфизме галогенных отложений) и ряд других элементов.

Благоприятны для выноса зоны интенсивного дислоцированного метаморфизма, характеризующиеся аномально высокими стрессовыми напряжениями. В этих условиях не только происходит очищение минералов от элементов-примесей, но и значительное растворение многих из них, в первую очередь кварца и карбонатов. Интенсивно развиваются явления пластического течения, раскристаллизации, неоминерализации и переотложения с переходом в подвижное состояние «избыточных» по отношению к возросшим PT-условиям концентраций элементов в твердой фазе.

По результатам высокочувствительных анализов в местах интенсивных дислокаций часто фиксируются зоны выноса многих рудогенных элементов: Сорг, Hg, Sb, V, U, Au — преимущественно в низкотемпературных зонах метаморфизма, W, Mo, Sn — в средне-

температурных, Be, Ta и Nb — в высокотемпературных.

Подчеркнем, что при исследовании изменений изоморфной емкости метаморфических минералов относительно различных металлов следует обязательно учитывать, что она далеко не всегда уменьшается с увеличением метаморфизма. Уменьшение изоморфной емкости характерно прежде всего для сульфидов, а для слюд, например, биотита, наоборот, присуще увеличение ее. По мере усиления метаморфизма в связи с этим накапливаются Ni, Co, Cu, Ti, Cr, Zn, Sc. Это существенно может усложнять общую закономерность — вынос рудогенных элементов из пород по мере нарастания метаморфизма. Однако общая тенденция — уменьшение валовой изоморфной емкости по отношению к сумме всех металлов — проявляется явно.

*Увеличение растворимости элементов при повышении РТ-условий.* Этот фактор определяет общий прогрессивный рост содержания различных элементов в метаморфогенных флюидах по мере нарастания степени метаморфизма вмещающих толщ и является одним из ведущих. Влияние его начинает активно проявляться на самых ранних стадиях метаморфического рудообразования и уплотнения пород. На основании экспериментальных данных [21, 124, 138 и др.] можно сделать вывод, что при температуре и давлении, отвечающих цеолитовой и началу зеленосланцевой фаций, концентрация рудогенных компонентов в метаморфогенных флюидах во много раз выше, чем в морских и поровых водах (табл. 18). По абсолютному содержанию металлов такие флюиды могут быть аналогичны или близки современным термальным источникам с установленным рудоотложением и, очевидно, могут обусловить и формирование месторождений. Убедительное тому подтверждение — наличие стратиформных месторождений различных металлов в слабометаморфизованных толщах, прежде всего Pb и Zn, концентрация которых, судя по данным табл. 18, наиболее возрастает.

При дальнейшем увеличении температуры и давления концентрация метаморфогенных флюидов неизбежно должна еще более возрастать, т. е. все большее количество рудогенных элементов, находящихся в твердой фазе метаморфизуемых толщ, переходит во

Таблица 18. Содержание рудогенных элементов в морской воде и метаморфогенетических растворах начальных этапов метаморфизма

Элемент	В морской воде	Литературный источник	В метаморфогенных растворах	Литературный источник	Увеличение содержания в метаморфических растворах, раз
Золото $n \cdot 10^{-9}$ , г/л	$1,1 \cdot 10^{-9}$	Крендлев и др. [124] Хорн, 1972	$28,8^{-9}$	Крендлев и др. [124] Богашова, 1973	В 28
Свинец, мг/л (кг)	0,00003		12		В 400 000
Цинк, мг/л (кг)	0,01	» »	38	» »	В 3800
Медь, мг/л (кг)	0,003	» »	3	» »	В 100

флюидную. Это подтверждается уменьшением содержания рудогенных элементов в породах по мере усиления степени их метаморфизма.

Весьма показательно в этом отношении золото. Содержание его в амфиболовой и гранулитовой фациях постоянно выше, чем в зеленосланцевой. Следует иметь в виду, что абсолютные изменения содержаний невысокие (поправка 0,3—2 мг/т), передко ниже, чем первичные, обусловленные природной дисперсией. Поэтому для получения достоверных, статистически значимых данных необходимо выполнить большое число анализов, высокочувствительных и надежных по качеству. Необходимо также, чтобы сопоставляемые породы были полными литолого-стратиграфическими и фациальными аналогами. Самые достоверные результаты получаются при непрерывном прослеживании и опробовании одного и того же пласта.

Аналогичные закономерности можно считать доказанными и для ряда других рудогенных компонентов, прежде всего высокоподвижных в условиях метаморфизма — углеводородов, Hg, U, S, As, Sb, F, Cl, Br, I, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O.

Рассмотренные явления десорбции, уменьшения изоморфной емкости и прочие факторы в совокупности обуславливают общую регионально выраженную закономерность, имеющую принципиально важное значение для понимания причин формирования метаморфогенного гидротермального оруденения — по мере усиления степени метаморфизма содержание металлов в твердой фазе метаморфизуемых осадков и пород уменьшается, а во флюидной, наоборот, возрастает.

Существенно усложняют эту закономерность геохимические особенности конкретных элементов и прежде всего дифференциальная способность их к

изоморфному вхождению и накоплению в фациально различных метаморфических минералах. Поэтому кривые изменения содержания по мере нарастания метаморфизма для различных металлов различны, не имеют характера прямых нисходящих линий и часто изменяются скачкообразно в зависимости от степени устойчивости основного минерала-носителя.

Высвобождаясь из неустойчивых минералов и межзерновых участков, металлы не обязательно переходят в метаморфенный флюид, они могут накапливаться в других минералах, устойчивых к конкретным условиям метаморфизма и обладающих повышенной изоморфной емкостью. Хорошим накопителем, как уже указывалось, являются слюды, особенно биотит. В полевых шпатах концентрируются лиофильные элементы — редкие земли, Be, Ga, а также Pb; в мигматите, пироксенах и амфиболах — Cu, W, Zn и Ti; в ставролите — Zn, Be, Co, He.

Заметнее всего выражен вынос высокоподвижных летучих компонентов, а также урана, золота и халькофильных элементов, из-за неустойчивости соединений серы и мышьяка (основных носителей этих элементов) в условиях повышенного метаморфизма.

Общий массовый вынос и перераспределение металлов происходит на регressive этапе метаморфизма за счет разложения магнезиально-железистых силикатов — основных носителей многих металлов.

*Метасоматическая и палингенетико-метасоматическая гранитизация.* Эти процессы играют важную и двоякую роль при высвобождении многих металлов. С одной стороны, они, как и регressive-гидротермальные процессы, обуславливают массовое разложение железистых и магнезиально-железистых минералов, в том числе силикатов и различ-

Таблица 19. Эволюция кларковых содержаний золота (мг/т) при процессах метаморфизма и палингенно-метасоматической гранитизации докембрийских осадочных толщ

Район исследований	Исходные осадочные породы зеленосланцевой фации метаморфизма	Интенсивно метаморфизованные разности (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма)	Гранитизированные разности		Источник
			Метасоматические автохтонные мигматиты, гнейс-граниты, гранит-пегматиты	Палингенно-интрузивные граниты, пегматиты	
Мамско-Бодайбинский регион	4,5 (1,1—8,3) 2150	2,9 (1,2—3,6) 1280	2,1 (0,5—2,8) 1720	3,1 (1,4—6,2) 275	Данные автора
Енисейский кряж	9,7 (0,5—44,0) 100	5,6 (0,5—18,0) 46	4,1 (1,7—8,97) 40	6,6 (0,98—12,5) 50	Ли, Шохина, 1978
Северо-восточная часть Енисейского кряжа	1,45 (1,23—1,66) 111	0,90 (0,3—1,6) 45	0,68 (0,3—1,5) 19	1,45 (1,1—36,0) 4 1,97 (0,90—3,80) 62	Ли, Бовин, 1978 Ложкин, Крендельев, 1976

Примечание. В числителе — среднее значение, в скобках — разброс значений, в знаменателе — количество анализов.

ных рудных минералов, и переход в раствор большинства находившихся в них сидерофильных, халькофильных и сидерохалькофильных элементов, в том числе Au (табл. 19), Cu, Fe, Ti, Mg, Ni, Co, с другой, — приводят к широкому развитию полевых шпатов, выступающих в роли концентратов лиофильных элементов — Ta, Nb, Th, Hf, а также U, Mo и других. Последующее наложение сопряженных регрессивных щелочных метасоматитов вызывает разложение полевых шпатов и формирование редкometального и редкоземельного оруднения.

Характерная особенность этого оруднения — тесная зависимость от состава пород, большие размеры минерализованных зон, контроль в размещении зонами глубинных разломов, отсутствие пространственной и временной связи с интрузивными магматическими породами. Последние пересекают и метаморфизуют эти породы.

Особое внимание следует обратить на то, что при процессах гранитизации вынос сидерофильных и сидерохалькофильных элементов происходит на раннем метасоматическом этапе, предшествующем образованию палингенного расплава. Об этом прежде всего свидетельствует характер распределения названных элементов в последовательно образующихся продуктах гранитизации. По мере усиления метасоматической гранитизации содержания их уменьшаются до минимума в наиболее интенсивно измененных лейкократовых раз-

ностях метасоматитов кварц-полевошпатового состава. В палингенных выплавках содержания описываемых элементов начинают незначительно возрастать; они достигают максимума в наиболее аллохтонных инъекциях и интрузивах, обогащенных летучими, которые сопровождают интрудирующий расплав. Интрузивные граниты пересекают рудные тела и на контактах метаморфизуют их.

Эта закономерность установлена для Au (см. табл. 19), Fe, Mn, P, Ti, Cr, V, Cu, Zn, Ni, Co, Bi, S, Sb, As, Cl. Есть достаточно оснований считать, что названные элементы не могут накапливаться в сколько-нибудь значительных количествах в палингенном гранитном расплаве за счет вмещающих пород. Поэтому нельзя согласиться с широко распространенной точкой зрения о том, что избирательную приуроченность эндогенных месторождений перечисленных элементов к толщам, характеризующимся повышенным их кларком, можно объяснить исходя из постмагматической (магматогенной) концепции, т. е. ассоциацией гранитным расплавом этих элементов из вмещающих пород и последующей отдачей в виде «постмагматических» месторождений.

В данном случае такие месторождения в своей основе могут быть только метаморфогенными — ранее возникшими метаморфизованными или новообразованными в процессе метаморфизма. В качестве примера можно назвать месторождения золота [48]. Есть основа-

ния многих из них, ранее считавшиеся постмагматическими магматогенными, отнести к метаморфогенно-гидротермальным. Это касается оруденения прожилково-вкрашенного мурунтауского, сухоложского и олимпиадинского минерально-морфологических типов, избирательно приуроченных к докембрийским углеродсодержащим соединениям кремнисто-углеродистым, алевропланцевым или известково-кремнистым отложениям.

Многие месторождения железа, ранее отнесенные к типичным скарновым, есть основания рассматривать как метаморфизованные первично-осадочные либо вулканогенно-осадочные. Показательна в этом отношении история изучения Еравнинских железорудных месторождений в Забайкалье. Сначала они были отнесены к типичным скарновым. Однако И. В. Коновалов впервые показал, что это, несомненно, контактово-метаморфизованные и гранитизированные вулканогенно-осадочные образования [110]. Все больше появляется публикаций о первичной вулканогенно-осадочной природе Ангаро-Илимских месторождений Сибири.

Наконец, изучение железорудных месторождений Урала, проведенное недавно под руководством Я. Н. Белевцева [161], показало, что и эти месторождения, считающиеся классическими скарновыми, в своей первооснове обусловлены осадочными и вулканогенно-осадочными процессами. Интрузивные гранитоиды, вызывающие развитие скарнов, не были источником железа.

Анализ материалов по скарновым месторождениям меди показал, что в существенных количествах и медь не ассимилируется гранитным анатектическим расплавом. Мобилизация, перераспределение и переотложение ее происходят в передней части метаморфогенно-магматической колонны, ранее образовании и внедрения расплава.

**Термоосмотическая фильтрация и рециркуляция растворов.** Метаморфические пояса и купола, особенно их центральные части, контролируемые зонами повышенной тепло- и флюидопроводности, выступают в региональном плане как крупные термоградиентные аномалии. Под их влиянием по принципу термоосмотической фильтрации рудное вещество должно перераспределяться

ся и концентрироваться в метаморфических зонах за счет выноса из менее нагретых (менее метаморфизованных) пород. Переносчиками металлов выступают метаморфогенные флюиды. Согласно экспериментальным данным [88], цветные металлы и золото концентрируются в зоне температур 100—400 °С. Более высокотемпературные зоны выноса. По геологическим данным, метаморфические фации таких температур являются локализаторами промышленных метаморфогенных месторождений этих металлов.

Следует иметь в виду, что зоны повышенной проницаемости метаморфогенных флюидов (осевые части метаморфических поясов и центральные части метаморфических куполов) за счет повышенной скорости субвертикально направленной миграции флюидов (по сравнению с таковой за их пределами) представляют собой места пониженного гидростатического давления. Под влиянием этого фактора они должны выступать как области «всасывания» метаморфогенных флюидов.

Последние, поступая в зону влияния разломов, нагреваются, дополнительно выщелачивают рудные компоненты и начинают мигрировать вверх в составе основного восходящего потока. Достигнув определенного критического уровня, флюиды останавливают и сбрасывают растворенное в них вещество, формируя метаморфогенные гидротермальные руды. Можно предположить, что, охладившись, они вовлекаются в нисходящий поток и снова поступают вверх, создавая схему рециркуляции, при которой для формирования даже крупных месторождений не требуется большого количества растворов.

Такая схема миграции растворов в последнее время используется для объяснения особенностей формирования различных гидротермальных месторождений с участием атмосферных и морских вод, в том числе вулканогенных золото-серебряных и молибден-медно-порфировых США, стратiformных США и Канады, колчеданных Японии и США [201]. Естественно, что миграция по такой схеме может осуществляться и при формировании метаморфогенно-гидротермальных месторождений, поскольку роль подземных и поровых вод при их формировании несомненна.

## VI.5. ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГО-ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА НА ОБРАЗОВАНИЕ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Независимо от источника рудного вещества, типа и степени метаморфизма, все метаморфогенные месторождения локализованы исключительно в метаморфизованных толщах пород, с которыми они целиком или частично сингенетичны. Практически все вещество большинства этих месторождений происходит из метаморфизованных толщ. Особое значение в формировании метаморфогенных месторождений имеют изначальные концентрации вещества преобразуемых пород, вовлекаемых в метаморфизм.

Решающим фактором, определяющим размеры, форму и в значительной мере качество метаморфогенных скоплений полезных ископаемых (структуру, минеральный и химический состав), являются параметрические, морфологические, текстурные, структурные и вещественные характеристики метаморфизуемых или метаморфизованных пород.

Образование рудных тел или месторождений среди докембрийских комплексов определяется их геотектоническими, литологическими и петрологическими особенностями, вещественным составом пород, наличием и распределением первичных концентраций рудного вещества и формами его нахождения. Поэтому исходные дометаморфические и непосредственно метаморфизованные породы являются одним из решающих факторов образования и пространственного размещения всех типов залежей минерального сырья.

Особенно продуктивны на первичные компактные и рассеянные, разнообразные по составу концентрации полезных компонентов дифференцированные образования различной природы.

Вещественный состав и строение осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных, интрузивных и гипергенных пород — главный фактор, определяющий особенности метаморфогенного рудообразования.

Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные образования весьма контрастно отличаются терригеными, морскими или вулканогенными комплексами.

Конкретные геологические формации докембрая имеют свои, лишь имственные черты ассоциаций пород, морфологию, количественное и качествен-

ное соотношения в пространстве, а также строение, литологический, петрографический, минеральный и химический состав. Каждая формация в той или иной мере несет в своем составе компактные продуктивные рудные образования, а также толщи с рассеянными (некондиционными концентрациями) полезными компонентами, вовлекаемыми впоследствии в метаморфогенное рудообразование.

Рудные концентрации (компактные и рассеянные) в пределах конкретной формации размещены во вполне определенных местах, обусловленных наличием четких литолого-фациальных или петролого-фациальных обстановок, являющихся благоприятными для локализации полезных компонентов. Например, зоны сероводородного заражения характеризуются концентрациями сульфидов цветных металлов; краевым частям габбро-анортозитовых массивов свойственны повышенные содержания соединений Ti, P, Cu, Ni и др.; области активной поствулканической деятельности отличаются накоплением соединений Fe, Mg, Al, Pb, Zn и т. п.

К самым продуктивным относятся формации кор выветривания, терригенные аркозо-гравелитовые, железо- и марганцеворудные, железисто-кремнистые, высокоглиноземистые, карбонатные, конгломератовые, черносланцевые (углеродистые), красноцветные, борносные, зеленокаменные, кремнистые, дифференцированные базиты и ультрабазиты, зоны поствулканической гидротермальной и экскальационной деятельности.

Исходные дометаморфические породы при метаморфизме преобразуются в залежи конкретных видов минерального сырья метаморфенной природы. Известняки и другие карбонатные породы преобразуются в мраморы, тонкослоистые породы, сложенные кремнистыми, железисто-кремнистыми аморфными осадками, — в железистые кварциты, кремнистые образования — в различного рода яшмы, кремнистые окисно- или карбонатно-марганцевые породы — в залежи родонита.

В метаморфизуемых первичных породах изначально содержатся высокие концентрации полезных компонентов,

которые преобразуются в метаморфизованные месторождения практически без изменения размеров, морфологии и химического состава. Такие залежи ценных веществ формировались неоднократно и на различных возрастных уровнях катархея, архея и протерозоя вместе с исходными, дometаморфическими, комплексами пород.

Концентрации практически значимых веществ приурочены, как правило, к максимально дифференцированным образованиям определенных породных ассоциаций.

Продуктивные горизонты, пласты, линзы и иные залежи, характеризующиеся концентрациями ценных компонентов, формируются в определенных литолого-фациальных и петрологических обстановках (лагунных, мелководных, барьерных, рифовых, сероводородного заражения, поствулканической деятельности, краевых или расслоенных частях интрузивных массивов).

Концентрации по своему составу бывают моно- или поликомпонентными (комплексными). Они полигенные и находятся в исходных осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных, интрузивных и гипергенных образованиях определенной формационной принадлежности. Основу метаморфогенных месторождений большинства генетических типов составляет вещество, накопленное при образовании исходных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ. Менее распространены метаморфогенные месторождения, рудные компоненты которых являются магматическими по происхождению; метаморфизованные концентрации гипергенной природы встречаются редко.

Исходные осадочные толщи характеризуются наличием в них стратиформных залежей полезных компонентов в виде продуктивных горизонтов, пачек, пластов и линз различной (обычно значительной) протяженности и мощности. Эти тела занимают определенное стратиграфическое положение, нередко развиты на нескольких стратиграфических уровнях (например, железорудные горизонты Кривого Рога, КМА, свинцовозинковые руды Холоднинского месторождения и т. д.).

Рудные стратиформные залежи, как правило, имеют слоистое строение, обусловленное чередованием (упорядоченным или неупорядоченным) рудных и безрудных пластов, пропластков. Руд-

ные пласты и пропластки, в свою очередь, также слоисты обычно за счет ритмичного чередования рудных и безрудных пропластков и слойков. Характерный пример ритмично-полосчатого строения — железистые и марганцево-железистые кварциты из джеспилитовых формаций.

По первичной природе рудного вещества среди залежей этого генетического класса выделяются концентрации хемогенные (Fe, Mn, В, Р, Cu, Pb, Zn, S, Ba и др.), кластогенные (кварц, россыпные концентрации уранинита, самородного золота, сульфидов железа, меди, свинца, цинка, циркона, рутила, монацитита и др.) и биогенные (органическое и углистое вещество, сульфиды цветных металлов).

В зависимости от литологической обстановки рудные концентрации осадочных толщ, как и сами толщи, подразделяются на терригенные (медь в красноцветных толщах), терригенно-морские (свинец, цинк, медь в терригенно-карбонатных толщах), морские (углеродисто-сульфидные концентрации; Mg, Ba, Sr в карбонатных и эвапоритовых образованиях и т. д.).

На преобразование накопленных полезных компонентов, прежде всего металлов, заметно воздействуют предметаморфические диагенез и эпигенез.

К наиболее продуктивным осадочным породам относятся образования высоких степеней осадочной дифференциации вещества и специфического вещественного состава: конгломераты, эвапориты, переотложенные коры выветривания, углеродистые и сульфидизированные породы, красноцветные толщи. Вулканогенно-осадочные накопления полезных веществ крайне разнообразны и в основном имеют те же литологические, морфологические и структурно-текстурные черты, что и таковые в осадочных толщах. Особое значение в формировании вулканогенно-осадочных концентрированных образований полезных веществ имеют синседиментогенные подводные и надводные гидротермы, экскавации и фумаролы, а также дифференциация и изменение продуктов вулканизма в морской среде.

К числу продуктивных вулканогенно-осадочных формирований относятся кремнистые, спилито-кератофировые, зеленокаменные, углерод- и карбонат- содержащие толщи. Они содержат большие по масштабам скопления Fe, Mn,

сульфидов меди, Pb, Zn, Sb, Ag, S, Cr, Hg, Au, а также алунита, фосфоритов, глинозема, боратов.

Среди вулканитов самыми продуктивными являются расслоенные базиты и ультрабазиты в зеленокаменных поясах (Cu, Ni, Pt, S), расслоенные траппы (полиметаллические руды), а также некоторые оффиолиты (Cr, Ni, Cu).

В толщах неизмененных вулканитов из-за слабой дифференциации больших по масштабам изначальных концентраций полезных веществ обычно нет. Более многообразна и масштабна минерализация в вулканитах, преобразованных растворами и газами поступившей извне деятельности. Здесь находятся разновеликие по накоплению и территориальному распространению залежи сложной формы по масштабам распределения вещества: S, Au, Ag, а также глинозема, цветных металлов и др. Однако толщи вулканитов несут в себе громадный потенциал рассеянных (некондиционных) концентраций Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Mo и других металлов, зачастую в сульфидной форме. Это передко является основой формирования в них метаморфогенных месторождений с аллюхтонной природой рудного вещества. Примером могут служить золоторудные месторождения в зеленокаменных поясах, медно-колчеданные месторождения в основных метавулканитах и др.

Магматические изначальные концентрации ценного вещества (Fe, Ti, Cr, P, Ni, Cu, Co) представляют интерес в отношении метаморфогенного рудообразования только в комплексах ультраосновных и основных пород. Сами базиты и ультрабазиты при гидротермальном (ретрогressive) метаморфизме в определенных условиях и местах преобразуются в месторождения талька, асбеста и вермикулита. Концентрации минералов, носителей рудного вещества, бывают либо компактными в краевых зонах интрузивов или в их расслоенных залежах, либо рассеянными, обогащающими те или иные фациальные разности различных интрузивов.

Гипергенные образования (непереотложенные) в докембрийских метаморфических комплексах обусловили редкие проявления метаморфизованных бокситов и концентрации хрома, имеющих те же литологические характеристики, что и фанерозойские непереотложенные коры выветривания.

Таким образом, в дometаморфических

докембрийских комплексах существовала достаточно пестрая геохимическая ситуация в отношении практически ценных компонентов. Она характеризовалась сложностью и многообразием распределения и сочетания полезных элементов в гетерогенных образованиях, наличием нескольких уровней концентраций этих веществ, заметно превышающих их клярки, в том числе весьма высоких (промышленных) и компактных.

Характерной чертой компактных, специфических по составу концентраций является их определенная устойчивость при региональном и контактовом метаморфизме (даже высоких ступеней). Это относится к концентрированным скоплениям углеродистого вещества, карбонатов, сульфидов и даже сульфатов. Большое количество этих компактных соединений формирует своеобразные буферные зоны определенного минерального состава, которые препятствуют дальнейшим воздействиям агрессивной для них среды и создают внутри этих залежей благоприятные для их устойчивости pH, Eh и другие физико-химические условия.

В то же время и в тех же условиях эти компоненты в рассеянном и мелкодисперсном состоянии, а также в мелкозернистом виде, интенсивно взаимодействуя с кремнистым и силикатным вещественным окружением и с высококоактивными растворами, быстро разлагаются даже при низкотемпературном метаморфизме, пополняя своими элементами растворенные и мигрирующие вещества. И лишь в условиях ультраметаморфизма и гидротермального метаморфизма они частично уничтожаются, частично переотлагаются или существенно преобразуются в вещественном и морфологическом отношении.

Дометаморфические породы содержат в рассеянном (некондиционном) состоянии ценные соединения, которые, перераспределяясь при метаморфизме, являются источником рудного вещества для формирующихся метаморфических и иных месторождений аллюхтонной природы. Влияние состава первичных пород метаморфических толщ довольно сложно и многообразно.

Изложенные материалы о кондиционных, компактных концентрациях в различных генетических подразделениях первичных пород полностью применимы и к образованиям с рассеянным рудным

веществом, с той лишь разницей, что в данном случае концентрации ценных элементов формируются в таких же литолого-петрологических условиях, но они компактны, некондиционны (непромышленны), хотя и заметно превышают клярковые уровни.

Одновременно имеется ряд геологических образований, которые в дометаморфическом состоянии обычно не содержат кондиционных концентраций полезных компонентов, но зато характеризуются рассеянными повышенными концентрациями рудных и нерудных элементов в больших массах пород, например в эфузивных и интрузивных комплексах. Эти концентрации служат источником ценного вещества для создания метаморфогенных месторождений. В качестве примера отметим повышенные, но рассеянные концентрации Au и U в вулканитах зеленокаменных поясов, Sr и Ba в карбонатных толщах; Au, Cu, Pb и Zn в черносланцевых формациях, Sn, W, Mo, U, Zr, Th в супракrustальных сиалических толщах докембрийских структур, цветных и редких металлов в бороносных породах, Au, Cu и других металлов в основных вулканитах докембрийских эвгеосинклинальных зон.

Анализ пространственного размещения и интенсивности метаморфогенного рудообразования с аллохтонной природой рудного вещества и в зависимости от особенностей кристаллического фундамента, мощности и состава метаморфизуемых толщ, типа и степени метаморфизма дает возможность заключить, что источником рудного вещества являются именно эти метаморфические комплексы, изначально содержащие рудные компоненты. В порядке иллюстрации следует указать на относительно повышенные изначальные концентрации Sn, W, Au, Ag, B и других элементов в дальневосточных метаморфических породах докембрая практически всех геоструктурных подразделений: Алданского щита, Становой складчатой зоны, срединных массивов, краевых впадин. В частности, повышенные содержания олова отмечены в некоторых сульфидных и гнейс-сланцевых породах, вольфрама — в гнейсах, аналогичных породам Уганды. Характерно повышенное распространение проявлений полиметаллических медных руд и золота (стратиграфических) в комплексах, обрамляющих нижнеархейские образования.

Эти концентрации определили не только метаморфогенную специализацию докембрийских областей, зон регионального, гидротермального, kontaktного метаморфизма и ультраметаморфизма, а также областей тектоно-магматической активизации, но и металлогеническую на Sn, Au, Ag, W, B, F, Cu и другие металлы фанерозойских подвижных структур северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса, заложенных на докембрийском гетерогенном фундаменте.

Редкометальные и редкоземельные щелочные метасоматиты зон ультраметаморфизма и гидротермального метаморфизма развиты лишь в тех кристаллических гранитоидных по составу толщах, в которых содержания этих элементов повышенны (выше кларка). Золоторудные месторождения часто приурочены к углеродистым песчано-сланцевым терригенным толщам и оснбовым эфузивам, содержащим сульфиды железа и цветных металлов, а также повышенные концентрации золота. Стратиформное свинцово-цинковое наложенное оруденение метаморфогенного характера отмечается в углистых терригенно-карбонатных толщах с повышенными содержаниями свинца и цинка.

При метаморфизме в зависимости от его типа,  $PT$ - и других физико-химических условий, а также от литологического среды преобразования, рудные вещества мобилизуются, ассилируются, выплачиваются растворами, мигрируют, рассеиваются, выносятся и концентрируют в определенных пространствах практически все элементы, но каждый с различной интенсивностью, что обусловлено ситуацией метаморфизма и степенью устойчивости их форм нахождения.

Рассеянные в исходных породах ценные элементы находятся в виде самостоятельных минералов, изоморфных примесей в других минералах, сорбированных на углистом или глинистом веществе, в твердых и жидкых включениях в минералах, межзернового пленочного вещества.

За исключением устойчивых при метаморфизме минералов (оксидов, силикатов) — гематита, магнетита, рутила, полевых шпатов, амфиболов — все виды нахождения рассеянных элементов в той или иной мере неустойчивы при метаморфизме, захватываются растворами и

мигрируют. Начиная с условий самых низкотемпературных фаций (цеолитовой, зеленосланцевой), они выносятся в сопредельные толщи, а основная масса — в верхние зоны метаморфизуемых пород, где при более низких давлениях и температурах они отлагаются в благоприятных обстановках.

Особой миграционной способностью и активным переходом в растворы уже в условиях начального (низкотемпературного) метаморфизма обладают Cu, Pb, Zn, Mo, W, Ni, Co, Au, Ag, U. Они находятся в исходных породах в весьма неустойчивых соединениях — в сорбированном состоянии на углистом и глинистом веществе, в самородном виде, в виде сульфидов, сульфатов, гидроксидов и т. п.

Экспериментальные исследования показали, что в условиях низкотемпературного метаморфизма вынос металлов из осадочных пород достигает 75 % первоначального содержания [21]. Установлено также общее закономерное уменьшение содержания металлов с увеличением степени метаморфизма пород. Области гранитизации характеризуются еще более интенсивной подвижностью рудогенных элементов.

В. А. Буряк [48] указывает, что, судя по рассчитанному балансу содержаний рудных элементов в неизмененных и измененных толщах, при высокотемпературном региональном метаморфизме и гранитизации, предшествующих палингенезу, из преобразуемых толщ выносится до 80 % исходного содержания рудных компонентов. В частности, количество золота, сосредоточенного в рудных залежах и вынесенного из измененных пород, их окружающих, составляет 1 : 2—1 : 3.

Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм в целом приводят к рассеиванию ранее сформированных концентраций элементов (особенно неустойчивых по физико-химическим свойствам), к относительному выравниванию химического состава преобразуемых толщ, и лишь в локальных специфических, благоприятных рудоподводящих и рудокализующих условиях накапливаются их высокие концентрации, т. е. формируются метаморфогенные месторождения.

Особенно значимо масштабное перераспределение и концентрация ценных элементов при образовании регионально-метаморфических, ультраметаморфи-

ческих, контактово- и гидротермально-метаморфических месторождений, т. е. образований с аллохтонной природой рудного вещества. Это месторождения Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Sn, W, Mo, Au, Ag, U, Th, Be и других редких металлов, Al, P, B, Ba, Mg, редких земель.

Исходные толщи пород при метаморфизме генерируют значительные количества летучих и подвижных компонентов ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , S, Cl, F, H, B, P и др.), являющихся целиком или в значительной мере основой метаморфогенных растворов, пневматолитов, флюидов и газов, которые, в свою очередь, представляют один из важнейших факторов не только образования метаморфогенных месторождений, но и метаморфизма пород в целом. Это обусловлено тем, что первичные образования, попадая в зоны прогрессивного метаморфизма, из-за термодинамической неустойчивости находящихся в них минералов с высокими содержаниями летучих компонентов, «высвобождают» их, а они и составляют метаморфогенные растворы, флюиды и т. п. Определенный вклад в метаморфогенные растворы и газы вносят находящиеся в исходных породах в свободном состоянии и в заметных количествах вода и газы трещинного, порового, межзернового выполнения, а также газовожидких включений в минералах, достигающие в осадочных, вулканогенно-осадочных и гипергенных толщах до 6 %.

В образованиях различной генетической природы количество летучих компонентов подвержено широким колебаниям. Наибольшими возможностями в этом отношении обладают осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, в меньшей степени — измененные в гидротермальных и гипергенных условиях эффузивные и интрузивные породы и в еще меньшей — первозданные разности последних.

Роль неизмененных эффузивных и интрузивных образований в пополнении фонда метаморфогенных растворов и газов возрастает в том случае, если их фациальные разности вмещают в исходном состоянии повышенные количества гидрокси-, фтор-, бор-, хлор-, фосфор-, серосодержащих минералов (слюд, флюорита, сульфидов).

Значение осадочных, вулканогенно-осадочных, гипергенных, измененных эффузивных и интрузивных исходных

образований в формировании морфогенетических растворов и газов, кроме относительно обильного трещинного, порового, межзернового выполнения и газово-жидких включений, следующее. В этих породах широко распространены минералы, в которых в качестве составной части находятся  $H_2O$ ,  $OH^-$ ,  $S^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $F^-$ ,  $Cl^-$ , а также соединения бора, фосфора и др.

$H_2O$  содержится (%): в глинистых минералах до 24 (каолините до 14, монтмориллоните до 24 и т. п.), глауконите до 30, серпентине до 13, хлоритах до 14, алунице до 13, цеолитах до 17, гипсе до 21, мирабилите до 55,9, карналлите до 39 и т. д.

$CO_2$  составляет (%): в кальците 44, доломите 47,8, магнезите 52,4, сидерите 37,9, родохрозите 38,3, хлоритах до 2,5. Окисление органических веществ, распространенных в исходных осадочных и вулканогенно-осадочных породах, считается важным источником  $CO_2$  для метаморфогенных растворов и газов.

$SO_3$  входит в состав (%) гипса 46,5, ангидрита 58,8, мирабилита 29,8, алунита 38,6, апатите до 1,2, барита 34,3 % и др. Кроме того,  $SO_3$  генерируется при окислении сульфидов и серы, находящихся уже в растворах и газах.

Сера является составной частью разнообразных сульфидов. В пирите ее (%) 53,3, халькопирите 34,9, галените 13,4, сфалерите 32,9, халькозине 20,2. Заметные количества серы возникают при восстановлении  $SO_4$  сульфатных минералов или сульфат-иона уже в растворе.

Хлор содержится (%) в галите 60,6, сильвине 47,5, карналлите 38,3, апатите до 6,8.

Носителем фтора является флюорит (48,9 %), в флюоборите его до 21 %. Кроме того, фтор отмечен в апатите (до 3,8 %) и некоторых гидрослюдах (до 1 %).

$B_2O_3$  (%) в аширире 41,4, бораците 62,2, унексите 42,96, пандермите 49,9.

Фосфор ( $P_2O_5$ ), как и  $B_2O_3$ , в определенных физико-химических условиях образует легкоподвижные комплексные соединения, способствующие мобилизации, переносу и отложению практически ценных компонентов. В исходных породах  $P_2O_5$  находится в апатите (42,3 %), вивианите (28,3 %) и других фосфатах, а также их аналогах.

К летучим компонентам осадочных пород относятся содержащиеся в них,

нередко в больших количествах, органические вещества (битумы, нафтиды, углистое вещество), которые при метаморфизме поставляют  $CH_4$ ,  $C_2H_6$ ,  $NH_3$  и другие более сложные углеродистые соединяющие.

В метаморфогенных растворах участвует  $N_2O_5$ , происходящий из нитратов, которые изредка встречаются в некоторых образованиях.

Все эти компоненты при метаморфизме переходят в метаморфогенные растворы и газы, так как в образованиях высоких ступеней метаморфизма все перечисленные минералы исчезают или преобразуются, за исключением кальциита и магнезита — в мраморах и кальцифирах, сульфидов — в компактных сульфидных залежах, барита — в редких по распространению, сугубо баритовых телах.

Фосфориты, преобразуясь в метаморфогенные апатиты, теряют определенную часть  $Cl$ ,  $F$  и  $SO_3$ . В условиях гранулитовой фации и высоких ступеней амфиболитовой ангидрит и флюорит отмечаются в виде редких мелких разобщенных агрегатов преимущественно в карбонатных породах; осадочные бораты и сорбированный бор лишь частично сохраняются в виде метаморфогенного турмалина.

Водосодержащие осадочные силикаты (глинистые минералы, хлориты) частично преобразуются в менее «водные» гидроксилсодержащие биотит ( $H_2O$  до 4,6 %), мусковит ( $H_2O$  до 4,5 %), роговые обманки ( $H_2O$  до 1,3 %). В этих же силикатах отмечаются  $F$  до 4,8 и  $Cl$  до 0,4 %; большая часть силикатов — безводная (гранаты, силлиманит, пироксены, кордиериты).

Следует особо подчеркнуть, что приведенные летучие и подвижные компоненты переходят в растворы и пневматолиты как в виде простых соединений и анионов ( $OH^+$ ,  $HSO_3^-$  и др.), так и более сложных и комплексных.

Некоторые особенности формирования метаморфогенных растворов, а также их растворяющие способности в конкретной обстановке метаморфизма глин в метапелиты рассмотрены Е. А. Кулишом [127].

Дегидратация глинистых толщ с образованием и выносом растворов в основном завершается на низких ступенях метаморфизма. Даже с заведомым завышением можно считать, что основная масса воды удаляется из глин до

$t=300$  °C, давлении до  $1,5 \cdot 10^8$  Па и глубине до 6 км. Это соответствует эпидот-амфиболитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма. Так, глины содержат  $\text{H}_2\text{O}^+$  до 4,76, метапелиты этой стадии уже до 1,12, а метапелиты гранулитовой фации лишь до 0,92 %.

В этих условиях вода растворяет (здесь и далее приводится процент растворенного вещества):  $\text{NaCl}$  38,4,  $\text{KCl}$  53,0,  $\text{Si}_2\text{O}$  0,13,  $\text{CaFe}$  0,014,  $\text{CaCO}_3$  0,0032, ( $\text{Na}, \text{K}$ )  $\text{AlSi}_3\text{O}_8$  0,06,  $\text{MgO}_3$  0,02. При  $305,5$  °C и 90 МПа растворимость  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  0,148, при  $292,5$  °C и 74 барах растворяется 0,412 %  $\text{Na}_2\text{O}_4$ . При  $t=500$  °C и  $P=100$  МПа растворимость  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  незначительна — соответственно 0,00018 и 0,009 % [203]. Здесь не учтено влияния солевого эффекта, который заметно снижает растворимость и pH растворов; в зависимости от его значений снижается или повышается растворимость тех или иных компонентов. Как видно из приведенных фактов, а также данных химических справочников, при высоких  $PT$ -условиях в воде наиболее растворимы хлориды, сульфаты и карбонаты K, Na, Ca и Mg.

Исходя из средних содержаний в глинах Cl,  $\text{SO}_2$  и  $\text{CO}_2$  можно рассчитать количество находящихся в ней солей. В глинах содержится в среднем Cl 0,12 %, что соответствует 0,13 % хлоридов; при 0,27 %  $\text{SO}_2$  количество сульфатов составляет 0,70 %; при содержании  $\text{CO}_2$  5,28 % карбонатов 7,39 %. Общее возможное количество растворимых солей в глинах составит 8,22, а на долю карбонатов приходится 89,90 %.

Содержание воды в платформенных глинах равно 5,16, в геосинклинальных 4,37, в среднем 4,76; количество ее в метапелитах алданского комплекса 0,92 [127], т. е. при их метаморфизме воды удаляется до 3,84 %. Это количество может обеспечить вынос 8,22 % легко-растворимых солей лишь при расчетной минерализации растворов в 68,1 %, что крайне высоко и мало вероятно.

Карбонаты и бикарбонаты, составляющие 89,90 % солей глин, легко разлагаются при повышении температуры с образованием  $\text{CO}_2$ , растворяемой в воде, и оксидов, либо образующих самостоятельные соединения (Fe, Mn, Mg), либо чаще входящих в состав образуемых силикатов метаморфических пород. В жидких включениях докембрийских гранитов растворено 13—22 % солей.

В минеральных водах термальных источников растворенных веществ до 5 %. Поэтому минерализация растворов петрогенных компонентов, формирующихся при метаморфизме, будет намного ниже расчетной и, надо полагать, не превысит 20 %.

Исходя из этого, а также учитывая соотношения анионной и катионной групп, количество возможно вынесенных из глин K, Na, Ca, Mg будет слагаться (%): из содержащихся в глинах хлоридов 0,11, сульфатов 0,10, бикарбонатов 3,77, т. е. 3,98 без учета разложения карбонатов. Исходя из концентрации растворов в 20 %, что само по себе завышено, и учитывая концентрацию растворов жидких включений и термальных вод, а также разложение карбонатов, вероятно, выносятся K, Na, Ca, Mg соответственно из находящихся в породах хлоридов 0,11, из сульфатов 0,10, из карбонатов 0,75, т. е. всего 0,96 % породы. Изменение при метаморфизме пород петрогенных компонентов достигает максимум до 3,9, а вероятнее всего, до 0,96 %, что не вызывает заметной утраты основных черт петрогенных элементов первичного материала.

Все сказанное касается лишь растворимости петрогенных компонентов в виде простых соединений. В случае же нахождения этих компонентов в составе растворов и газов комплексных веществ (а это, как показали многочисленные экспериментальные и теоретические исследования последних лет, явление массовое и повсеместное) их растворимость значительно больше.

Растворимость тех или иных рудных компонентов, а стало быть и подвижность в метаморфогенных растворах водного, гидрокарбонатного, хлоридного, сульфидного, сульфатного и иного состава, хотя и дифференцирована, однако намного выше, чем растворимость петрогенных элементов в любой форме. Такая высокая растворимость обусловлена установленным нахождением металлов в растворах в виде комплексных хлоридных, карбонатных, сульфатных, сульфидных, фторидных, боратных, фосфатных, силикатных, металлоорганических и других комплексных соединений, а также другими факторами [21, 115]. Роль этих соединений для конкретных рудных элементов в различных физико-химических (метаморфических) условиях неодинакова.

В частности, различная роль и характер поведения таких важных компонентов, как бор и фтор, в метаморфогенном рудообразовании (например, олова) объясняется тем, что оба они обладают различными химическими свойствами и совершенно различной способностью к образованию высокомолекулярных соединений, что крайне важно для рудообразования. У бора эта способность достаточно высока и соразмерна с такими элементами, как C, Si, S; у фтора она выражена меньше [115 и др.]. Поэтому в различных условиях минералообразования их участие дифференцировано.

Таким образом, дометаморфические породы являются основным источником метаморфогенных растворов и газов. Учитывая гетерогенность, пестроту пространственных и количественных сочетаний и размещений первичных пород в отношении исходных содержаний летучих компонентов, несомненно то, что количество возникающих метаморфогенных растворов, пневматолитов и газов в тех или иных местах, в тех или иных толщах варьируют и характеризуются различным составом «несущей» растворяющей части.

По мере возрастания степени метаморфизма все больше становится неустойчивых минералов, имеющих в своем составе летучие компоненты. Количество и содержание этих веществ направленно снижается, все более подвижными становятся трещинные, поровые, межзерновые составляющие пород и включенные в минералы газовожидкие вещества.

Метаморфизуемая призма исходных пород, взаимодействуя с регенерированными или привнесенными гидротермальными растворами, пневматолитами, флюидами, газами, в силу особенностей своего состава и строения обогащает подвижную фазу определенным набором петрогенных компонентов (Si, Al, Na, K, Ca, Mg и др.), комплексных силикатных и алюмосиликатных соединений, выступающих в качестве анионов, и создает определенный уровень их физико-химических характеров (pH, Eh, PO<sub>2</sub>, P<sub>H<sub>2</sub></sub> и др.). Это является основой способности таких растворов, пневматолитов, флюидов и газов к мобилизации, переносу и отложению рудных компонентов.

И генерирующие эти компоненты первичные толщи, и окружающая мета-

морфизуемая среда на путях миграции являются для подвижной фазы своего рода локальными буферами, поддерживающими в ней щелочной, щелочно-земельный, силикатный и алюмо-силикатный потенциалы, а также связанные с ними pH и Eh на определенных уровнях. Например, растворы, развитые в карбонатных толщах, всегда обладают высокими химическими потенциалами Ca, Mg, CO<sub>2</sub>, развитые в кремнистых — химическими потенциалами SiO<sub>2</sub> а в слюдисто-полевошпатовых — химическими потенциалами SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K, Na и т. п.

Метаморфизуемые или метаморфизованные комплексы пород, их конкретные пачки, пласты, залежи или участки представляют собой благоприятнуюrudolokalizующую вещественную среду для отложения подвижных ценных компонентов, формирования месторождений с аллохтонным рудным веществом. Это заключается в образовании в определенных участках пород специфической физико-химической и химической обстановки, что на фоне общих условий в метаморфизуемой толще обуславливает довольно резкие перепады этих параметров, способствующих отложению здесь ценных веществ.

Рудолокализующая роль исходных пород в формировании метаморфогенных месторождений имеет несколько аспектов.

1. Исходные породы выступают как фактор изменения параметров кислотно-щелочного (pH) и окислительно-восстановительного (Eh) потенциалов метаморфогенных рудных растворов. Рудные растворы, несущие растворенные полезные компоненты и обладающие определенными величинами pH и Eh, проникая в метаморфические породы определенного минерального и химического состава, активно реагируют с ними. При этом заметно и относительно резко изменяются кислотно-щелочной и окислительно-восстановительный потенциалы. Это обуславливает интенсивное выпадение из растворов рудных и нерудных компонентов, сопровождающее метасоматическим минералообразованием. Влияние pH и Eh на минералообразование взаимосвязано [91, 143 и др.].

Примером такого явления могут служить скарновые метаморфогенные месторождения бора, железа, цветных металлов, которые сформировались в ре-

зультате взаимодействия заметно кислых или заметно щелочных растворов с карбонатными известковыми и магнезиальными породами. Известно, что при скарнообразовании происходит общая эволюция рудных растворов от щелочных к кислым по мере понижения температуры [91]. При этом pH растворов имеет четко определенные значения в той или иной метасоматической зоне, а роль буфера выполняют сами карбонатные породы и формирующиеся здесь минеральные ассоциации.

Аналогичное воздействие на pH растворов оказывают и карбонатсодержащие силикатные или кремнистые породы. Например, золоторудные месторождения локализуются нередко в песчано-сланцевых терригенных толщах, содержащих в заметных количествах моногидратные или полизернистые выделения магний-железо-кальциевых карбонатов, имеющих варьирующий катионный состав и распределенных разрозненно или послойно.

Низкие значения окислительно-восстановительного потенциала (*Eh*) рудных растворов имеют место при проникновении этих растворов в породы, содержащие углистое или органическое вещество. Это вещество, реагируя с растворами, восстанавливает находящиеся в них соединения, что и является причиной осаждения из растворов самородного золота, сульфидов цветных и черных металлов. Роль буфера играет углистое и органическое вещество этих пород.

Одновременно на окислительно-восстановительные (*Eh*) и кислотно-щелочные (pH) свойства растворов действуют породы, содержащие карбонаты и углистое вещество, а также существенно сульфидизированные (пиритизированные) образования. При этом имеет место окисление определенного количества органического вещества и S с выделением CO<sub>2</sub>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> и др.

2. Метаморфогенные рудные растворы, проникая в метаморфические породы определенного химического состава, реагируют с ними, растворяют их и неизбежно обогащаются их компонентами. Уровень концентрации таких компонентов по мере уменьшения температуры снижается, что, естественно, приводит к осаждению этих соединений в виде определенных минералов или их ассоциаций, т. е. в случае образования практически ценных минералов — к

формированию метаморфогенных месторождений. Минералообразование может происходить и при относительно постоянной температуре, когда менее устойчивые мелкозернистые, деформированные, загрязненные включениями минералы перекристаллизуются в более крупные и совершенные, обладающие более низкими энергетическими уровнями.

Иллюстрацией этого являются метаморфогенные месторождения кварца для плавки горного хрусталия, пьезокварца в кварцитах; исландского шпата в мраморах; альпийских жил с драгоценными и полудрагоценными камнями в сланцевых толщах; агата, сердолика и других полудрагоценных разностей кремнезема в кремнистых породах; асбеста в ультраосновных и основных ортопородах и т. п.

3. Породы определенного химического состава взаимодействуют с проникающими в них растворами с повышенными концентрациями некоторых элементов, обычно петрогенных или редких; при этом образуются минералы, которые сами являются либо полезнымиископаемыми (флогопит, мусковит и др.), либо рудой на определенные редкие металлы и элементы (давидит, тухолит, браннерит — на уран, берилл и берtrandит — на бериллий и т. п.). В таком случае меньшая часть компонентов полезного минерала привнесена растворами, а большая содержится во вмещающей породе, которая и являетсярудолокализующей средой.

Месторождения флогопита приурочены к толщам магнезиально-силикатных, магнезиально-карбонатных и высокоглиноземистых пород, месторождения мусковитовых пегматитов — к высокоглиноземистым дистеновым сланцам и гнейсам, урановые метасоматиты — к гранитоидным гнейсам.

Определенной спецификой обладает гидротермальный метаморфизм биотит-, флогопит- и мусковитсодержащих пород, когда указанные минералы преобразуются в вермикулит в основном за счет воды растворов, а не их минеральной нагрузки.

В силу гетерогенного характера, различного состава, строения и физических свойств дометаморфических пород, разнообразия количественных и качественных сочетаний их петрографических и литологических разностей в метаморфизуемых комплексах при плика-

тивных и дизъюнктивных деформациях создаются многообразные складчатые и разрывные структуры, участки повышенной проницаемости для рудоносных растворов и газов, зоны повышенных и пониженных давлений. Эти структуры, участки и зоны в сочетании с другими факторами являются в ряде случаев благоприятными рудоподводящими путями или благоприятными рудолокализующими структурами.

Различной пластичностью пластов и прошластов, слагающих толщи железорудных кварцитов, объясняется формирование при складкообразовании богатых рудных участков в замках складок. Тонкослоистые карбонат-сланцевые,

песчано-сланцевые и им подобные толщи, смятые в складки, с обильным развитием участков кливажа, растяжения являются благоприятной средой для локализации метаморфогенной минерализации с аллохтонной природой рудного вещества.

В формировании некоторых ультраметаморфогенных регионально-метаморфических месторождений определенное рудоформирующее значение имеют структуры будинажа, обусловленные различной степенью пластичности сопряженных пород, вещественный состав, а стало быть и физические свойства, унаследованные ими от первозданных образований.

## VI.6. ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТОВ ПОРОД И РУД РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Магнетит — типоморфный «сквозной минерал», состав и свойства которого зависят от условий образования. Эта особенность связана с тем, что изоморфная емкость магнетита в значительной мере является функцией температуры: при высокой температуре магнетиты

способны захватывать целый ряд элементов-примесей (Ti, U, Cr, Al, Mg, Mn, Ni, Co, Zn, Ta, Nb и др.), а при понижении ее в них возникают явления распада твердых растворов, что, в свою очередь, сказывается на их физических свойствах — микротвердости, от-

Таблица 20. Типоморфные особенности магнетитов

Фация	Район, место- рождение, участок	Минераль- ная ассоциа- ция	Размер зерен		Кристалломорфологи- ческая форма индиви- дов	Твердость, МПа	Спектр отра- жения $R_{\lambda}$ , %, $\lambda = 580$
			в породе	в руде			
Гранулито- вая	Амфиболито- вая	Зеленосланцевая амфиболито- базитовая	Саксаган- ский район Криворож- ского бас- сейна, Пол- тавский ГОК, Бело- зерское мес- торождение	Магнетит + + кварц + + хлорит + + кумминг- тонит + ге- матит	Нерудные слои: 0,001— 0,07, рудные слои: 0,01— 0,5	0,01—0,8	0,01—0,9
			Ингулецкий ГОК, Север- ный ГОК.	Магнетит + + кварц + + актинолит + + кумминг + тонит + ге- матит	0,001—0,07	0,01—0,6	0,01—0,6
			Орехово- Павлоград- ская зона, Правобереж- ные аномалии Большого Кривого Рога	магнетит + + кварц + + роговая обманка + + ортопиро- ксен	0,01—0,7	0,01—0,9	0,01—0,9
Мариуполь- ское место- рождение, Радостное, Куваталь- ское (Юж- ний Урал), Побужье			магнетит + + кварц + + гиперстен + диопсид + + амфиболы + + пирротин	5395,50 — 5611,32, сред- нее 5545,66 из 56 определе- ний {111} + {111}	5003,40 — 5611,32, сред- нее 5395,50 из 42 определе- ний	5611,32 — 5748,66, сред- нее 5745,66 из 44 определе- ний	5101,20 — 6423,65, среднее 5248,35 из 50 определений
				17,8 — 18,2, среднее 18,2 из 56 определе- ний	17,8 — 18,2, среднее 18,0 из 44 определе- ний	17,0 — 18,0, среднее 17,6 из 42 определе- ний	16,2 — 17,8, 16,9 из 50 опре- делений

ражательной способности, размерах элементарной ячейки и кристаллической решетки, магнитных характеристиках. Таким образом, магнетит является весьма чувствительным индикатором условий образования, и его детальное изучение позволяет получить объективную генетическую информацию о происхождении рудных месторождений. Для исследования типоморфных особенностей магнетитов наряду с детальными минерологическими нами широко применялись спектральный, химический, микрорентгеноспектральный анализы, массбауэрсовская спектроскопия, метод термо-ЭДС, определение температур образования магнетитов по температурам сингенетических включений, измерение микротвердости, отражательной способности и параметров решетки, изучение магнитных свойств и исследование под электронным микроскопом [66]. С помощью этих методов получена информация о составе и свойствах магнетитов осадочно-метаморфогенного происхождения, а также выяснены их некоторые особенности.

В табл. 20 приведены результаты, по-

лученные различными методами. При рассмотрении минеральных ассоциаций характеризуются основные минералы, свойственные фации метаморфизма; некоторые второстепенные, вторичные и акцессории опущены.

Фация зеленых сланцев характеризуется минеральной ассоциацией сидероплазит + магнетит + кварц + хлорит. В некоторых участках нередко кроме перечисленных минералов присутствуют слюда, гематит, куммингтонит, в небольших количествах альбит, пирит, реже пирротин, турмалин, апатит. Для эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма наиболее характерны магнетит + кварц + куммингтонит + роговая обманка + сидероплазит или магнетит + кварц + роговая обманка + актинолит + грюннерит + пирит + пирротин + сидероплазит + гематит. В небольших количествах отмечаются биотит, ортопироксен, иногда плагиоклаз. Гранулитовая фация метаморфизма характеризуется ассоциацией магнетит + гиперстен + + диопсид + кварц + амфибол + пирротин, реже пентландит и другие мине-

различных фаций метаморфизма

Параметр элементарной ячейки, $a$ , Нм	Температура образования, $^{\circ}\text{C}$	Параметр спектров ЯГР SA/SB	Точка Кюри, $\text{K}$ , $^{\circ}\text{C}$	Удельная магнитная восприимчивость $H = 1000 \text{ Э} \cdot 10^{-6} \text{ см}^3$		Термо-ЭДС, мкв/град	Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$		
				породы	богатой руды		в породе	в руде	
не окисленной	окисленной								
0,83936 $\pm$ +0,83942, сред- нее 0,83938	Среднее 0,8346 стремление 0,83948			0,83 944— —0,83 956 стремление 0,83948	0,83942 — 0,83943				
700—900	500—600	450—560		380—450					
0,490—0,504	0,463—0,516	0,472—0,487		0,476—0,535					
500—525	475—510	475—500		475					
64 500	67 100	65 500		61 440					
64 500	67 100	61 600		58 400					
65—73	56—66	56		46—56					
13,0—17,7	11,6—13,0	4,5—8,6		16,3—17,6					
20,4—21,6	13,4—20,1	4,0		13,2—19,0					
1	2,6								

ралы никеля и кобальта, иногда встречающиеся в виде мельчайших включений в пирротине. Гематит в магнетитах гранулитовой фации метаморфизма местами присутствует в виде закономерных включений, возникших как продукт распада после образования магнетита, когда избыток  $Fe_2O_3$  кристаллизовался в самостоятельной фазе. Часто такие закономерные решетчатые вrostки наами наблюдались в магнетитах Южного Урала (Радостное и Куватальское месторождения).

Магнетиты низких фаций метаморфизма обычно переполнены включениями кварца, карбонатов, слюд, которые, очевидно, были захвачены при кристаллизации зерен магнетита. Характерны пойкилитовые сростки с кварцем, карбонатом, сетчатые, ажурные, ветвистые, червеобразные и другие виды срастаний магнетита снерудными минералами. В магнетитах зеленосланцевой фации метаморфизма отмечается зональное строение, указывающее на перерыв в росте кристаллов или агрегатов. С увеличением фации метаморфизма, как правило, количество минералов-примесей уменьшается.

Размеры зерен магнетитов колеблются в широких пределах и зависят от фации метаморфизма. Для фации зеленых сланцев в кварцевых и силикатных слоях они уменьшаются до 0,001 мм и меньше. Нередко зерна куммингтонита содержат мельчайшие зерна магнетита, приуроченные к трещинкам спайности; расположены они в виде отдельных струй. В рудных слоях железистых кварцитов размеры зерен магнетита и мартиита не отличаются от размеров их в богатых рудах осадочно-метаморфического образования.

С увеличением степени метаморфизма пород размеры зерен увеличиваются, срастания упрощаются. В магнетитах гранулитовой фации метаморфизма отсутствуют кольцевые, ветвистые, червеобразные ленточные виды срастаний.

При изучении морфологических особенностей магнетита установлено: а) преобладающей формой его в железистых кварцитах является октаэдр {III}; б) общая морфология (степень идиоморфизма и размер) зависит от характера ассоциаций вмещающих минералов и степени метаморфизма исходной породы. В зависимости от минеральных ассоциаций степень идиоморфизма зерен в пределах пород одной

фации уменьшается в такой последовательности: мелкозернистый кварц — карбонат — слюды и амфиболы — рудные слои, руда. В этом же направлении происходит и укрупнение зерен. С увеличением степени метаморфизма кристалло-морфологическая форма индивидов магнетита усложняется — от октаэдра в породах и рудах зеленосланцевой фации до комбинации куб + октаэдр в породах амфиболитовой и гранулитовой.

Одной из важных типоморфных особенностей минералов является присутствие элементов-примесей, несущих объективную информацию о происхождении месторождений. Для выяснения особенностей химического состава магнетитов и определения элементов-примесей в них нами было выделено более 200 мономинеральных фракций из железисто-кремнистых пород и богатых железных руд Украинского щита, а также отобраны некоторые образцы из пород Якутии, Кольского п-ова, Южного Урала, КМА и других регионов. Все образцы исследовались химическим и спектральным анализами, а многие из них и другими методами.

Данные полуколичественных спектральных анализов магнетитов и некоторых мартитов зеленосланцевой фации метаморфизма показали, что эти породы характеризуются крайне низкими содержаниями и сравнительно небольшим набором малых элементов. Частота встречаемости большинства элементов невысокая. Сравнивая магнетиты из пород и руд зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма, можно отметить, что для отдельных элементов иногда наблюдаются различия как в сторону увеличения, так и в сторону снижения их процентного содержания, но эти различия обычно несущественны и находятся в пределах ошибки анализа. В магнетитах гранулитовой фации метаморфизма содержание отдельных элементов и частота их встречаемости по сравнению с магнетитами из пород низких фаций метаморфизма повышаются незначительно (см. табл. 20). Некоторые образцы гранулитовой фации метаморфизма содержат Ti, Al, Mg, повышенное количество трехвалентного железа, что объясняется мельчайшими включениями в магнетите ильменита, шпинели, ульвошинели и гематита как продуктов распада твердых растворов. В отдельных образцах магнетитов Ин-

гулецкого и Первомайского месторождений находились Zr, Zn, Ag, Sc, Ga, Mo, которые, очевидно, обусловлены присутствием других минералов, образованных при наложенных метасоматических процессах.

Пересчет химических анализов с учетом минералов-примесей на кристаллохимическую формулу показал, что магнетит железисто-кремнистых образований имеет кристаллохимическую формулу, близкую к теоретической. Анализируя составы магнетитов, отметим низкие содержания в них  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ , т. е. оксидов тех элементов, которые могут входить в качестве изоморфных примесей, замещая двух- и трехвалентное железо в решетке магнетита, находиться в виде продуктов распада твердого раствора или присутствовать в минералах-примесях: ильмените, слюдах, хлорите, амфиболах, пироксene, карбонатах и других в зависимости от фазии метаморфизма, т. е. от парагенетической ассоциации минералов.

Микрорентгеноспектральным анализом получены данные о фазовом составе магнетитов, формах выделения продуктов распада твердого раствора и распределении элементов-примесей между магнетитом и существующими микрвключениями. На микроанализаторе «Камека» модели М-46 в Институте Механобрчмерт нами впервые из железисто-кремнистых образований УЩ, КМА, Якутии и других регионов было изучено свыше 100 образцов магнетитов из пород и руд зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма элементы-примеси микрорентгеноспектральным анализом не установлены. Магнетиты Орехово-Павлоградской полосы содержат мелкие включения шпинели. В магнетитах гранулитовой фации из пироксен-магнетитовых кварцитов и руд приазовских месторождений, Побужья, железистых кварцитов Правобережных аномалий, образцах Южного Урала и Якутии на микроанализаторе определялись Ti, Mg, Al, Mn, Ni, Co, Zn, Cr, Si, U, Ca. Для большинства образцов получены сканограммы и концентрационные кривые распределения Mg, Al, Ti, Mn, местами Zn. Установлено, что шпинель в магнетитах из железистых кварцитов гранулитовой фации метаморфизма характеризуется мелкими размерами, линзовидной изометричной

или игольчатой формами, а шпинель в магнетитах из руд — крупными размерами, удлиненно-бочкообразной или неправильной формами выделений. Разноориентированные включения шпинели обычно имеют различный состав. В некоторых образцах, кроме шпинели, находятся мелкие изометричные пластиночки или решетчатые образования, содержащие Ti и Mn. Состав шпинели изменяется от чисто магнезиальных разностей до герцинита, отмечается также включения, по составу отвечающие ульвошпинели. Состав шпинели в образцах Приазовского района (%):  $Al_2O_3$  58,1—59,7,  $MgO$  10,8—12,5,  $FeO$  26,1—28,3,  $ZnO$  1,3—1,4, т. е. она характеризуется присутствием цинка; шпинель в магнетитах из гранит-пироксенового кварцита Побужского района имеет несколько иной состав:  $Al_2O_3$  57,0,  $MgO$  0,9—1,3,  $FeO$  37,9—39,6,  $MnO$  0,5—0,6, т. е. по составу она соответствует герциниту. В магнетитах из кальцифиров этого же района состав шпинели такой: (%)  $Al_2O_3$  58,4—59,3,  $MgO$  10,2—11,4,  $FeO$  26,3—29,1,  $MnO$  0,8—1,0. Руды Приазовского района обычно содержат магнетит с пластинчатыми, решетчатыми или неправильной формы включениями ильменита. Состав пластинок ильменита таков (%):  $TiO_2$  53,6—55,0,  $FeO$  38,9—40,1,  $MnO$  4,9—6,0. Состав прожилковидных образований ильменита в этих же образцах характеризуется низким содержанием марганца:  $TiO_2$  52,6—54,4,  $FeO$  42,3—44,2,  $MnO$  0,6—0,8. Очевидно, пластинки ильменита образовались как продукт твердого раствора, а ильменит в прожилках выделялся несколько позднее. Ильменит в продуктах распада по составу может быть отнесен к манганильмениту. Продукты распада твердых растворов свидетельствуют о высоких температурах в период формирования железисто-кремнистых образований гранулитовой фации, когда магнетиты были способны захватывать повышенные количества Ti, Al, Mg, Mn, Zn с образованием разнообразных изоморфных рядов-смесей, которые при медленном снижении температуры оказались неустойчивыми; это привело к возникновению в них разнообразного состава ильменита и шпинели. Сравнение элементов-примесей в магнетитах и вмещающих их породах показало, что в первых нередко повторяется общая тенденция увеличения или уменьшения

данного элемента для соответствующих фаций метаморфизма. В породах по сравнению с выделенными из них магнетитами больше Mn, Ni, Ti, а в магнетитах — Ge и V.

Температуры образования магнетитов различных фаций метаморфизма определялись по температурам сингенетических включений в них. Магнетиты из пород и богатых железных руд зеленосланцевой фации образовывались при температурах 380—450°, амфиболитовой — при 450—600° и гранулитовой — при 700—900° С.

Для исследования катионного изоморфизма и определения минералов-примесей значительное количество образцов магнетита изучалось методом ядерного гамма-резонанса (ЯГР). Во всех полученных спектрах колебания спектроскопических параметров и степень стехиометрии внутри каждой фациальной серии были близки между собой (см. табл. 20). Исследования ЯГР показали, что состав изученных магнетитов железисто-кремнистых образований УЩ близок к теоретическому, спектры их подобны, а изомерные сдвиги и квадрупольные расщепления аналогичны таковым магнетитов стехиометричного состава. Сходные результаты на тех же монофракциях были получены при рентгеноструктурном изучении магнетитов. Размеры элементарной ячейки их с увеличением степени метаморфизма несколько уменьшаются, но значения их находятся в пределах принятых величин ( $8,393 \cdot 10^{-10}$ — $8,395 \cdot 10^{-10}$ ) м для чистых магнетитов.

Многочисленные замеры микротвердости и отражательной способности магнетитов железисто-кремнистых образований подтверждают их чистоту, что отличает магнетиты осадочно-метаморфического генезиса от таковых магматического и метасоматического [106, 195, 242, 243]. Сходные результаты получены при изучении термо-ЭДС магнетитов из пород и богатых железных руд различных фаций метаморфизма. С увеличением степени метаморфизма железисто-кремнистых образований происходит некоторое увеличение модального коэффициента термо-ЭДС (табл. 20).

Магнитные свойства магнетитов определены в институте Механобрчермет на вибрационном магнитометре. Магнитные характеристики образцов из железисто-кремнистых пород Кривбасса, где

преобладает зеленосланцевая фация метаморфизма, изменяются в широких пределах. Для магнетитов более высоких фаций расхождения между крайними значениями несколько меньше, отмечается снижение коэрцитивной силы с увеличением степени метаморфизма.

Типоморфные особенности магнетитов из железисто-кремнистых образований УЩ сведены в табл. 20. Сравнение состава и физических констант магнетитов магматических, скарновых, карбонатитовых месторождений [242, 243] показало, что образцы железисто-кремнистой формации, за исключением образцов гранулитовой фации, имеют гомогенный состав, что является одним из важных показателей условий образования осадочно-метаморфических железорудных месторождений. В магнетитах трапповой формации Сибири, метасоматических и магматических месторождений Урала, Кольского п-ова и других регионов [106, 195, 242, 243] обычно высокий процент типоморфных элементов-примесей (Ti, Al, Mg, Mn, V, Co, Ni, Sc, Cr, Zn, Nb), которые присутствуют в виде продуктов распада твердых растворов или в качестве изоморфных примесей. Присутствие элементов-примесей в магнетитах в значительной степени влияет на микротвердость, отражательную способность, кристаллохимические, магнитные и другие константы, обусловленные физико-химической обстановкой формирования месторождений.

Железисто-кремнистые породы и связанные с ними богатые железные руды, согласно классификации Я. Н. Белевцева [21], относятся к метаморфическим месторождениям. Последние формируются при огромном внутрипластовом или внутрисвитном перемещении вещества в относительно закрытой системе, а поэтому возникающие в этих зонах богатые руды, как правило, лишены тех элементов-примесей, которые чужды вмещающим их породам, что было подтверждено различными методами исследования магнетитов.

Выдвигаемые до сих пор различные гипотезы о метасоматическом или магматическом происхождении железисто-кремнистых пород и богатых железных руд в свете полученного огромного фактического материала по магнетитам из пород и руд различных фаций мета-

морфизма не подтверждены. Результаты исследования типоморфных особенностей магнетитов, полученные нами

различными методами, подтверждают осадочно-метаморфический генезис железисто-кремнистых образований.

## VI.7. О МАСШТАБАХ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

В пределах докембрийских щитов масштабы развития метаморфических и ультраметаморфических образований поистине грандиозны. На всех щитах мира они протягиваются на тысячу и даже несколько тысяч километров по поверхности земли, уходят на глубину в несколько десятков километров и слагают большую часть всей материковой земной коры. Осадочные породы, образовавшиеся в фанерозое, развиты лишь у самой поверхности, и в строении земной коры имеют подчиненное значение.

Метаморфогенные месторождения размещены на кристаллических щитах и древних платформах, реже они отмечаются в фанерозойских складчатых сооружениях.

Щиты и древние платформы занимают более 70 % суши земного шара (см. рис. 1), распространены во всех частях света и являются носителями крупнейших, мирового значения месторождений железа, марганца, а также графита, апатита, кианита, асбеста и слюды. В них заключено около 80 % достоверных железных руд, 63 марганцевых руд, флогопита и большая часть запасов железа [52]. Удельный вес докембрийских месторождений в мировой добывающей промышленности составляет (%): железных руд 53, марганцевых руд 74, хромитов 49.

Месторождения докембрийского возраста распространены на щитах всех континентов мира. Наибольшее количество их, по данным многих исследователей, известно на Австралийской платформе, Канадском и южной части Африканского щита.

Подавляющее большинство месторождений железа, марганца, золота, меди, никеля, урана, платины, а также кианита, слюды и некоторые свинцово-цинковые образовались при осадочно-метаморфических, метаморфических и ультраметаморфических процессах, имевших огромное значение в истории геологического развития щитов и древних платформ. К метаморфогенным относятся крупнейшие месторождения железа с многомилиардными запасами на

Австралийской (бассейн Хамерсли) и Китайской (Аньшанское) платформах, а также Канадском (оз. Верхнее в США и п-ов Лабрадор в Канаде), Бразильском (Минас-Жираис и Эль-Пао в Бразилии), Индийском (Сингхбумский и Бихарский районы), Балтийском (Кируна в Северной Швеции и Заимандрийское на Кольском п-ове) и Украинском (Кривой Рог) щитах, Курско-Воронежском массиве (КМА) и в других районах выходов докембрийских складчатых сооружений. Все они приурочены к железорудным или джеспилитовым формациям, распространенным главным образом в нижнем протерозое и в меньшей степени в верхнем архее.

Очень крупные месторождения медных и медно-никелевых руд, обязанные своим образованием метаморфизму осадочно-эффузивных толщ, довольно широко распространены и на щитах. Это месторождения медного пояса, например, Зимбабве в Южной Африке, Сингхбумского рудного пояса в Индии, Печенги на Кольском п-ове; марганцевые месторождения в Бразилии, Индии, Западной и Южной Африке, Центральном Казахстане и Западной Сибири, а также в некоторых других районах.

Среди метаморфогенных месторождений марганцевых руд выделяется несколько разновидностей: а) сложенные браунитом и псиломеланом, сформировались при метаморфизме окисных руд (месторождения Центрального Казахстана в Советском Союзе, Индии и Бразилии); б) силикатно-карбонатного состава, образовались при метаморфизме опало-карбонатных руд; в) высокометаморфизованные месторождения, представленные биксонитом, вреденбургитом с гранатом и ставролитом; образовались такие месторождения при метаморфизме осадочно-эффузивных толщ, которые содержали марганец.

В докембрийских щитах Канады, Бразилии, Южной Африки и Австралии известны крупнейшие метаморфогенные месторождения урана. В основном они приурочены к нижнепротерозойским

метаконгломератам, которые нередко являются одновременно рудой на медь и золото. Представителями их являются гигантское по запасам месторождение свинца и цинка Брокен-Хилл в западной части Австралии, Маунт-Айза и Никольсон в северной части Австралии и Озерное колчеданное месторождение в Бурятии, а также другие.

К метаморфогенным относятся также некоторые медные, марганцевые и железорудные месторождения, расположенные в подвижных зонах постпротерозойского возраста.

Месторождения Балтийского, Канадского, Индийского, Африканского щитов, Китайской и Австралийской платформы дают основание убедиться в грандиозных размерах распространения метаморфических пород и связанных с ними месторождений железа, меди, кобальта, никеля, урана, марганца и других металлов. Так, Индийский щит, вытянутый на 3—4 тыс. км, сложен четырьмя глубоко метаморфизованными системами докембрийских пород с общей мощностью в несколько десятков километров. Этим грандиозным размежерам соответствуют многочисленные рудные месторождения с многомилиардовыми запасами руд. Интрузивные породы выступают в виде единичных образований, не имеющих существенного значения в объеме пород и строении Индийского щита. Канадский щит имеет площадь около 6 млн. км<sup>2</sup>. Сложен он метаморфическими и ультраметаморфическими породами, представленными архейскими гнейсами, мигматитами и гранитами с останцами метасedиментов и основных вулканитов, гурунскими метасedиментами и метавулканитами, гренвилльскими метабазитами, в различной степени метаморфизованными метасedиментами и хемогенными породами, кевеноманскими конгломератами, песчаниками, кислыми вулканитами и интрузиями щелочных сиенитов и габбро. Мощность докембрийской толщи местами превышает 20 км, возраст по изотопным данным, от 3700—2500 до 600 млн. лет.

Среди этих пород зачастую размещаются грандиозные месторождения железных, медно-никелевых, урановых и других руд.

По результатам изучения многих щитов мира, материковая кора Земли сложена метаморфическими и ультраметаморфическими породами, которые явля-

ются переработанными (измененными) осадочными и вулканогенными. В процессе динамотермального метаморфизма возникли зоны, сложенные породами различных фаций метаморфизма, которые составили тектоно-метаморфическую расслоенность земной коры. Ультраметаморфизм обусловил образование зоны гранитоидов. Эта зона занимает определенное место среди пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма.

Такие грандиозные изменения первичных осадков, вулканитов и исходного материала Земли, естественно, привели к не менее разительному перемещению и концентрации рудогенных элементов. Это перемещение интенсифицировалось и обогащалось выносом некоторой части растворов и элементов из области верхней мантии как в период становления оболочек Земли, так и в более позднее время; объем этого выноса оценить пока не представляется возможным. Вероятно, перемещались многие миллиарды тонн рудного и нерудного вещества, что привело к образованию многочисленных месторождений полезных ископаемых. Совершенно невозможно объяснить такое рудообразование локальными проявлениями интрузий, имеющими подчиненное значение в строении щитов Земли.

Самыми грандиозными процессами на щитах в первые периоды развития подвижных зон были осадочные и вулканические, а в средние — метаморфические. Последние тесно связаны с динамотермальным (региональным) метаморфизмом и ультраметаморфизмом, при котором выделялись огромные количества водных растворов. Если взять только одну Криворожско-Кременчугскую полосу пород нижнего протерозоя длиной около 300, шириной 10 и глубиной (по геофизическим данным) около 10—12 км, то при метаморфизме пород этой серии должно было выделиться около 3000 млрд. т воды. Такое количество воды может перенести очень много рудного материала. К тому же по определениям изотопного возраста, длительность метаморфизма осадков нижнего протерозоя определяется в 400—500 млн. лет (от 2200 до 1700 млн. лет). Процессу метаморфизма подвергались все породы, хотя и с различной степенью интенсивности; при этом были использованы не только мощные водные ресурсы, но и металлические накопле-

ния, которые при этом находились в исходных осадках и многочисленных вулканитах.

Таким образом, метаморфизм и вызванное им движение растворов и рудного вещества, а также преобразование всех пород настолько велики по масштабам и времени действия, что их не-

возможно сравнить с интрузивной деятельностью или другими частными процессами. Метаморфогенное перемещение металлов и образование месторождений имеют планетарный размах, поэтому их следует относить к общим геологическим закономерностям развития Земли.

Все это показывает, что на земной коре в результате геологических процессов и движений вещества в ней возникают различные виды гидротермальных растворов, имеющие различные температуры и химический состав. Одни из них являются более горячими, чем другие, и поэтому они способны проникать глубже в недра земли, а другие, более холодные, способны проникать на меньшие глубины. Такие различия в температуре и химическом составе гидротермальных растворов являются причиной различных геологических явлений, таких как гидротермальная деятельность, гидротермальное обогащение и др.

Гидротермальная деятельность является одним из основных геологических процессов на земной коре. Это явление связано с тем, что гидротермальные растворы способны растворять различные минералы и вещества из недр земли, а также выносить их на поверхность.

Гидротермальная деятельность может быть различной по характеру и интенсивности. Одни из них являются более интенсивными, чем другие, и поэтому они способны проникать глубже в недра земли, а другие, более слабые, способны проникать на меньшие глубины.

Гидротермальная деятельность может быть различной по характеру и интенсивности. Одни из них являются более интенсивными, чем другие, и поэтому они способны проникать глубже в недра земли, а другие, более слабые, способны проникать на меньшие глубины.

Гидротермальная деятельность может быть различной по характеру и интенсивности. Одни из них являются более интенсивными, чем другие, и поэтому они способны проникать глубже в недра земли, а другие, более слабые, способны проникать на меньшие глубины.

Гидротермальная деятельность может быть различной по характеру и интенсивности. Одни из них являются более интенсивными, чем другие, и поэтому они способны проникать глубже в недра земли, а другие, более слабые, способны проникать на меньшие глубины.

Несмотря на то что гидротермальная деятельность является важным геологическим процессом, она не является единственным фактором, влияющим на формирование месторождений. Другими факторами являются, например, тектоника земной коры, вулканическая деятельность, изменение климата и т. д.

Несмотря на то что гидротермальная деятельность является важным геологическим процессом, она не является единственным фактором, влияющим на формирование месторождений. Другими факторами являются, например, тектоника земной коры, вулканическая деятельность, изменение климата и т. д.

Несмотря на то что гидротермальная деятельность является важным геологическим процессом, она не является единственным фактором, влияющим на формирование месторождений. Другими факторами являются, например, тектоника земной коры, вулканическая деятельность, изменение климата и т. д.

Несмотря на то что гидротермальная деятельность является важным геологическим процессом, она не является единственным фактором, влияющим на формирование месторождений. Другими факторами являются, например, тектоника земной коры, вулканическая деятельность, изменение климата и т. д.

Несмотря на то что гидротермальная деятельность является важным геологическим процессом, она не является единственным фактором, влияющим на формирование месторождений. Другими факторами являются, например, тектоника земной коры, вулканическая деятельность, изменение климата и т. д.

Несмотря на то что гидротермальная деятельность является важным геологическим процессом, она не является единственным фактором, влияющим на формирование месторождений. Другими факторами являются, например, тектоника земной коры, вулканическая деятельность, изменение климата и т. д.

## Глава VII

### ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Образование различных типов метаморфогенных месторождений зависит от многих условий: исходного состава метаморфизуемых толщ, их строения, наличия рассеянных металлов, форм их нахождения, режима температуры и давления, а также от типа изменения пород, т. е. динамотермального метаморфизма или ультраметаморфизма.

Еще Н. Г. Судовиков [214] указывал на глубинную зональность метаморфизма. По степени изменения пород выделяются две зоны: регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Каждая имеет свои хорошо выраженные особенности.

Зона регионального метаморфизма преимущественно приурочена к верхней части древних подвижных поясов — кратонов, интракратонных впадин или перикратонных прогибов. Она выявляется по следующим особенностям: а) общему изохимическому характеру преобразования первичных пород, б) главному процессу изменения пород — пепрекристаллизации под влиянием метаморфических флюидов и растворов, в) широкому распространению жил и прожилков (секущих и послойных) кварц-полевошпатовых, карбонатных, кварцевых, кварц-магнетитовых, гематитовых и других, по составу отвечающих метаморфизуемым породам, г) отсутствию жил магматических пород, д) наличию подзон, сложенных породами различных фаций метаморфизма, е) сохранению перемежаемости пластов, горизонтов и свит, отличающихся исходным составом пород (мраморов, кварцитов, биотитовых гнейсов, железистых кварцитов), ж) наличию в местах развития высоких фаций метаморфизма (амфиболитовой и гранулитовой) участков гранитизации в виде мигматитов.

Зона ультраметаморфизма расположена ниже зоны регионального мета-

морфизма и сопряжена с ней постепенным переходом. В ней развиваются сложные процессы гранитизации, вследствие чего она сложена мигматитами, включающими останцы метаморфических пород. Особенностями ее являются: а) аллохимический характер преобразования первичных пород, б) главные процессы изменения пород — гранитизация в виде переплавления, метасоматического замещения и перекристаллизации, в) широкое распространение жил гранитов и пегматитов, свидетельствующих о селективном переплавлении метаморфических пород, г) вынос из зон гранитизации Fe, Mg, Ca, Ti и многих других рудных элементов (см. главу V).

Большинство эндогенных рудных месторождений расположено в зоне регионального метаморфизма. Это многочисленные месторождения железа, марганца, титана, золота, урана и многих других металлов.

В зоне ультраметаморфизма образовались остаточные растворы. В основе их были метаморфические флюиды, обогащенные рудными элементами, которые не вошли в кристаллические решетки различных гранитоидов, сформировавшихся при ультраметаморфизме. Во время конечных — послеультраметаморфических — процессов рудоносные растворы, перемещаясь по тектоническим зонам (протоактивизации) способствовали метасоматическим и жильным образованиям рудных месторождений.

По геологическим и геофизическим данным, в земной коре кристаллических щитов выделяются два различных по составу и строению слоя (или поля). Один расположен преимущественно у поверхности щитов и сложен существенно метаморфическими породами, другой (гранитоидных пород) находится ниже первого на различных глубинах. Соответственно каждый слой, или пояс,

при формировании сопровождался образованием различных типов метаморфогенных месторождений. В верхнем слое среди метаморфических пород, образовавшихся при региональном метаморфизме, находятся метаморфизованные и метаморфические месторождения, в нижнем (гранитоидном) — месторождения, генетически связанные с ультраметаморфизмом.

На рис. 16 показано размещение областей метаморфических и ультраметаморфических пород и различных типов метаморфогенных месторождений: а) метаморфизованные месторождения залегают в виде пластов и стратифицированных залежей согласно с вмещающими породами и принимают участие в общей складчатости; б) метаморфические месторождения располагаются в локальных местах интенсивной складчатости в виде пластовых и секущих рудных залежей, сопровождающихся обычно ореолом вкрапленного оруденения; в) месторождения, образование которых обусловлено постультраметаморфическими растворами, расположены среди диафторитов, которые приурочены к тектонитам, секущим ультраметаморфические и метаморфические породы.

На схеме показана зона, по которой проходили растворы, мобилизовавшие рудогенные элементы из ультраметаморфических и метаморфических пород и переносившие их в верхние горизонты. Эти элементы могли служить материалом для рудообразования.

Метаморфизм пород, слагающих все щиты и древние платформы, сопровождался формированием метаморфогенных рудообразующих систем. По глобальным масштабам и длительному геологическому развитию метаморфизм и связанные с ним метаморфогенные рудообразующие системы должны относиться к общим планетарным закономерностям развития Земли. Рудообразующие метаморфогенные системы формировались под влиянием конвективного тепла Земли, поднимавшегося из подкоровых глубин. Это тепло явилось главной причиной перекристаллизации пород и создания тепло-массопереноса, приведших к перемещению рудогенных элементов. Рудообразующие системы формировались из подкоровых флюидов и вод, высвобождавшихся при перекристаллизации и переплавлении осадочных и вулканогенных пород (рис. 17).

Первый этап — развитие метаморфиз-

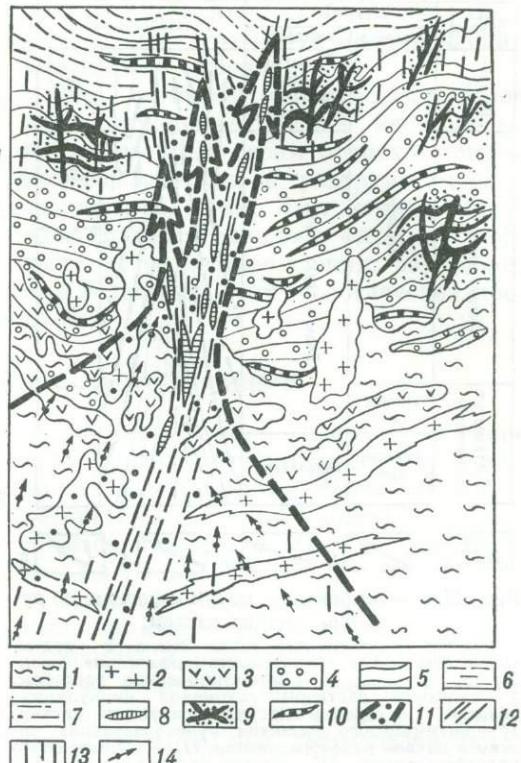


Рис. 16. Размещение метаморфогенных месторождений.

*Область:* 1 — регионального метаморфизма, II — ультраметаморфизма; 1 — мигматиты, 2 — граниты, 3 — породы амфиболовой фации метаморфизма; 4—7 — метаморфические породы зеленосланцевой фации: 4 — песчаники, конгломераты, 5 — кристаллические сланцы, 6 — карбонатные породы, 7 — тонкополосчатые сланцы; 8—10 — месторождения: 8 — ультраметаморфические, 9 — метаморфические, 10 — метаморфизованные; 11 — зона диафторитов; 12 — тектониты, 13 — трещиноватость; 14 — направление движения метаморфических растворов

ма и ультраметаморфизма — вызвал разрушение кристаллических решеток минералов и переход многих химических элементов в подвижное состояние. Эти элементы насыщали растворы и флюиды, переводя их в метаморфогенные рудные растворы. Описываемая область отвечает периоду зарождения метаморфогенных рудообразующих систем (рис. 17, поле I).

Второй этап — максимального развития и завершения метаморфизма и ультраметаморфизма — отвечает области формирования рудообразующих систем и началу процессов рудообразования. Для него характерно образование метаморфизованных и частично метаморфических месторождений (рис. 17, поле II).

Третий этап — постультраметаморфизма иprotoактивизации — отвечает области оптимального рудообразования;



Рис. 17. Формирование метаморфогенных рудообразующих систем:

1 — поток конвективного тепла Земли, 2 — подкоровые флюиды, 3 — ультраметаморфические флюиды и растворы, 4 — метаморфические растворы, 5 — водозные растворы глубинной циркуляции; области: I — зарождения рудообразующих систем, II — оптимального развития рудообразующих систем и начала рудообразования, III — оптимального рудообразования, IV — телетермального рудообразования

характерно формирование собственно метаморфических и ультраметаморфических месторождений (рис. 17, поле III).

Четвертый этап отвечает действию метаморфогенной рудообразующей системы в зоне развития осадочных пород, измененных в условиях глубинного эпигенеза (метагенеза). Это область низкотемпературного (телетермального) рудообразования (рис. 17, поле IV).

Рассмотрим значение и rationalность принятой терминологии для метаморфогенного класса рудных месторождений.

До настоящего времени нет общепринятых терминов для обозначения месторождений, образование которых связано с метаморфизмом и ультраметаморфизмом (гранитизацией).

Еще К. И. Богданович [40] в генетической классификации рудных месторождений выделил генетический класс метаморфогенных месторождений, подразделив его на метаморфизованные и метаморфические. Н. И. Свитальский [189] на равных основаниях с магматическими и поверхностными (экзогенными) классами месторождений выделил класс метаморфических, к которому отнес железорудные месторождения

Кривого Рога, Кременчуга и КМА, марганцевые месторождения Урала, колчеданные месторождения Южной Вестфалии и Раммельсберга. В. А. Обручев [160] в своей классификации рудных месторождений выделил класс метаморфических месторождений (пиromетаморфических, динамометаморфических и гидатометаморфических). А. Г. Бетехтин [34] наравне с эндогенными и экзогенными месторождениями выделил группу метаморфогенных, подразделив ее на два класса — метаморфизованных и метаморфических. Я. Н. Белевцев [16] все месторождения, образованные при метаморфизме, как и большинство предыдущих авторов, отнес к метаморфогенному классу и подразделил их на три подкласса — метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические (постгранитизационные). В этой классификации, кроме того, выделены метаморфические и метаморфизованные месторождения, осложненные ультраметаморфизмом, или гипергенезом.

В. И. Смирнов [197, 201] также выделил самостоятельный класс метаморфогенных месторождений, подразделив его на метаморфизованные и метаморфические. Метаморфогенный класс месторождений в своих обобщающих работах выделяли и П. М. Татаринов [219], В. Н. Котляр [119] и многие другие.

Метаморфизованные месторождения образовались в два этапа: дометаморфический и метаморфический. На первом в условиях седиментации, вулканизма или совместного их действия образовывались рассеянные накопления металлов. Например, железо — в железисто-кремнистых, марганец — в карбонатно-марганцевых, медь — в углисто-кремнисто-медиевых образованиях. На втором этапе произошла перекристаллизация металлодержащих пород и приобретение ими необходимых технологических свойств. Сущность этого процесса состояла в собирательной кристаллизации рудных минералов. Практически без существенной концентрации металлы (кремнисто-железистые осадки) превращаются в железистый кварцит, марганецодержащие глины — в псиломелановые руды и др.

Метаморфическими месторождениями именуются такие обособления (концентрации) рудного вещества при метаморфизме, которые ранее были рассеяны в первичных породах.

Ультраметаморфическими месторож-

дениями названы рудные скопления, образовавшиеся среди полей ультраметаморфизма — гранитизации, где все первичные осадочные и вулканические породы превращены в мигматиты и граниты. Эти месторождения формировались под влиянием остаточных постгранитизационных рудоносных растворов, которые поднимались по тектоническим зонамprotoактивизации, образуя на своем пути рудные месторождения. В частности, так сформировались рудо-

носные альбититы, карбонатиты, листвениты, пегматиты. Эти месторождения имеют свои особенности.

Под термином «метаморфогенные» мы понимаем весь класс месторождений, обязанный своим происхождением метаморфическим и ультраметаморфическим процессам. Этот термин имеет ранг «магматогенных» и «седиментогенных», т. е. месторождения, образованные вследствие этих геологических процессов.

## VII.1. МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Первичное накопление металлов в метаморфизованных месторождениях относится к дометаморфическому периоду. Метаморфизм существенно влиял на преобразование пород в условиях различных фаций регионального динамотермального метаморфизма, которое выразилось в перекристаллизации и изменении минерального состава, приведшее к совершенствованию качества полезного ископаемого без изменения вида и места залегания. Во многих случаях промышленная ценность месторождения формируется вследствие метаморфической кристаллизации первичного материала породы.

Перекристаллизация и изменение минерального состава руд обычно настолько полные, что реликты первоначальных минералов и структур не сохраняются. Это особенно хорошо прослеживается на метаморфизованных месторождениях железных руд Криворожского бассейна.

Кристаллизация минералов происходила без привноса минералообразующих компонентов, так как все необходимые элементы находились в первичных породах. По этой причине перемещение материала происходило на небольшие расстояния, вероятно, ограниченные рудной зоной. В процессе метаморфизма возникали новые метаморфические образования (прожилки альпийского типа, пропластки, стяжения). В общей массе залежи они не оказывали существенного влияния на качество и состав месторождения. В отдельных благоприятных местах за счет притока рудных компонентов формировались более богатые руды, которые можно рассматривать как метаморфические.

Метаморфизованные месторождения представлены стратиформными пласто-

выми залежами, располагающимися среди пород, близких по составу к осадочно-вулканогенным формациям; парагенезисы минералов пород и руд относятся к одним и тем же метаморфическим фациям.

Осадочная порода, как известно, состоит из кластогенных зерен различной величины и различного состава, аутигенных минералов или слабораскристаллизованных илистых осадков. Рудные компоненты в ней сосредоточиваются либо в кластогенных зернах, либо в илистых осадках и аутигенных минералах. С химической точки зрения эти гетерогенные породы представляют собой неравновесную систему, которая при благоприятных условиях будет стремиться приблизиться к равновесному состоянию. Химическое равновесие в такой системе наступит тогда, когда будут использованы все возможности химических превращений. Каждый компонент породы имеет свои границы устойчивости, а когда они превзойдены, он становится активным (подвижным) и вступает в химическое взаимодействие с другими компонентами. Растворы, имевшиеся в породе и проходящие через нее, при повышении температуры и давления активно влияли на различные элементы, переводили их в растворенное состояние до тех пор, пока условия не изменились настолько, что это вызывало образование новых минеральных форм, устойчивых для этих термодинамических условий.

При образовании метаморфизованных месторождений преобладал процесс перекристаллизации первичной породы с незначительным перемещением рудного вещества, выраженным в виде сорбирательной кристаллизации. Метаморфическая дифференциация и перекристаллизация усиливают контрастность

Таблица 21. Изменение минерального состава железистых пород в зависимости от исходного материала и фаций метаморфизма (по данным Л. Я. Ходюш [241] с добавлениями и изменениями автора)

Метаморфическая фация		Первичная аутигенно-минеральная зона			
		железо-силикатная	железо-карбонатная	железо-закисная	железо-окисная
Зеленых сланцев	Унаследованная зона	хлоритовая	сидероплезитовая	магнетитовая	гематитовая
	Порода	Кварц-биотит-хлоритовые Кварц-сидероплезитовые Сидероплезитовые Хлорит-магнетит-сидероплезитовые Сидероплезит-магнетитовые Магнетитовые Гематит-магнетитовые Магнетит-гематитовые			
Амфиболитовая	Унаследованная зона	Железо-рогообманковая рогообманковая		Магнетитовая	
	Порода	Гранат-биотит-рогообманковые Гранат-рогообманково-грюнеритовые Грюнеритовые Магнетит-гранат-рогообманково-грюнеритовые Магнетит-грюнеритовые Грюнерит-магнетитовые Магнетитовые			
Гранулитовая	Унаследованная зона	Железо-широксеновая рогообманковая		Магнетитовая	
	Порода	Пироксен-гранат-рогообманковые Рогообманково-пироксеновые Гранат-пироксеновые Пироксеновые Магнетит-оливин-пироксеновые Пироксен-магнетитовые			

рудных залежей, расположенных среди слаборудных или безрудных пластов. Небольшой выносrudогенных компонентов за пределы рудной залежи (или пласта), как и изменение минерального состава, могли повлечь за собой некоторое изменение качества (но не вида) полезного ископаемого.

Метаморфизованные месторождения перекристаллизовывались в условиях изохимического метаморфизма без существенного привноса или выноса рудообразующих компонентов. Это, например, железистые роговики, джеспиты, развитые на УЩ, а также на многих щитах мира, марганцевые месторождения Индии, полиметаллические месторождения Австралии, золотые, медные, урановые — в конгломератах и песчаниках Канады, Бразилии и Южной Африки и многие другие.

Среди подкласса метаморфизованных месторождений выделяются три группы в зависимости от первичного состава пород, послуживших источником рудных компонентов: а) осадочно-метаморфизованные — железа, марганца, золота, урана, титана, платины; б) осадочно-вулканогенно-метаморфизованные — меди, железа, полиметаллов и марганца; в) магматогенно-метаморфизованные — никеля, меди, титана и другие.

Минеральный состав руд и вмещающих пород метаморфизованных месторождений находится в полной зависимости от первичного (исходного) материала и стадии метаморфизма. Например, в табл. 21 показано, как меняется

минеральный состав железистых пород в зависимости от фаций метаморфизма и первичного состава пород, подвергшихся метаморфизму. По мере усиления метаморфизма замечается постепенное ухудшение, а при очень высоких ступенях метаморфизма — и постепенное исчезновение полосчатости. Пироксен-гранат-магнетитовые породы Урала, Кольского п-ова и Приазовья отличаются слабополосчатым или близким к равномерному распределению магнетита, кварца, пироксена и других минералов.

Метаморфизованные месторождения имеют отличительные особенности, на основании которых их можно выделять среди других подклассов метаморфогенных месторождений, а также отличать от постмагматических.

1. Для залежей характерна пластовая форма залегания, хотя встречаются и крупные уплощенные линзы, напоминающие прерывистые пласти. Мощность рудных тел не зависит от трещиноватости или складчатости пород, вмещающих залежь. Залежи или рудные пласти часто приурочены к определенному литолого-стратиграфическому горизонту и распространены на значительных площадях. Залежи располагаются среди пород, относящихся к тем же первично-осадочным формациям, что и рудные пласти. Все это как бы сближает метаморфизованные месторождения с месторождениями

осадочного генезиса, что, несомненно, является их главной особенностью.

2. Минеральные составы метаморфизованных месторождений и вмещающих их пород близки по набору парагенезисов минералов и степени кристаллизации. Зачастую сохраняется первичная слоистость. Хорошо видно закономерное размещение различных метаморфических фаций. Нет ореолов изменения боковых пород, однако во многих случаях хорошо видны постепенные контакты руды и породы. Эти контакты хорошо выражены уменьшением рудных минералов.

3. Отсутствуют секущие контакты руд, равно как и жильные образования с тем же набором минеральных ассоциаций, что и в пластовых залежах. Вместе с тем часто наблюдаются послойные и трещинные жилы альпийского типа, в которых развиты минералы, наиболее распространенные в залежах этого типа. Так, в пластах железистых роговиков широко развиты кварц-гематитовые и кварц-пиритовые жилы, идущие по поперечным трещинам отрыва, в кварцитах — жилы кварца, а в мраморах — жилы кальцита.

Таким образом, в метаморфизованных месторождениях сочетаются признаки и первично-осадочного, и метаморфогенного происхождения, что в подавляющем большинстве случаев позволяет отличить их от других генетических типов.

## VII.2. ОБРАЗОВАНИЕ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Большинство исследователей колчеданных месторождений зеленокаменного пояса Урала до настоящего времени связывают их образование с гидротермами, поступавшими из гранитных массивов и мощных вулканических интрузивов типа кварцевых альбитофиров. После детальных работ А. Н. Заварицкого [92, 93], В. И. Смирнова [197], С. Н. Иванова и В. П. Логинова [97], С. Н. Иванова и В. М. Нечеухина [98] стало известно, что все эти месторождения были подвержены региональному метаморфизму, и в настоящее время одной из первостепенных задач в познании их генезиса является установление конкретных признаков метаморфизма и относительного времени его проявления.

Большая часть месторождений расположена на границе фаций региональных

изменений вмещающих толщ — хлорит-эпидотовой и пумпеллиит-пренитовой. Рудные тела залегают в общем согласно с вмещающими породами, морфология их находится в прямой зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород. На Среднем Урале рудные тела залегают среди кварц-хлорит-серицитовых или кварц-серицитовых сланцев и представлены уплощенными линзами. На Южном Урале, где вмещающие породы метаморфизованы слабее, рудные тела морфологически более сложные и проявляют большую изометричность.

Поскольку колчеданные месторождения образовались на ранней стадии развития геосинклинали — от кембрия до нижнего карбона включительно, естественно, что в течение длительного геологического времени они претерпевали значительные изменения. Для выяснен-

ния роли метаморфизма в рудогенезе важно установить характер изменения в рудах с момента их накопления до преобразования в промышленные месторождения. В этом отношении интересно сопоставить слабо метаморфизованные южноуральские месторождения с более метаморфизованными Среднего Урала.

К южноуральским месторождениям, более всего сохранившим первоначальный облик, относятся Блявинское, Сибайское, Комсомольское, Яман-Касы. Наряду с серым колчеданом здесь встречаются землистые руды, сложенные тонкодисперсным дисульфидом железа. Они разбиты трещинами, выполненными колломорфным или зернистым пиритом и кварцем. Раскристаллизация тонкодисперсного дисульфида неравномерна, вследствие чего тонкозернистая масса пирита разбита трещинами, выполненнымым более крупнозернистым пиритом.

Т. Н. Шадлун, детально изучавшая южноуральские месторождения, пришла к выводу, что с самого начала рудное вещество выпадало из растворов в виде гелеобразной массы, подобной образующейся в водных бассейнах и в настоящее время. Вследствие диагенеза и раскристаллизации уменьшался объем, возникали трещины контрактации, которые выполнялись минералами, входившими в состав первоначально отложенных тонкодисперсных руд. В ходе раскристаллизации происходила дифференциация вещества. Первым выкристаллизовался пирит, затем ассоциация пирит + сфалерит + халькопирит, еще позже — сфалерит + халькопирит + пирит и завершалась кристаллизация ассоциацией борнит + ангидрит + + кварц + кальцит.

На Среднем Урале колчеданные залежи тесно ассоциируют с туфами и осадочными породами типа филлитов. Они залегают согласно слоистости вмещающих пород и приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Как вмещающие породы, так и руды рассланцованны. Зеленокаменные породы на большинстве месторождений Среднего Урала образовались в течение нескольких стадий регионального метаморфизма, причем общее направление метаморфизма, как полагает А. Н. Заварницкий [92], регressive. Прослеживается последовательное превращение с падением температуры от актинолит-стилпномелан-эпидотовой фации до

хлорит-пумпеллиитовой и серицит-карбонатной.

Метаморфизм изменил облик рудных тел и вмещающих пород на Среднем Урале. Однако приуроченность рудных тел к определенным горизонтам, в которых развиты нормально-осадочные породы и туфы, а также реликты колломорфных структур, свидетельствует о генетической близости руд Среднего Урала к подобным, но слабо метаморфизованным рудам Южного Урала.

Пирит, главнейший минерал колчеданов, в ходе метаморфизма кристаллизовался в широких пределах. С одной стороны, он встречается в ассоциации с эпидотом в виде деформированных зерен, с другой, — в виде корочек в низкотемпературных жилках, секущих кварц-сериицитовые сланцы. В мало расланцованных альбитофирах пирит ассоциирует чаще с эпидотом, причем кристаллы эпидота и пирита уже существовали до формирования хлорита и серицита. В кварц-сериицитовых сланцах, где особенно много пирита, он находится либо в виде равномерной густой вкрапленности изометрических зерен, которые обтекаются сланцеватостью, либо в виде линзовидных скоплений, также обтекаемых сланцеватостью. Халькопирит во вмещающих породах образует скопления в кварц-пиритовых линзах или жилках, секущих сланцы. Кристаллизация главной массы халькопирита во вмещающих породах происходила на самой низкотемпературной серицит-карбонатной стадии метаморфизма. Интервал времени кристаллизации сфалерита больше, чем халькопирита. Сфалерит образует равномерную вкрапленность, такую же, как вкрапленность пирита, но встречается и с халькопиритом в секущих жилках. Борнит распространен локально и тяготеет к прослоям мраморизованных известняков. Такое типичное метаморфическое образование — результат взаимодействия халькопиритовых руд с известняками во время регионального метаморфизма.

Сравнивая ряд месторождений Среднего и Южного Урала, была установлена такая последовательность формирования колчеданных залежей. Первоначально руды отлагались при коагуляции коллоидного вещества и адсорбции сульфидов тонкокристальными туфами, туффитами, глинами. Тонкодисперсные рудные массы в дальнейшем преобразо-

вывались на стадии диагенеза. Вследствие метасоматических замещений, обусловленных метаморфизмом и присутствием метаморфических растворов, создавались условия для дифференциации и переотложения рудного вещества. При этом формировались новые минеральные ассоциации как в рудах, так и во вмещающих породах. Для пород и руд Южного и Среднего Урала типичны следующие признаки метаморфизма.

1. Повсеместное замещение зонального пирита (характерное для диагенетических руд) однородным, не содержащим включений с более совершенной кристаллической решеткой. Для метаморфического пирита характерны повышенные в три раза содержания кобальта и пониженены в семь–восемь раз — селена и теллура.

2. Разложение сфалерита, вынос цинка из колломорфных обособлений, где сфалерит находится в тесном срастании с другими сульфидами; переотложение его в виде ксеноморфных агрегатов или порфировидных зерен в боковые породы и на периферию рудных залежей. Очищение сфалерита от примесей и осветление его при переотложении.

3. Переクリсталлизация и замещение в широких масштабах одних генераций минералов другими в результате деформации и метасоматических процессов в условиях повышенных температур. Повсеместно, но с различной интенсивностью пирротин замещает основные минералы колчеданных руд — пирит, сфалерит, халькопирит. Чем выше степень метаморфизма месторождений и окружающих пород, тем больше пирротина в рудах. При замещении пирита в массивном серном колчедане пирротином происходит и частичное переотложение пирита с новообразованиями

крупных зерен, как бы скементированных пирротином, иногда в смеси с хлоритом. Халькопирит обычно замещается пирротином псевдоморфно. В свою очередь пирротин замещается магнетитом, марказитом, сидеритом.

4. На Среднем Урале в широких масштабах — замещение колчеданных руд хлоритом и серицитом (помимо замещений рудных минералов рудными же). Обычно в первую очередь замещается борнит, затем галенит, халькопирит, теннантит, сфалерит и, наконец, пирит.

5. Перераспределение ряда компонентов в результате метасоматических замещений, вызванных метаморфизмом. В одних случаях такие замещения отрицательно сказывались на содержании в рудах полезных компонентов, в других, наоборот, обусловили высокие концентрации меди, золота и других металлов. Примером могут служить новообразованные борнитовые руды, в которых концентрация меди в два раза выше, чем в халькопиритовых рудах.

6. Образование линейных структур. На месторождениях им. III Интернационала, Учалы, Дегтярском и других линейные структуры служат важнейшим фактором, показывающим направление пластических течений. Они четко проявлены как в рудах, так и во вмещающих породах, и ориентировка их в обоих случаях совпадает.

Перечисленные признаки характерны для большинства колчеданных месторождений Урала. Они свидетельствуют о том, что под воздействием метаморфизма и метаморфических растворов колчеданные руды изменили облик, который они приобрели при диагенезе. В них полностью или почти полностью исчезли прежние структуры и текстуры, во многом изменился минеральный состав (Южный Урал).

### VII.3. ОБРАЗОВАНИЕ КОЛЧЕДАННЫХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Генезис колчеданных и свинцово-цинковых месторождений может быть различным — от осадочного (для колчеданных) до магматогенного и метаморфогенного. Метаморфогенные же месторождения рассматриваемых минерально-вещественных типов применительно к существующей классификации [63, 201] довольно однообразны.

Практически все классические колчеданные месторождения, включая соб-

ственно серно- и медно-колчеданные, а также колчеданно-полиметаллические, следует относить к группе метаморфизованных, т. е. возникших до процесса метаморфизма, но впоследствии метаморфизованных одновременно с вмещающими породами до такой степени, что метаморфические признаки в форме и строении рудных тел, их структурно-текстурных особенностях и технологических свойствах оказываются доми-

нирующими. При этом месторождения могут располагаться как среди вулканогенно-осадочных толщ (чаще всего), так и среди осадочных комплексов, преимущественно углеродсодержащих; в последних вулканогенные образования проявлены слабо и до недавнего времени часто вообще не отмечались.

К этой группе относятся, по-существу, все самые крупные колчеданно-полиметаллические месторождения, в том числе Брокен-Хилл в Австралии (крупнейшее свинцово-цинковое) и медно-серебро-свинцово-цинковое Маунт-Айза, входящее в десятку крупнейших в мире. Месторождение Брокен-Хилл находится среди глубокометаморфизованных пород нижнего протерозоя, а Маунт-Айза — среди кремнисто-доломитовых и пирит-доломит-углистых сланцев среднего протерозоя. В эту же группу входят широко известные сульфидные руды лептитовой формации Швеции и Финляндии, колчеданные месторождения Урала, Северного Кавказа, месторождение Озерное и Холодниковое в Прибайкалье, медно-колчеданные руды Джагдинской зоны Верхнего Приамурья и многие другие.

Медно-колчеданные, медно-цинковые колчеданные и медно-никелевые месторождения характерны также для межкупольных прогибов раннего докембрия, представленных реликтами зеленокаменных поясов.

Для метаморфизованных месторождений золота (метаморфизованная группа колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений) отмечается главным образом прямая зависимость между интенсивностью оруденения и размерами содержащих их зеленокаменных поясов или геосинклинальных прогибов. Так, промышленные раннедокембрийские медно-колчеданные, колчеданно-медно-цинковые и медно-никелевые месторождения находятся только в тех зеленокаменных поясах, ширина которых достигает десятков, а длина сотни — первые тысячи километров [182]. Формирование таких месторождений тесно связано с накоплением вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов и становлением сопровождающих их магматических образований.

В процессе прогрессивного метаморфизма и роста гранит-гнейсовых куполов существенно изменяются минеральный состав и форма рудных тел, происходит регенерация и переотложение

сульфидов, новообразование различных минералов, значительное пространственное перераспределение полезных компонентов. Однако в целом на значительные расстояния это переотложение не распространяется. Руды практически не выходят за пределы исходныхrudовмещающих пачек. Новообразованные секущие апофизы, прожилки и рудные тела отмечаются, но размеры их незначительны. В этот период, в частности, происходит замещение пирита и арсенопирита пирротином, диссоциация и замещение магнезиально-железистых карбонатов анкерит-сидеритового ряда вначале хлоритоидами, затем биотитом и, наконец, магнетитом; появляется ряд новых сульфидов, в том числе кобальтин, пентландит, леллингит, резко изменяются текстурно-структурные особенности руд, кристаллизуются типоморфные метаморфические минералы, отсутствующие в первичных неметаморфизованных рудах — дистен, гранат, ставролит, биотит.

На регрессивном этапе метаморфизма переотложение и метасоматические преобразования руд выражены интенсивнее; они, пожалуй, имеют более важное значение в метаморфогенном рудообразовании, прежде всего за счет повышенной активности регрессивных растворов. Такие изменения проявлялись, безусловно, многократно в различных  $PT$ -условиях. Особенно велика их роль в самых древних месторождениях, испытавших наибольшее количество наложенных воздействий тектономагматической и метаморфической активизации.

Если преобразования руд в процессе прогрессивного метаморфизма давно привлекали повышенное внимание исследователей, то изменения в процессе регрессивного метаморфизма еще явно недооцениваются. Между тем роль их, несомненно, значительна. Она, прежде всего, дает возможность понять присутствие в ряде случаев в существенных количествах минералов, например сульфидов (блеклых руд, аргентита, киновари, антимонита, марказита), явно неустойчивых в  $PT$ -условиях прогрессивного метаморфизма.

Подобно тому, как на прогрессивном этапе метаморфизма идет разложение относительно низкотемпературных минералов и замещение их более высокотемпературными, так на регрессивном этапе идет обратный процесс, при том

в значительных масштабах,— разложение высокотемпературных минералов и замещение их низкотемпературными. Следовательно, минеральный состав и парагенезисы, которые мы наблюдаем в рудных телах, развитых среди кристаллических сланцев, являются отражением условий регрессивного этапа метаморфизма, а не только прогрессивного. Необходимо иметь в виду, что сульфиды довольно неустойчивы и, как показал еще Н. М. Страхов [209], даже в условиях катагенеза и диагенеза переотлагаются и видоизменяются. Это обстоятельство не всегда в должной мере учитывается.

В качестве характерного примера можно назвать сульфиды железа. В обычных условиях на прогрессивном этапе процесс преобразований развивается по схеме: марказит — пирит — пирротин. Как мы неоднократно убеждались при изучении сульфидной минерализации в кристаллических сланцах, даже относительно слабо регрессивно измененных (например, в Байкало-Патомском нагорье), на регрессивном этапе не менее активно идет обратный процесс: пирротин либо сразу замещается пиритом (по наблюдениям в аншлифах), либо вначале марказитом, который, в свою очередь, замещается пиритом. Последний может сохранять форму выделений пирротина (линзовидные скопления, отдельные линзочки) или вновь образовывать мелко-, средне- и крупнокристаллические прожилки, в том числе в ассоциации с кварцем, карбонатами, халькопиритом, галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами.

Наличие пирита в метаморфизованных колчеданных и полиметаллических рудах, находящихся среди кристаллических сланцев, можно объяснить (по меньшей мере, в частных случаях) не только устойчивостью его при повышенном потенциале серы в высокотемпературных условиях, но и дисульфидизацией пирротина, ранее возникшего за счет пирита.

Такой прогрессивно-регрессивный ряд сульфидов наблюдался нами в Ленском районе, где отчетливо видно, как по мере нарастания метаморфизма осадочный и гидротермально-осадочный пирит сменяется пирротином, который в свою очередь снова замещается пиритом. Следствием этого являются пиритовые, кварц-пиритовые и карбонатно-пирито-

вые прожилки в кристаллических сланцах (например, Мамской кристаллической полосы) и даже в метаморфогенных пегматитах. Интенсивность развития такого пирита слабая.

Подобным образом, видимо, можно объяснить в ряде случаев и наличие других относительно низкотемпературных сульфидов среди интенсивно метаморфизованных руд.

В то же время, как это следует из детальных наблюдений такие регрессивные процессы в высокотемпературных зонах метаморфизма, как правило, не приводят к созданию новых промышленных концентраций Pb, Zn, Cu, Ag и других сопутствующих халькофильных элементов. Основной причиной, как нам представляется, является относительно слабое развитие в высокотемпературных зонах метаморфизма синметаморфических гидротермально-метасоматических процессов, необходимых для высвобождения и концентрации названных металлов.

Поэтому формирование метаморфогенных (аллохтонно-метаморфических) [31] промышленных месторождений этих металлов в высокотемпературных зонах метаморфизма вряд ли возможно, хотя и допускается рядом исследователей.

Интенсивное развитие гидротермально-метасоматических процессов метаморфогенного генезиса характерно для зеленосланцевой и цеолитовой зон метаморфизма — основных мест локализации и разгрузки метаморфогенных растворов, отжимаемых из высокотемпературных фаций. Поэтому данные фации метаморфизма наиболее предпочтительны для образования месторождений рассматриваемых металлов, прежде всего Pb и Zn.

По особенностям и закономерностям размещения метаморфогенные месторождения Pb и Zn, расположенные в низкотемпературных зонах метаморфизма, существенно отличаются от колчеданных и колчеданно-полиметаллических. Для них характерна подчиненная или незначительная роль пирита, пирротина и халькопирита. Определяющими являются галенит и сфалерит, нередко в существенных количествах присутствует флюорит; более значительно содержание магнезиально-кальциевых карбонатов и понижено — магнезиально-железистых и марганцовистых, т. е. основную роль играет

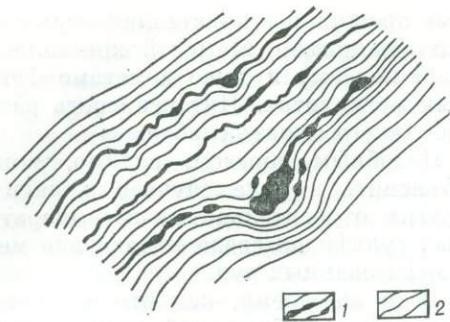


Рис. 18. Характер залегания сульфидных прожилков в «угллистых» сланцах. Слоистость огибает скопления сульфидов (Байкало-Патомское нагорье):

1 — сульфиды, 2 — вмещающие породы

халькофильный тип элементов. Для колчеданных же месторождений основными являются сидеро- и халькофильные элементы. Типичные примеры — свинцово-цинковые месторождения западной и северо-западной частей Прибайкалья (Таборное, им. Барвинского) и юго-восточной части Якутии.

По мнению многих исследователей [208], решающую роль в создании повышенных концентраций Pb, Zn и сопутствующих элементов для этих месторождений, как и для колчеданных, сыграли осадочно-гидротермальные

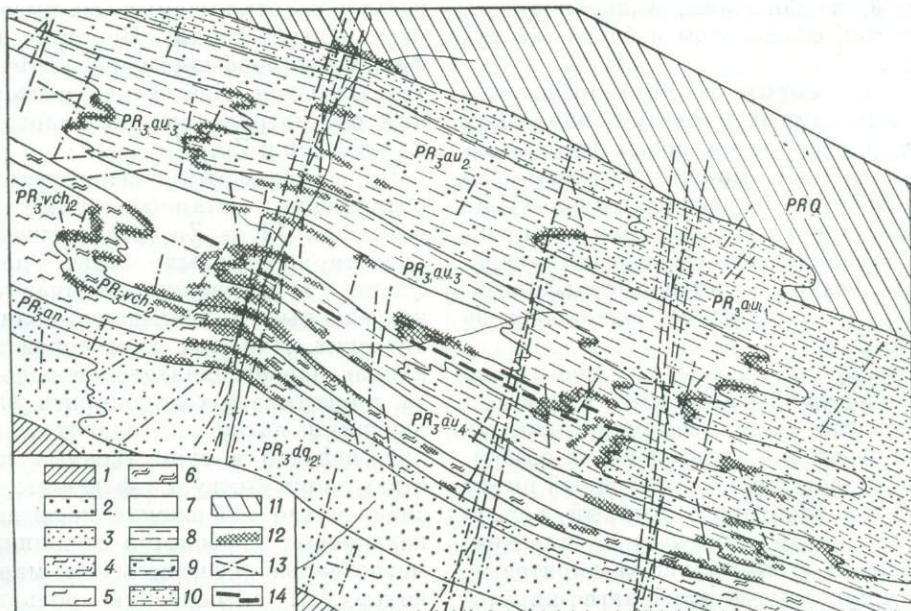
процессы. Фактических данных для таких выводов к настоящему времени накоплено достаточно. Прежде всего устанавливается приуроченность оруднения в региональном плане к конседиментационным глубинным разломам и зонам повышенной проницаемости, характерны метаколлоидные осадочно-полосчатые и слоистые текстуры, слоистая форма залегания рудных тел и прожилков. Рудные прослои вместе с вмещающими их породами подвержены складчатости (рис. 18). Отмечается и ряд других признаков осадочного рудоотложения [208]. Все эти факты свидетельствуют о конседиментационно-гидротермальной природе первичного накопления металлов.

В то же время есть материалы о возможном переотложении сульфидов и важной роли складчатых структур в локализации колчеданного и свинцово-цинкового оруднения: оно избирательно локализуется в местах усложнения складчатости (рис. 19).

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что свинцово-цинковые месторождения в региональном плане пространственно ассоциируют с месторождениями других металлов (прежде всего золота и ртути), и их размещение

Рис. 19. Избирательная приуроченность метаморфогенной сульфидной минерализации, развитой в «черносланцевых» толщах, к усложнениям складчатых структур (Витимо-Патомское нагорье):

1—11 — верхнепротерозойские углеродсодержащие осадочные породы зеленосланцевой фации метаморфизма: 1—4 — песчаные и существенно пестранные, 5—8 — углеродсодержащие сланцы, алевролиты при незначительной роли песчаников, 9—10 — преимущественно песчаники, алевролиты, 11 — известняки, известковистые сланцы; 12 — повышенная сульфидная минерализация; 13 — разрывные нарушения; 14 — кварцевые жилы



подчиняется региональной метаморфической зональности: они избирательно локализуются в периферических частях зональных метаморфических поясов (рис. 20). Характерный пример — трансрегиональный метаморфический пояс, проходящий на стыке Сибирской платформы с ее складчатым обрамлением [63]. Свинцово-цинковые месторождения здесь (в том числе и развитые в западной и северо-западной частях Прибайкалья) избирательно приурочены к зеленосланцевой — цеолитовой фациям метаморфизма зонального метаморфического пояса.

Подобная зональность намечается в Якутии, Среднем Приамурье, Енисейском и Нагольном кряжах. При этом в зависимости от величины эрозионного среза высокометаморфизованные породы могут вскрываться, либо предположительно находиться на глубине, судя по отрицательным гравитационным аномалиям.

Имеются геохимические данные [51], свидетельствующие о выносе Pb и Zn из пород фундамента в процессе формирования такой метаморфической зональности.

Все это свидетельствует о существенной роли метаморфогенных процессов

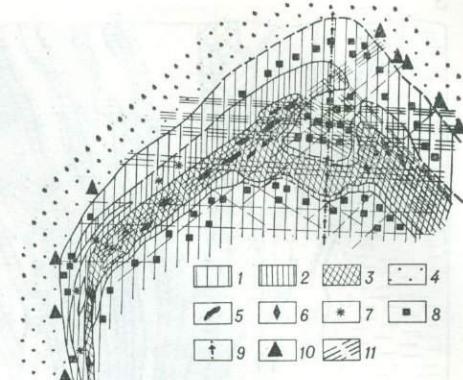


Рис. 20. Размещение фаций регионального метаморфизма и метаморфогенной минерализации в узлах сопряжения зон глубинных разломов [48].

**Фации метаморфизма:** 1 — зеленосланцевая, 2 — эпидот-амфиболитовая, 3 — амфиболитовая, совпадающая с центральной частью зоны разломов; 4 — платформенные неметаморфизованные отложения; 5 — мусковитоносные пегматиты; **оруденение:** 6 — редкометалльное и редкоземельное, 7 — редкометалльное высокотемпературное, 8 — прожилково-вкрашенное и жильное кварцевое и кварц-сульфидное золото; 9 — флогопитоносные пегматиты; 10 — полиметаллическое оруденение; 11 — глубинные зоны повышенной проницаемости

в формировании свинцово-цинкового оруденения. Оно, видимо, может быть представлено месторождениями как автохтонного метаморфизованного типа, так и новообразованными метаморфическими.

#### VII.4. ПРИМЕРЫ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

##### Золоторудное месторождение Колар

Месторождение Колар расположено на Юге Индии среди широкого поля древних гнейсов, относящихся к Дарварской системе докембрия. Оно сложено интенсивно метаморфизованными амфиболитами, слюдисто-амфиболовыми сланцами и редкими пластами железистых кварцитов. Эти породы образуют субмеридиональную синклиналь с крутым падением крыльев, осложненную поперечными изгибами в виде простых или кулисообразных складок. На территории месторождения изучено 15 рудных залежей: шесть золото-кварцевых, восемь золото-кварц-сульфидных и одна графит-сульфидно-кварцевая (рис. 21).

Залежи располагаются в пластах амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев вблизи контакта с массивными амфиболитами. Протягиваются они субпараллельно друг другу согласно со складчатой структурой и прослеживаются на протяжении 7—8 км по про-

стианию. Мощность залежей от нескольких сантиметров до 3—5 м. В них встречаются раздувы, которые в вертикальном разрезе представлены рудными столбами, приуроченными к участкам кулисообразных поперечных складок. Рудные столбы имеют северное склонение в случае правого кулисообразного изгиба и южное — в случае левого. Диагональные разломы смещают породы и рудные залежи.

Отчетливо выраженный стратиграфический контроль залежей, высокая степень катаклаза кварца (вплоть до полной перекристаллизации и превращения в кварцит), пластовое залегание рудных тел, подчиненных складчатым структурам, а также параллельное рудным телам расположение графитоносных пород, силикатов и части сульфидов послужили основанием для некоторых исследователей этого района принять сингенетическое образование месторождения. Строение рудных залежей свиде-

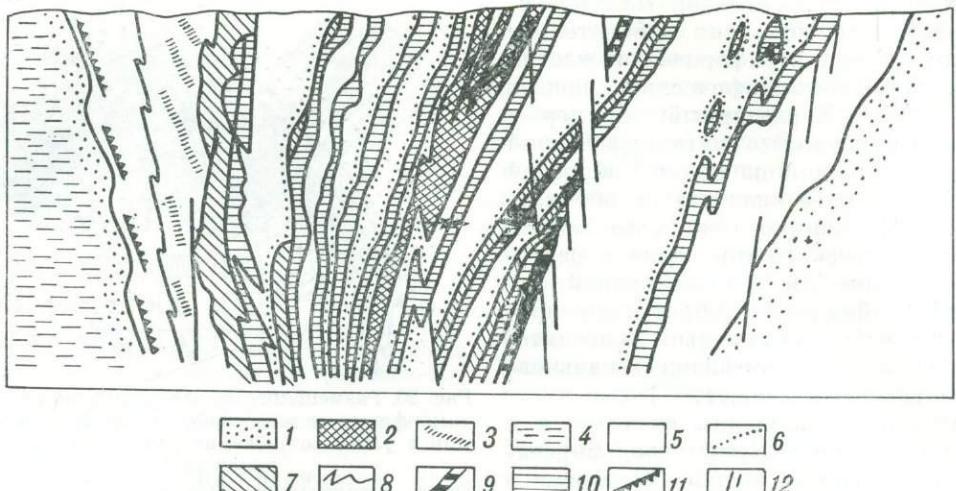


Рис. 21. Геологический разрез вкрест простириания рудного поля Колар (Индия):  
1 — гнейсы Чемпион, 2 — массивные амфиболиты, 3 — графит-сульфидно-кварцевые залежи, 4 — гнейсы Пеникула, 5 — сланцеватые амфиболиты, 6 — золотоносные кварц-сульфидные залежи, 7 — волокнистые амфиболиты, 8 — железистые кварциты, 9 — дайки долеритов, 10 — зернистые амфиболиты, 11 — магнетитовые кварциты, 12 — разломы

тельствует о некотором переотложении рудного вещества при метаморфизме. Так, отчетливо наблюдается скопление значительной части руды в рудных столбах, приуроченных к поперечной складчатости, тогда как плоскоапараллельные пласты на значительном протяжении беднее рудным материалом.

Как видим, это пример метаморфизо-

ванного месторождения, имеющего некоторые элементы собственно метаморфического образования (например, рудные столбы, сформировавшиеся вследствие метаморфической дифференциации первичного рудного вещества и скопления его в расслоенных частях пород, образованных крутостоящими поперечными изгибами).

### Скелеватское магнетитовое месторождение в Криворожском бассейне

Это месторождение расположено в южной части Криворожского железорудного бассейна в 12 км южнее центра г. Кривой Рог. На севере оно граничит с Валявкинским месторождением железистых кварцитов. Южной его границей служит выклинивание пород в районе замыкания Западно-Ингулецкой синклиналии. Длина по простирианию 5600, мощность рудного тела 135—400 м.

Месторождение приурочено к замковой части Основной синклиналии Криворожского бассейна, осложненной более мелкими складками и разрывными нарушениями. Самыми крупными осложняющими структурами являются Валявкинская и Екатерининская синклиналь и Валявкинская антиклиналь. Погружение оси Основной синклиналии северное под углом 10—20° (рис. 22).

В геологическом строении месторождения принимают участие метаморфические породы криворожской серии;

осадочные образования кайнозоя мощностью 3—50 м покрывают докембрийские породы.

Продуктивной толщей является нижняя часть саксаганской (средней) железорудной свиты. Представлена она первым, вторым и четвертым железистыми горизонтами, разделенными соответствующими сланцевыми горизонтами.

Первый железистый горизонт простирается на 7100 м, мощность его 20—70 в западном крыле и 45—110 м в восточном. В северной части месторождения он погружается до глубины 1160 м. Сложен силикат-магнетитовыми, силикат-карбонат-магнетитовыми, магнетит-силикатными, магнетит-карбонат-силикатными кварцитами, которые характеризуются крайне неравномерным соотношением кварцевых, рудных и сланцевых прослоев, что определяет их неоднородность и в химическом составе.

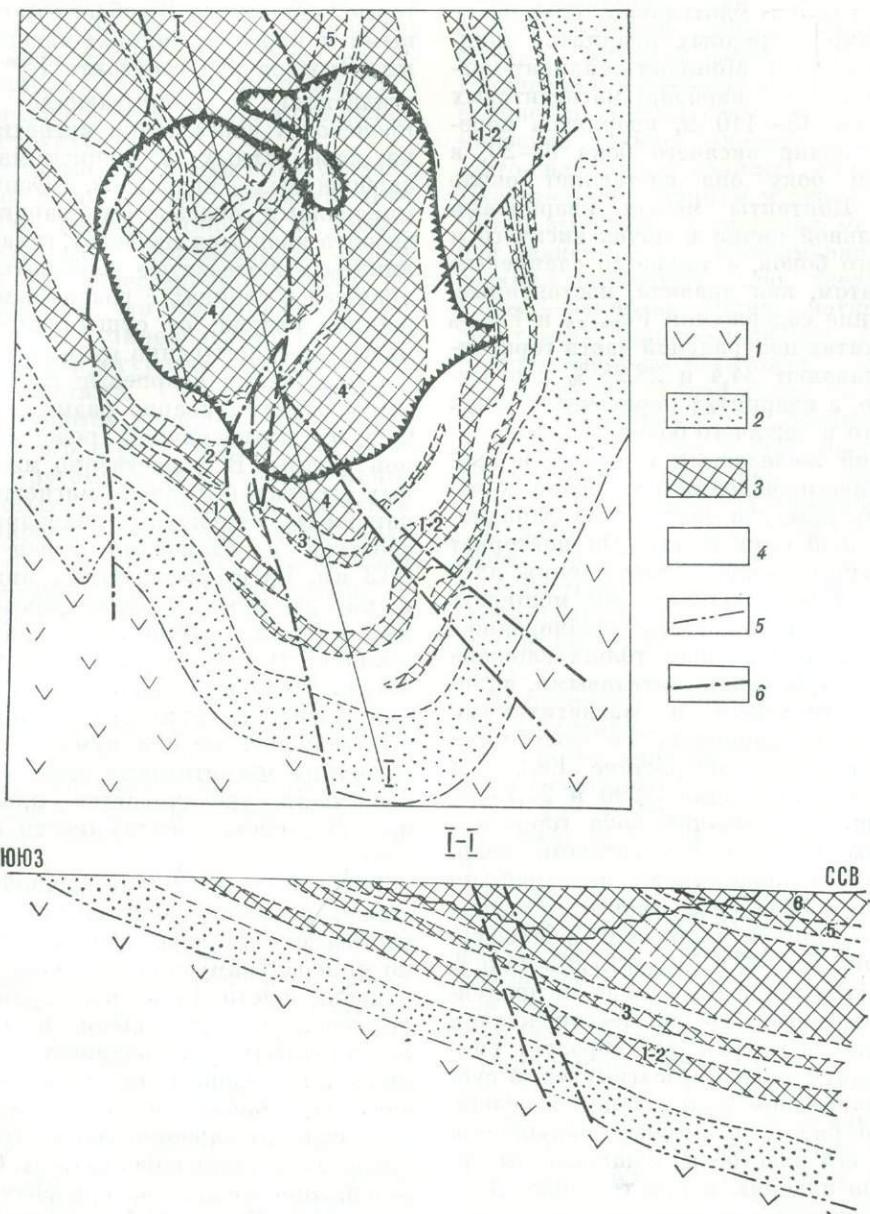


Рис. 22. Скелеватское магнетитовое месторождение железных руд (Криворожский бассейн): 1 — новокриворожская свита амфиболитов, 2 — скелеватская свита (конгломераты, филлиты); саксаганская свита: 3 — горизонты железистых пород (цифры на схеме 1—6), 4 — горизонты кристаллических сланцев, 5 — линии несогласного залегания пород, 6 — тектонические нарушения

Самые богатые силикат-магнетитовые и силикат-карбонат-магнетитовые кварциты залегают в центральной части горизонта и содержат  $\text{Fe}_{\text{общ}} 32,90$ ,  $\text{Fe}_{\text{магн}} 24,68 \%$ . Контакты между этими разновидностями и магнетит-силикатными кварцитами оторочек, как правило, постепенные с понижением содержания  $\text{Fe}$  растут до 25,5 и  $\text{Fe}_{\text{магн}}$  до 15,8 %.

Второй железистый горизонт залегает стратиграфически выше первого, отделяясь от него (неповсеместно) горизон-

том  $K_2^{2c}$ ; в структурном плане он имеет такие же распространение и морфологию, как и первый. Мощность горизонта в западном крыле изменяется от 30 до 120, в восточном достигает 100 м. Наибольшая глубина погружения отмечена в северной части и составляет 1075 м. Сложен он силикат-магнетитовыми, карбонат-силикат-магнетитовыми, магнетит-силикатными и магнетит-карбонат-силикатными кварцитами. Местами в кварцитах встречаются пропластки

амфибол-хлорит-биотитовых сланцев с прослойями безрудных кварцитов мощностью до 10 м. Мощность силикат-магнетитовых и карбонат-магнетитовых кварцитов 15—110 м, кварцитов переходной пачки висячего бока 8—20, в лежачем боку она составляет около 10 м. Контакты между кварцитами центральной пачки и пачек висячего и лежачего боков, а также со сланцевым горизонтом, как правило, постепенные.

Средние содержания Fe<sub>раст</sub> и Fe<sub>магн</sub> в кварцитах центральной части горизонта составляют 34,4 и 28,28 % соответственно, в кварцитах переходных пачек висячего и лежачего боков 25 и 16,3.

Третий железистый горизонт в пределах месторождения приурочен к западному крылу и замыканию Западно-Ингулецкой синклиналии. Он повторяет структурный план месторождения, длина его по простирианию 4300, мощность 12—65 м, строение его неоднородное. Основная центральная толща сложена силикат-карбонат-магнетитовыми, силикат-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами; мощность ее колеблется от 5 до 35 м; содержание Fe<sub>раст</sub> и Fe<sub>магн</sub> соответственно 32,96 и 21,75 %.

Висячий и лежачий бока горизонта сложены магнетит-силикатными кварцитами, являющимися переходными пачками к сланцевым горизонтам весьма непостоянной мощности. Среднее содержание Fe<sub>раст</sub> и Fe<sub>магн</sub> 27,0 и 14,5 %

В настоящее время основным продуктивным горизонтом на месторождении является четвертый. Он образует синклинальную складку, вытянутую в субмеридиональном направлении и осложненную рядом разрывных нарушений. Форма его пластовая, мощность выдержана по падению и простирианию. Длина горизонта в пределах месторождения составляет 5600 м, максимальное погружение на север до глубины 800 м. Истинная мощность горизонта изменяется от 160 до 500 м с постепенным уменьшением к югу.

По минеральному составу и структурно-текстурным признакам выделяются четыре разновидности железистых магнетитовых кварцитов: гематит-магнетитовые, карбонат-магнетитовые, силикат-карбонат-магнетитовые и силикатсодержащие магнетит-карбонатные. К центральной части горизонта тяготеют гематит-магнетитовые, прослеживающиеся неповсеместно. Выше и ниже располагаются магнетитовые кварциты, ко-

торые сменяются карбонат-магнетитовыми и карбонат-силикат-магнетитовыми. Переход руд горизонта K<sub>2</sub><sup>жк</sup> в подстилающие и покрывающие сланцы происходит через пачки магнетит-силикат-карбонатных и силикат-магнетит-карбонатных кварцитов. Основными минералами железистых кварцитов горизонта являются магнетит, гематит, силикаты и железистые карбонаты, находящиеся в слойках с различным содержанием кварца: от существенно кварцевых до существенно рудных.

Существенно кварцевые слойки сложены зернами кварца размером 0,06—0,08 мм изометричной, реже удлиненной формы. В существенно магнетитовых слойках (70—96 % магнетита) обнаружены структуры полиэдрических сростков с размерами зерен 0,06—0,12 мм. Из второстепенных минералов в магнетитовых слойках преобладает кварц, иногда карбонат, изредка хлорит и биотит. В слойках с содержанием магнетита 30—65 % наблюдаются срастания магнетита с кварцем, карбонатом и в меньшей мере с куммингтонитом. Величина магнетитовых зерен и сростков часто увеличивается пропорционально степени насыщенности слойков магнетитом.

Вещественный состав рудной толщи характеризуется значительной изменчивостью за счет чередования различных по минеральному составу пачек. В центральной части горизонта руды представлены магнетитовыми и гематит-магнетитовыми разновидностями с увеличением содержания к лежачему и висячему бокам карбонат-магнетитовых, силикат-карбонат-магнетитовых и магнетит-силикат-карбонатных. Среднее содержание Fe<sub>раст</sub> по горизонту составляет 34,9, Fe<sub>магн</sub> 28,1 с уменьшением соответственно Fe<sub>раст</sub> до 27,0 и 25,0 Fe<sub>магн</sub> до 14,8 и 12,4 в лежачем и висячем боках.

Рудные залежи имеют пластовую форму, достигающую порой мощности 200—300 м, вытянуты по простирианию на несколько километров. Глубина распространения руд различна и определяется глубиной погружения общей складчатой структуры. Рудные тела часто осложнены интенсивно развитыми и многообразными по форме складчатыми и разрывными нарушениями, приводящими нередко к значительным осложнениям морфологии залежей.

Скелеватское месторождение желези-

стых кварцитов можно разделить на три типа структурной приуроченности: к замковым частям складчатых структур, к крыльям складчатых структур и к зонам поперечных деформаций складчатых структур.

Железистые кварциты приурочены к толще пород низких ступеней метаморфизма (зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой). Значительная изменчивость их вещественного состава обусловлена тем, что они сложены разнообразными по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям разновидностями. Состав и строение руд изменяются не только при переходе от одного стратиграфического горизонта к другому, но и внутри отдельных железистых горизонтов (по простиранию, вкрест простирания и по падению). Железистые кварциты в основном представлены магнетитовыми, гематит-магнетитовыми, силикат-магнетитовыми и карбонат-силикат-магнетитовыми разновидностями.

Условия образования месторождения определяются следующими особенностями.

Месторождение слагают ритмично чередующиеся пласти железистых и сланцевых пород. Сланцы состоят из биотита, хлорита, кварца, реже — из амфибала и карбоната.

Каждый железистый пласт или горизонт представляет собой микроцикл седиментации, фиксирующейся закономерной сменой осадков: алюмо-силикатных, железисто-кварц-силикатных, железисто-кварцевых или джеспилитов, затем снова железисто-кварц-силикатных и алюмо-силикатных.

Таким образом, средняя часть сланцевого горизонта сложена алюмо-силикатными сланцами, средняя часть железистого горизонта — железистыми кварцитами или джеспилитами.

### Месторождение ураноносных конгломератов Эллиот-Лейк в Канаде<sup>1</sup>

Это месторождение расположено в центре Гуронской складчатой структуры в 35—40 км к северу от оз. Гурон. Оно относится к группе рудоносных конгломератов Блейнд-Ривер, расположенных в южной части провинции

Установленные особенности отвечают схеме осадочной дифференциации вещества, в которой выделены осадки механические (отвечающие им песчано-глинистые породы), механические и химические (алюмо-силикатные и железисто-силикатные сланцы), химические (железистые кварциты и джеспилиты). Четко выражена аутигенная минеральная зависимость в закономерном чередовании различных типов железистых пород — закисная фация (магнетит-сидеритовая), окисно-закисная (сидероплезит-хлорит-магнетитовая), окисная (гематитовая). Такая схема, по мнению Н. М. Страхова [209], возникла по профилю от берега вглубь бассейна и связана с уменьшением содержания органического вещества в осадке.

В железистых породах наблюдаются линзовидное залегание слоев, косая слоистость, послойное дробление и брекчирование слоев, размыт безрудных и несогласное залегание рудных слоев.

Приведенные данные свидетельствуют о первично-осадочном образовании железисто-сланцевых пород Скелеватского Магнетитового месторождения, равно как и всех других железорудных месторождений Криворожского бассейна.

Последующий метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций не привел к сколько-нибудь заметной концентрации железа. Однако полная перекристаллизация первичного железисто-кремнистого материала при метаморфизме обусловила образование магнетита, в состав которого вошло почти все железо первичного осадка.

Таким образом, метаморфизм является рудообразующим процессом, определившим переход первичного железосодержащего осадка в руду.

Онтирио у берегов оз. Гурон. Территория месторождения характеризуется наиболее полным разрезом кластогенной группы Брюс отложений нижнего Гурона [19]. Породы этой группы залегают непосредственно на гнейсах или мигматитах архея. Они представлены песчанистыми сланцами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, которые образуют синклинальную складку

<sup>1</sup> Описание приведено по личным наблюдениям автора.

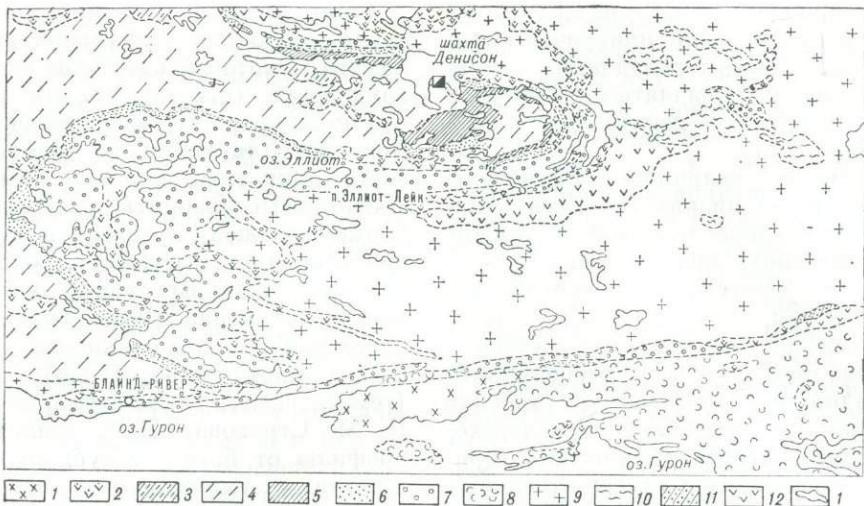


Рис. 23. Геологическая карта ураноносных конгломератов месторождения Эллиот-Лейк (Канада):

1 — граниты, сиениты, диориты, 2 — диабазы, габбро, диориты (оз. Гурон), 3 — кварциты, конгломераты, 4 — конгломераты, арковые песчаники, кварциты (группа Брюс), 5 — кварциты, конгломераты, арковые песчаники, 6 — конгломераты, известняки, граувакки, 7 — аргиллиты, кварциты, конгломераты, 8 — конгломераты, кварциты, известняки, метавулканиты (архей), 9 — граниты и сиениты, монцониты, кварцевые диориты, гнейсы, мигматиты, 10 — габбро-диориты, 11 — кварциты, 12 — основные метавулканиты, 13 — озера

протяженностью 55—60 и шириной около 15—18 км.

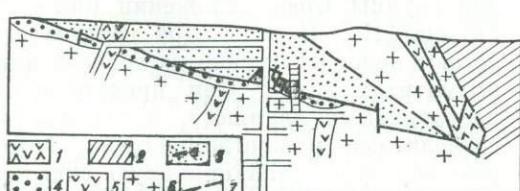
Рудный пласт конгломератов залегает у основания гуронских отложений, часто непосредственно на отложениях архея (рис. 23, 24).

Конгломераты рудного пласта состоят из галек жильного кварца и кварцита различной величины (до 5—6 см в поперечнике), спементированных слюдисто-песчанистым материалом. Последний содержит значительное количество сульфидов, которые концентрируются преимущественно вокруг кварцевых галек. Мощность рудного пласта 0,5—5 м, подстилается он кварцитами, перекрывается метапесчаниками. Рудные минералы (уранинит и браннерит) размещаются главным образом вместе с сульфидами вокруг кварцевых галек. Уран в породах является сингенетическим — россыпным или химически

осажденным [262]. Наблюдения автора в карьерах и шахтах, а также изучение образцов руд показало, что урановые минералы и сульфиды железа и меди размещаются послойно и приурочены только к цементу кварц-галечных конгломератов. Они раскристаллизованы при метаморфизме, как и другие минералы цемента конгломератов. Установлена прямая зависимость количества урана от скопления галечника в конгломератах. Возможно, прямая связь количества урана и сульфидов в породе указывает на сероводородный фронт при седиментации, что способствовало выпадению урана в осадках. Все это свидетельствует о первичном седиментогенном накоплении урана с последующим метаморфизмом и собирательной кристаллизацией сульфидов, оксидов и титанатов урана.

Отметим особенности золотоносных конгломератов района Эллиот-Лейк:

1) при мощности песчано-конгломератовой толщи в 10—12 км лишь в нижних слоях ее в пределах первых 150—200 м находятся ураноносные конгломераты; 2) ураноносными конгломератами являются только олигомиктовые разновидности, которые располагаются относительно маломощными пластами (1—5 м) среди полимиктовых конгломератов и всевозможных метапесчаников, не имеющих уранового оруденения.



## Месторождение Брокен-Хилл в Австралии<sup>2</sup>

Месторождение Брокен-Хилл расположено на Юге Австралии в штате Новый Южный Уэльс. Оно открыто в 1883 г. С тех пор из него добыто 120 млн. т руды или около 40 млн. т металла.

В настоящее время имеется еще 60 млн. т руды с таким же содержанием металлов. Кроме того, известны крупные запасы относительно более низкосортных руд.

Это действительно уникальное месторождение полиметаллических руд, характеризующихся столь крупными запасами металла и высоким их содержанием.

Месторождение приурочено к крупному неправильному по очертаниям блоку докембрийских пород, обнажающихся на площади 3 000 км<sup>2</sup>. Они образуют так называемый блок Вильяма, в пределах которого и выходят на поверхность метаморфические породы, представленные сложной серией нижнепротерозойских образований, собранных в сжатые узкие складки север — северо-восточного простирания. В состав комплекса входят силлиманиновые и андалузитовые сланцы и гнейсы при подчиненном значении метакварцитов, амфиболитов, кварц-полевошпатовых гнейсов и пластов железистых кварцитов. В породах блока отмечается увеличение степени метаморфизма от гранулитовых фаций на юго-востоке блока до зеленосланцевой на северо-западном его окончании.

Метаморфические породы содержат небольшие тела гранитов, ультраосновных пород. Весь комплекс прорван

дайками пегматитов и долеритов. В пределах блока известны многочисленные небольшие рудопроявления Pb, Zn, Cu, Ag, U, Sn и W. Возраст гнейсов блока 1,65—1,7 млрд. лет.

В тектоническом отношении блок относится к Центрально-Австралийской орогенической провинции и располагается на ее стыке с Восточно-Австралийской орогенической провинцией «Тасманской геосинклинали». Породы разбиты многочисленными крупными зонами смятия и разломами, а сам блок ограничен со всех сторон тектоническими нарушениями; предполагается, что блок Вильяма приурочен к крупному линеаменту восточной части Австралии — зоне Дарлинг.

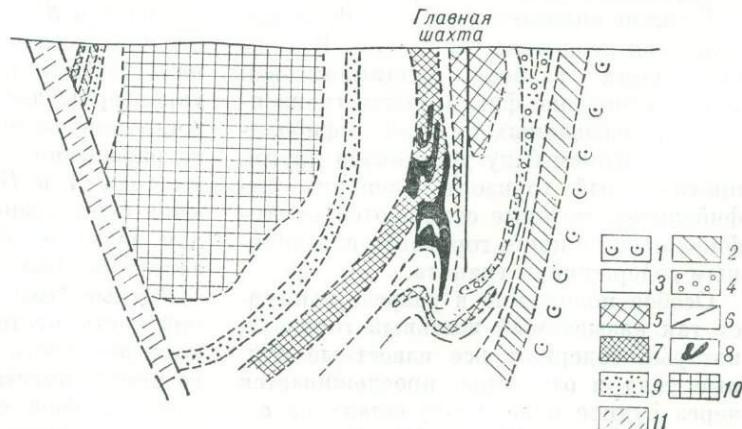
Месторождение Брокен-Хилл вытянуто в восток — северо-восточном направлении в виде узкой полосы, имеющей среднюю ширину 2 и длину 18 км. В общем плане это крупная синклинальная складка, в которую собраны метаморфические породы серии Вильяма. В пределах месторождения толщи метаморфических пород расположены в стратиграфической последовательности (рис. 25).

Метаморфические породы образуют сложную картину перемежаемости на общем фоне выдержанного крутого падения основных толщ разреза. В основании разреза отчетливо прослеживается (особенно в юго-западной части месторождения) горизонт амфиболитов мощностью около 100 м. Вверх по разрезу он сменяется выдержаным горизонтом гнейсов, отчетливо фиксируемых на всех участках рудного поля. Это горизонт так называемых нижних гранито-гнейсов — среднезернистая кварц-

<sup>2</sup> По данным А. Д. Щеглова [249].

Рис. 25. Поперечные разрезы через рудное поле месторождения Брокен-Хилл [249]:

1 — амфиболиты, 2 — нижние гранито-гнейсы, 3 — силлиманиновые сланцы, 4 — горизонты «нижних» амфиболитов, 5 — гнейсы, 6 — горизонты железистых кварцитов, 7 — «жильный горизонт», 8 — рудные тела, 9 — горизонт «верхних» амфиболитов, 10 — верхние гранито-гнейсы, 11 — зоны смятия



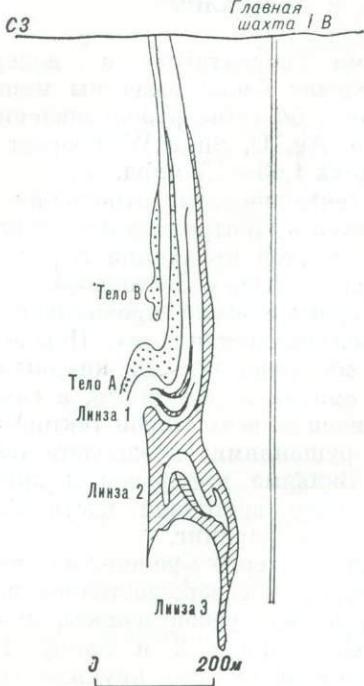


Рис. 26. Поперечные разрезы через рудные тела месторождения Брокен-Хилл [249]

ортоклаз-плагиоклаз-биотитовая порода, изредка содержащая гранат. Горизонт гнейсов сменяется силлиманитовыми гнейсами, слагающими центральную часть рудного поля. В толще силлиманитовых гнейсов выделяются горизонты амфиболитов, гнейсов, железистых кварцитов и своеобразный жильный горизонт, к которому приурочены рудные тела. Минеральный состав силлиманитовых гнейсов изменчив: гнейсо-подобные, почти целиком состоящие из силлиманита, породы, для которых характерны крупные порфиробласти граната, часто переходят в силлиманин-биотитовые гнейсы и кварциты.

В толще силлиманитовых гнейсов выделяются несколько горизонтов. В нижней части разреза силлиманитовой толщи отчетливо фиксируются горизонты так называемых нижних амфиболитов. В висячем боку установлен другой протяженный горизонт — верхних амфиболитов, которые отличаются от амфиболитов нижнего горизонта повышенным содержанием граната.

Особое положение в разрезе занимает так называемый жильный горизонт, который содержит все известные рудные тела и отчетливо прослеживается через рудное поле с юго-запада на северо-восток на 18 км. Залегая среди

силлиманитовых сланцев, он иногда постепенно переходит в них. Жильный горизонт с висячего и лежачего боков часто сопровождается горизонтами железистых кварцитов; мощность его 50—200 м, характеризуется специфическим комплексом пород, по которым и диагностируется. Состоит из полиметаллических рудных тел, промежуточных слоев кремнистых силлиманитовых гнейсов, пластов и тел, своеобразных, характерных только для этого горизонта, гранатовых кварцитов и гранатовых песчаников, синего кварца с гранатом и пегматита, образующего пластовые залежи.

Выше горизонта силлиманитовых песчаников, синего кварца с гранатом гнейсы, для которых повсеместно характерна гнейсовая текстура с хорошо развитыми порфиробластами полевого шпата и граната.

Месторождение разбито крупными зонами нарушений, мощность которых достигает 100 м и более. В пределах таких зон породы подвергались брекчированию и интенсивному смятию, вплоть до превращения в хорошо распланированные серicitовые сланцы.

Главные рудные тела месторождения приурочены к центральной части рудного поля, где они ассоциируют с горизонтами гранатовых кварцитов и песчаников. На месторождении известны шесть крупных рудных тел, представленных сближенными пластрообразными залежами полиметаллических руд. Эти тела образуют рудное поле, которое протягивается без перерыва в длину на 7,3 км. По вертикали залежь прослежена на 850, а по горизонтам на 250 м. В поперечном разрезе она напоминает крупную складку волочения. Наиболее значительными по разрезам являются линзы 2 и 3, которые весьма выдержаны и прослеживаются по простиранию на 6 км. Эти рудные тела более всего характерны для центральной и северо-восточной частей месторождения. Стратиграфически выше линз 2 и 3 залегают тела А и В, которые характеризуются существенно сфalerитовым составом руды и развиты только на юго-западе месторождения (рис. 26).

Рудные тела (особенно в юго-западной части месторождения, где встречаются все шесть рудных тел) причудливо смяты вместе с вмещающими породами в мелкие фестончатые складки второго порядка.

Руды месторождения Брокен-Хилл имеют сложный и своеобразный состав. Особенно они поражают необыкновенной гаммой жильных нерудных минералов, которые образуют нетипичные для полиметаллических месторождений ассоциации.

Основные промышленные минералы — галенит и сфалерит. Часто встречаются в рудах пирротин, халькопирит, арсенопирит и леллингит; менее развиты тетраэдрит, дисгардит и самородное серебро; пирит очень редок. Кроме того, в рудах встречаются гудмундит ( $\text{FeSbS}$ ), кубанит, вольфрамит, шеелит, кобальтин, станин, молибденит, никелин, борнит, золото и самородная сурьма.

Главными жильными минералами являются кварц, кальцит, гранат, родонит, геденбергит, флюорит, волластонит, полевой шпат, реже встречаются ильвант, апатит, бустамит, ганит.

Происхождение месторождения всегда вызывало дискуссии. П. Рамдор [177] считал, что оно является приповерхностным, гидротермальным, претерпевшим столь сильный метаморфизм, что произошла полная переминерализация, однако без существенного перемещения рудного вещества.

В настоящее время принято считать, что это месторождение образовалось как вулканогенно-осадочное стратиформное, интенсивно метаморфизованное. Доказательством тому является следующее: рудные тела имеют согласные с вмещающими породами контакты, совпа-

дающие с литологической слоистостью пород. Породы жильного горизонта — маркирующий элемент всего разреза. Они имеют пространственную связь с гнейсами и магнетитовыми кварцитами. Рудные залежи отличаются минеральным составом и не контактируют друг с другом. Важным доказательством их происхождения является отсутствие изменений в боковых породах на контакте с залежами, а также стратиграфические контакты между рудой и вмещающими гнейсами.

Рудные тела на месторождении Брокен-Хилл вместе с вмещающими породами подверглись интенсивным процессам метаморфизма. Это выразилось не только в изменении морфологии рудных тел, приобретении ими складчатых форм со сложной гофрировкой мелких складок, но и в полной перекристаллизации первичного рудного вещества.

Процессы прогрессивного регионального метаморфизма привели, прежде всего, к перекристаллизации всего рудного материала без существенной его миграции, т. е. обусловили изменение минерального состава месторождений *in situ*.

Вмещающие породы и руды относятся к высоким фациям метаморфизма. По этим данным, месторождение Брокен-Хилл, находящееся в Австралии, является стратиформным осадочно-вулканогенным, подвергшимся метаморфизму, вызвавшему изменения и минерального состава, и морфологии рудных тел.

## Глава VIII

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфические месторождения образуются при метаморфической дифференциации рудогенных компонентов, обособлении рудоносного флюида или гидротермального раствора и отложении рудного вещества в открытых полостях, метасоматическом замещении или выносе безрудных компонентов породы. Образование таких месторождений состояло в перекристаллизации исходного материала, перемещении на разные расстояния некоторой части компонентов, отложении их в виде метасоматического замещения или выполнения различного рода полостей породы. Перемещения породо- и рудообразующих компонентов и процесс рудообразования происходили не только внутри метаморфизуемой толщи, но при определенных условиях выходили за ее пределы, и тогда образование метаморфических месторождений не ограничивалось метаморфизуемой толщей.

По условиям образования и пространственному соотношению с источниками рудного материала среди месторождений метаморфического подкласса можно выделить две группы: автохтонные и аллохтонные.

Антохтонные возникли внутри метаморфизуемой толщи пород без перемещения или при незначительном перемещении исходного материала. Например, при перекристаллизации известняка, богатой глиноземом породы, углистого или железорудного сланца, богатого медью или свинцом песчаника соответственно образуются мрамор, кианитовые и графитовые залежи, магнетитовые, медные или свинцовые руды. Альтохтонными являются также остаточно-метаморфические руды (например, железные руды Центрального Крайворожья, КМА и многих железорудных районов мира, которые образовались среди железосодержащих пород вследствие выноса безрудных компонентов

при метаморфизме). Альтохтонные месторождения формируются также в случае, если в близкой по составу породе (пласте, горизонте или свите) произошло местное перемещение рудообразующих компонентов в благоприятную структурно-литологическую зону, где они образовали рудные скопления вследствие метасоматического замещения породы или простого заполнения свободных полостей. От таких особенностей зависят закономерности размещения автохтонных месторождений. Они определяются первичным составом осадочных, вулканогенных и магматических пород, подвергшихся метаморфизму, и особенностями самого метаморфизма.

Антохтонные месторождения обладают многими отличительными чертами.

1. Минеральный состав железорудных, медно-никелевых и других руд аналогичен таковому вмещающих пород. Минеральные парагенезисы руд и пород отвечают и одинаковым фациям метаморфизма. Залежи магнетитовых или гематит-магнетитовых руд залегают среди магнетит-кварцевых роговиков или джесспилитов. Медно-никелевые руды представлены вкраплениями или прожилками халькопирита, пентландита и других рудных минералов в породах, которые отличаются от руды меньшим количеством вкраплений рудных минералов. Залежи графита расположены среди графитовых гнейсов, кианита — среди кианитовых сланцев, силлиманита — среди силлиманитовых сланцев, месторождения урановых руд железо-урановой формации находятся среди ураноносных кристаллических сланцев и т. д. Примером могут служить колчеданное месторождение Озерное в Забайкалье, полиметаллические месторождения Холодненское в Байкало-Патомском нагорье, Маунт-Айза в Австралии, магнетитовые залежи бога-

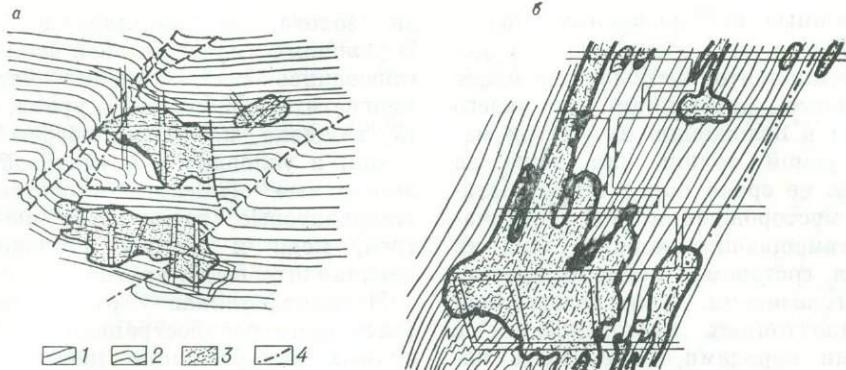


Рис. 27. Залежи магнетитовых (мартиевых) руд, приуроченные к складчато-трещинным зонам в железистых породах Саксаганского района Кривого Рога:

*a* — в плане, *б* — в разрезе; 1 — плоскопараллельная складчатость джекспилитов (железистых кварцитов), 2 — изоклинальная — скатая складчатость, 3 — маритовая (магнетитовая) руда с дисгармоничной складчатостью, 4 — плоскости пострудного смещения

тых руд в Криворожье, Петровское месторождение графита и многие другие. Изучение контактов рудных залежей с вмещающими породами показало, что зерна рудных и нерудных минералов не меняют свою морфологию и размеры при переходе из руды в породу.

2. По многочисленным анализам сплошных лент, отобранных на границе руды и вмещающих пород, видно, что по сравнению с боковыми породами в руде при рудообразовании никаких новых элементов не привнесено. Можно говорить только о концентрации рудных компонентов в благоприятных местах.

3. В автохтонных месторождениях преобладают структуры перекристаллизации и частичного замещения. Структуры выполнения полостей (жили, прожилки) отсутствуют или встречаются относительно редко. Большая часть залежей метаморфического происхождения образовалась за счет замещения вмещающих пород при наложении рудного метасоматоза или за счет выноса нерудных компонентов.

4. Рудные залежи размещаются среди складчато-трещинных структур. Наблюдается совпадение контуров рудных залежей с зонами складчатых структур или с отдельными складками. Крупные разрывы и трещины отдельностей обычно являются пострудными. Сами руды в основном характеризуются плойчатой текстурой тектонического происхождения (рис. 27). Контакты их секущие или идут по слоистости пород и выражены обогащением породы рудным компонентом. Эти характерные

явления хорошо изучены нами на месторождениях Криворожского бассейна, КМА, Гунчанлии в Китае, Сингхбум в Индии и Лабрадор в Канаде. Аналогичный складчатый контроль размещения рудных залежей нами наблюдался на медно-колчеданных месторождениях Печени на Кольском полуострове, Дегтярском на Урале, а также Массабани в Индии.

5. Рудные месторождения и залежи часто размещены полосами, узлами, отчетливо контролируются пластами или свитами пластов метаморфических пород и складчатыми структурами, но их расположение совершенно не зависит от наличия или отсутствия в районе интрузивов гранитоидов. Нет никакой закономерной связи между составами малых и редких элементов интрузий и руд. В подавляющем большинстве изученных случаев интрузивные тела в рудных районах имеют пострудный возраст; в отдельных местах интрузивы обогащаются рудными компонентами метаморфических пород.

6. Широко известно явление утонения кварцевых прослоев железистых роговиков, направленное в сторону магнетитовых железных руд; оно вызвано выносом кремнезема, частичным замещением его магнетитом и тектоническим сжатием рудных прослоев. Все это, по существу, и есть процесс рудообразования, совершающийся синхронно метаморфизму и складчатости. Эти характерные явления хорошо изучены на месторождениях Кривого Рога, КМА, известны они в Китае, Индии и описаны в литературе по материалам бразильских и канадских месторождений.

**Аллохтонные месторождения** образовались благодаря перемещению рудогенных компонентов на более или менее значительные расстояния от своего источника и отложению их внутри метаморфизуемой толщи или даже за пределами ее среди пород иного состава. Эти месторождения резко отличаются от вмещающих пород условиями залегания, составом и метаморфическими парагенезисами. Непосредственная связь аллохтонных месторождений с исходными породами может быть настолько утрачена, что закономерности их размещения определяются уже иными факторами, главными из которых, скорее всего, будут структурно-литологические и физико-химические. Процесс образования аллохтонных месторождений по характеру является аллохимическим, так как осуществляется с приносом к месту рудоотложения рудогенных и петрогенных элементов.

Аллохтонные месторождения располагаются среди складчато-разрывных или разрывных зон в породах, по составу и минеральным парагенезисам отличающихся от материнских. Эти месторождения обладают всеми признаками обычных эпигенетических, однако имеют и некоторые особенности: а) состав их отвечает господствующей в данной провинции геохимической формации, б) возраст близок к возрасту метаморфизма пород, в) давления, при которых формировались минеральные ассоциации, обычно довольно высокие и свидетельствуют о больших глубинах образования месторождений (от 4,5 до 6—7 км).

Приведенные особенности дают основание выделять метаморфические месторождения в самостоятельный подкласс среди других генетических типов.

Описываемые месторождения возникают в различных метаморфических фациях. Так, фации зеленых сланцев отвечают месторождениям магнетитовых (магнетит-хлоритовых) и гематитовых руд, марганца (браунитовые), ме-

ди, золота, полиметаллов и асбеста. В условиях амфиболитовой фации формировались месторождения магнетита (магнетит-амфиболовые), урана, кианита, наждака, циркония, графита, марганца; в условиях гранулитовой — железорудные (магнетит-пироксеновые), ставролитовые, граната, титано-магнетита, меди и никеля (халькопирит-пентландитовые) и другие.

Метаморфогенное рудообразование более всего распространено на железорудных месторождениях джеспилитовой формации на всех континентах мира. Оно хорошо изучено в Криворожском бассейне [62], КМА [69], Бразилии [263], Западной Австралии [41, 276], Индии [125] и во многих других районах мира.

Формирование метаморфических железорудных залежей во времени и пространстве связано с заключительными стадиями складкообразования, когда породы находились в состоянии наибольшей тектонической напряженности, обеспечивающей высокую проникаемость поровых растворов. Рудовмещающими структурами были зоны межпластового послойного скольжения, расслоения, кливажа, а также повышенной трещиноватости и смятия, образующиеся преимущественно на крыльях крупных складчатых структур. В связи с этим руды в основном развиваются согласно напластованию пород, участвуют в составе мелких складчатых форм и обычно не имеют резких границ с вмещающими породами. Главными факторами метаморфизма и рудообразования были: наличие в породах рудогенных компонентов, гидростатическое и одностороннее давление, температура и химическая активность водных растворов. В процессе метаморфизма происходила перекристаллизация первичных кремнисто-железистых пород. В результате значительно количество вещества мигрировало, что привело к перераспределению и концентрации металлических компонентов.

### VIII.1. КОНЦЕНТРАЦИЯ ЗОЛОТА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

По данным Р. В. Нифонтова [158], В. Г. Моисеенко [155], В. Г. Моисеенко и М. А. Михайлова [156], Н. П. Кропоткина [126], В. А. Буряка [43, 46, 48] и других многочисленных исследователей, золоторудные месторождения локализуются преимущественно в по-

родах основного состава, главным образом среди зеленокаменных толщ. В связи с этим основным источником золота при образовании месторождений служили потенциально золотоносные толщи пород фемического профиля, возникшие в эвгеосинклинальных зонах. Именно в

районах, где развиты эти отложения, часто отмечается унаследованность золотой минерализации в осадочных породах [155].

Работами ряда исследователей, прежде всего В. А. Буряка [43—46, 48], установлена четкая зависимость количественного и качественного показателей золотого оруденения от степени метаморфизма пород. Показано, что метаморфические месторождения золота встречаются только в толщах пород, метаморфизованных в условиях цеолитовой и зеленосланцевой фаций.

На примере одного из районов Приамурья В. Г. Моисеенко [155] детально охарактеризовал изменение состава золота и размеров его выделений в породах разной степени метаморфизма.

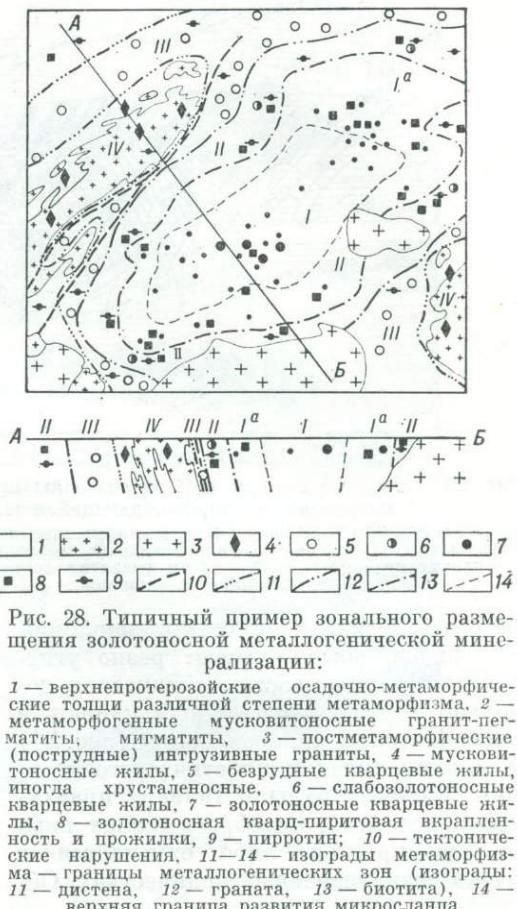
Исследуя рудообразование в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и цеолитовой фаций метаморфизма, В. А. Буряк установил следующее.

1. Интенсивность золотоносности и характер минеральных ассоциаций четко зависят (в региональном плане) от степени метаморфизма вмещающих пород (рис. 28).

В цеолитовой фации развиты кварцевые жилы с галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, характеризующиеся значительным преобладанием серебра над золотом. В жилах и боковых породах нередко отмечаются адуляр и существенные количества кальцита. Характерный пример — токурский тип, развитый в Среднем Приамурье. Текстуры жильного кварца (помимо полосчатых, реликто-полосчатых и дроздовидных) могут быть брекчиями, брекчиивидными. Жиловмещающие разрывы — это межплаковые трещины отслоения, секущие зоны дробления.

В хлорит-серicitовой зоне метаморфизма такие же жилы содержат галенит, сфалерит и блеклые руды (в меньших количествах). Золотоносность их уменьшается или остается на прежнем уровне. Содержания серебра и золота практически одинаковы, хотя отмечаются случаи преобладания серебра над золотом или золота над серебром. Для жильного кварца определяющими являются полосчатые, реликто-полосчатые и массивные текстуры. Брекчиивидные и особенно брекчияевые текстуры не характерны, а часто их вообще нет.

Рудовмещающие пачки и пласты пород, особенно глинистые углеродсодержа-



жащие, кремнисто-углеродистые, известково-кремнистые, интенсивно пластически дислоцированы в напряженные складки высоких порядков с резкими раздувами, выраженными в поперечном сечении складок и в плане. Мощности рудовмещающих пачек в таких раздувах и соответственно мощности зон жильно-штокверковой минерализации, а также золотоносной сульфидной и кварц-сульфидной вкрашенности могут увеличиваться по сравнению с перекимами на крыльях складок в 5—10 раз и даже более (рис. 29).

Особенно резко усложненной часто оказывается форма кварцевых жил и прожилков. Птигматитообразные жилы и прожилки, в том числе сульфидные, кварц-сульфидные и кварцевые, — широко распространенное явление (рис. 30).

В хлорит-серicitовой и биотит-хлоритовой зонах морфология жил остается прежней или усложняется. Кристаллы пирита, входящие в состав сульфидных прожилков и образующие

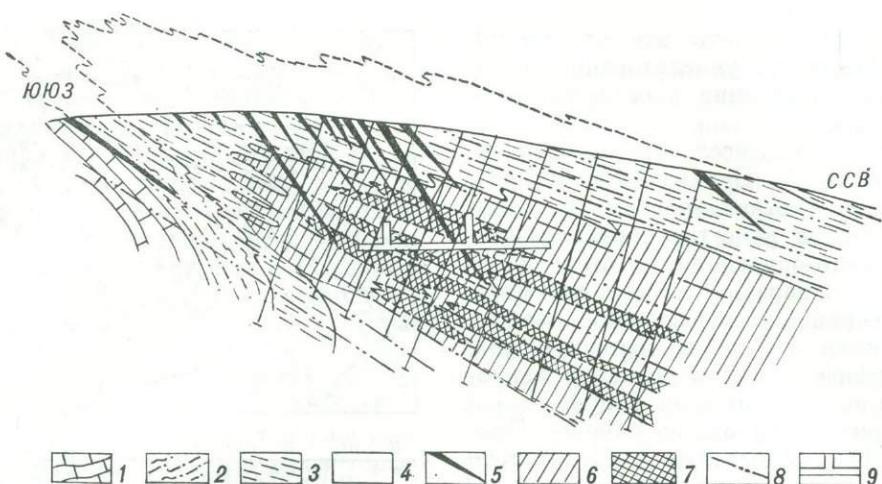


Рис. 29. Типичный поперечный разрез зоны прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации, сопровождающейся золотоносными кварцевыми жилами [48]:

1 — известковистые алевролиты и алевросланцы; 2 — алевросланцы и алевролиты, преимущественно грубообернистые; 3 — углистые филлитовидные алевролиты; 4 — углистые кварц-серпентитовые алевросланцы; 5 — кварцевые жилы; 6—7 — ореол развития золото-сульфидной минерализации: 6 — умеренной, 7 — повышенной; 8 — кливаж; 9 — подземные горные выработки

рассеянную вкрапленность и скопления сульфидов, обычно имеют резко угнетенные формы роста; характерен довольно хорошо выраженный кливаж в распределении минерализации (рис. 31) и мелких складок пластического течения. Блеклые руды и галенит практически исчезают. Серебро в жилах либо не фиксируется, либо отмечается в очень незначительных количествах. Об-

щее содержание золота в жилах невысокое, как правило, ниже, чем в хлорит-серпентитовой зоне. Общее содержание сульфидов в жилах также уменьшается.

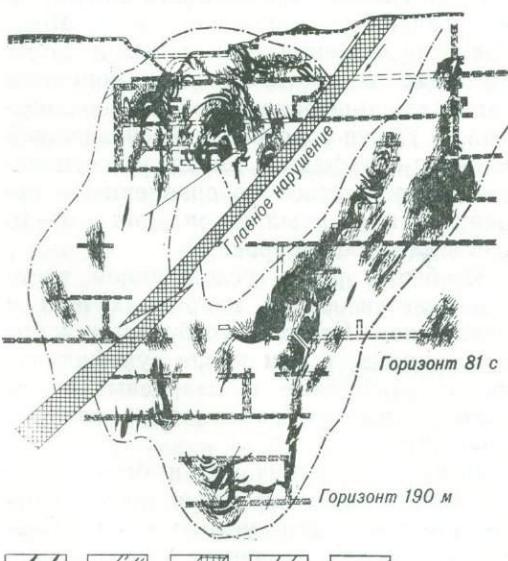
В эпидот-амфиболитовой и более высокотемпературных фациях метаморфизма оруденения нет. Случаи золотоносных россыпей среди кристаллических сланцев обусловлены переносом золотин в процессе формирования этих россыпей или наличием более молодого постметаморфического оруденения.

2. Оруденение контролируется синметаморфическими разрывами и пликативами — флексурными изгибами, складками нагнетания и сопряженными зонами интенсивного рассланцевания. В региональном плане в качестве рудолокализующих выступают зеленокаменные троги, крупные, синклинопротонного типа, прогибы, мульды, надразломные конседиментационные складки и проч. (рис. 32). Рудные скопления формировались в условиях преобладающего сжатия и развития взбросовых и взбросо-сдвиговых деформаций.

На всех известных месторождениях рассматриваемого типа рудные тела избирательно локализуются в сложно дислоцированных породах, смятых в сложные складки течения и нагнетания высокого порядка, близкие к изоклинальным. Характерно интенсивное развитие в связи с этим кливажа осевой поверхности (главного кливажа) и, что особенно важно, — наличие флексурообразных изгибов (в плане и по про-

Рис. 30. Размещение золотоносно-кварцевых жил и прожилков по благоприятному литологическому горизонту [48]:

1 — кварцевые жилы, 2 — кливаж или сланцеватость, 3 — зоны дробления, 4 — разрывы, 5 — контуры рудного горизонта



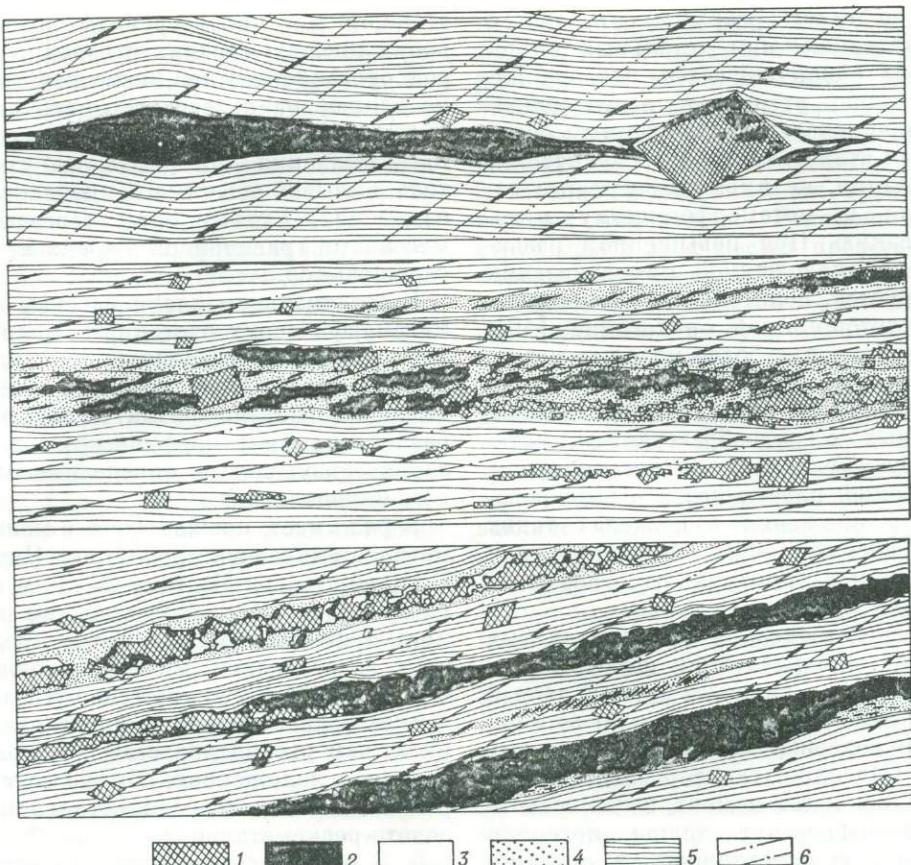


Рис. 31. Типоморфная метаморфогенная золотоносная кварц-сульфидная минерализация в алевролитах биотит-хлоритовой зоны метаморфизма (Ленский золотоносный район, хомолхинский тип минерализации):

1 — пирит, 2 — пирротин, 3 — кварц, 4 — окварцевание, 5 — филлиты, 6 — трещины кливажа

стирианию), к которым и тяготеет большая часть рудных залежей.

На участках моноклинального залегания пород сколько-нибудь значительного оруденения не наблюдается даже при прочих благоприятных признаках — литологических, метаморфических, гидротермально-метасоматических. Оно локализуется в местах сопряжения и пересечения продольных, согласных с простиранием складчатости и обычно хорошо выраженных зон повышенной трещиноватости с диагональными или поперечно-секущими, скрытыми, плохо выраженными, простран-

ственно совпадающими с флексурными изгибами.

3. Постскладчатые, постметаморфические разрывы не влияют на распределение оруденения. В тех случаях,

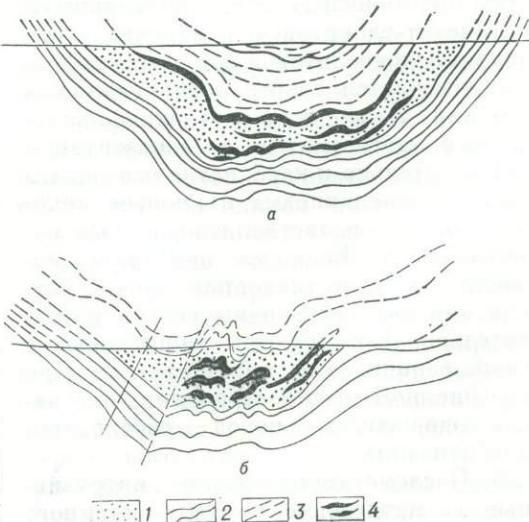


Рис. 32. Типоморфные структуры, локализующие метаморфогенное гидротермальное золотое оруденение [48]:

*a* — мульдообразная сложная синклиналь со стратифицированными кварцевыми жилами (Якутия); *b* — сложно построенная синклинальная структура с жильно-прожилковыми зонами штокверкового типа (Средняя Азия); 1 — рудовмещающий горизонт (углеродсодержащие алевролиты); породы: 2 — подстилающие, 3 — перекрывающие; 4 — рудные тела

когда по таким разрывам отмечается минерализация, при детальных исследованиях обнаруживается, что она является либо вторичной переотложенной, либо связана с наложенным более молодым этапом тектоно-магматической активизации, не имеющим прямого отношения к метаморфогенному рудообразованию. При повышенном развитии такой наложенной минерализации формируется полигенное — метаморфогенно-плутоногенное оруденение [49], типоморфное для более молодых металлогенических эпох.

Очевидно, на тектонических этапах, связанных с рудообразованием, метаморфизуемые породы не потеряли еще повышенной пластичности и реагировали на напряжения в пределах таких тектонических зон формированием усложненных пликативных деформаций, явно тяготеющих к ним.

Непосредственно в постскладчатых разрывах минерализации нет. Эти разрывы дробят и смешают рудные тела и минерализованные зоны и в то же время часто содержат дайки магматических пород. Очевидно, такие разрывы сформировались в тот момент, когда осадочно-метаморфические толщи потеряли повышенную пластичность, а оруденение уже сформировалось. Частое совпадение их с рудоконтролирующими зонами повышенной проницаемости и интенсивных пластических деформаций — результат унаследованности в образовании разновременных дислокаций.

4. Интенсивность и фациальный тип синрудных метасоматитов зависят от степени метаморфизма и состава вмещающих пород. В нижних корневых частях золотоносных зон, приходящихся на биотит-хлоритовую и верхние части эпидот-амфиболитовой зон метаморфизма, отмечается слабое окварцевание, в средних и верхних — углекисло-кальциевый метасоматоз с образованием применительно к карбонатно-осадочным толщам апосланцевых и апопесчаниковых березит- и лиственитоподобных метасоматитов. Если же карбонатодержащих и известковистых пород нет, или они распространены весьма незначительно, формируются серицитовые и кварц-серицитовые метасоматиты. При повышенном распространении плагиоклазодержащих пород развивается альбитизация.

5. Послеметаморфические интрузивные магматические породы орогенного

этапа, в том числе граниты, штоки и дайки кислых, средних и основных пород орогенного этапа, непосредственно не влияют на пространственное размещение оруденения. В местах совместного нахождения они рассекают рудные тела, вызывая обычные приконтактовые изменения. Рудные зоны «резаются» массивами гранитоидов и в них не прослеживаются.

В региональном плане массивы постметаморфических орогенных гранитоидов занимают преимущественно дикорданное положение по отношению к изоградам метаморфизма и фациально различным метаморфическим зонам, характеризующимся определенным типом минерализации.

В ряде мест, прежде всего в молодых металлогенических провинциях Якутии, Средней Азии и Востока СССР, в генетической связи с интрузивными постметаморфическими гранитами отмечается золотоносная минерализация, но она при достаточно тщательных наблюдениях оказывается принципиально иной, чем рассматриваемая метаморфенная, — наложенной, обычно более сереброносной, часто редкометальной или золото-редкометальной.

6. В региональном плане существует пространственная связь оруденения с метаморфическими поясами и куполами. В тех случаях, когда пояса и купола достаточно глубоко эродированы, оруденение располагается зонально вокруг них; когда же они практически не эродированы (хлорит-серицитовая и цеолитовая зоны метаморфизма), наличие куполов и выступов поясов можно предполагать на глубине, судя по наличию зон разуплотнения, фиксируемых гравиметрическими измерениями и нередко интерпретируемых как интрузивные гранитоиды.

Устанавливается зависимость интенсивности оруденения от глубины залегания кровли кристаллических сланцев — кровли купола. На современном эрозионном срезе наиболее золотоносные жилы и основные россыпи находятся в тех местах, где кровля кристаллических сланцев располагается на глубине 4—5 км.

7. Оруденение формируется длительно, в условиях низких температур и давлений. По вертикали возрастания температуры составляют 30—50 °C/км, т. е. находятся на уровне геотермического градиента в подвижных зонах.

В связи с этим рудные зоны неконтрастны, размеры их значительны (по вертикали до 3—4, по простирации 3—15 км и более), характеризуются преимущественно низкими содержаниями руд, но большими запасами. Давление растворов на  $(0,3—1) \cdot 10^8$  Па превышало литостатическое. Зональность рудоотложения прямая, фациальная. Состав растворов меняется постепенно от наиболее концентрированных при ранних ассоциациях до отработанных слабонасыщенных, пострудных.

Благодаря низким температурам и давлениям, а также длительному образованию рудоносные растворы были квазиравновесными с вмещающими породами, т. е. состав их и соответственно набор элементов в геохимических ореолах и рудных телах в решающей мере определялись составом вмещающих пород (магматических или осадочных), их первичной геохимической специализацией.

Миграция растворов, особенно по латерали, достигала десятков километров. Поэтому области преимущественного извлечения и отложения металлов могут быть пространственно разобщенными. Формирование метаморфогенных гидротерм, поступление в них металлов происходило на протяжении длительного времени многократно, начиная с этапа седиментогенеза и литификации осадков и кончая периодом гранитизации. Состав гидротерм был, несомненно, сложным, полигенным, неоднократно трансформировался в соответствии с изменявшимися *PTX*-условиями катагенеза осадков и последующего метаморфизма. Таким образом, геохимические ореолы, сопровождающие рудные тела, также полигенные. Свидетельство тому — пространственно сосуществующие многочисленные генерации одних и тех же минералов, например сульфидов и карбонатов. Выделяются по меньшей мере пять их ассоциаций — сингенетическая осадкам (осадочно-диагенетическая и гидротермально-осадочная), раннеметаморфическая, метаморфогенно-метасоматическая дожильная, синжильная и постжильная догранитные.

Метаморфогенно-гидротермальное оруденение, следовательно, нельзя рассматривать как «альпийское», сегрегационного типа. Отрицательных ореолов вокруг рудных тел может и вовсе не быть, хотя многие исследователи и считают наличие их обязательным. Отри-

цательные ореолы рассеяния Au, Ag, S, As, Ni, Co и других металлов вокруг рудных тел устанавливаются лишь в отдельных случаях, преимущественно в нижних корневых частях минерализованных зон и в самых внешних частях метасоматических колонок средних и верхних горизонтов. Рудовмещающие структуры в этих местах представлены хорошо выраженными разрывами, зонами рассланцевания и отслоениями, приводящими к существенному, но кратковременному локальному падению давления в момент образования этих разрывов и начальному поступлению (всасыванию) в них растворов. Последующие, особенно заключительные этапы минералообразования, обусловливающие основное отложение рудных компонентов, искают эту зональность. В итоге вокруг рудных тел и в целом вокруг минерализованных зон, как правило, отмечаются положительные ореолы рассеяния. Содержания Au, Ag, Pb, Zn, S, Hg постепенно увеличиваются как в рудных телах, так и в сопровождающих ореолах по мере уменьшения глубины эрозионного среза, т. е. вверх по минерализованным зонам возрастает контрастность зональности. Одновременно уменьшается мощность минерализованных зон и сопровождающих ореолов рассеяния — от 200—600 и более на нижних и средних срезах до 50—150 м на верхних.

Переход между вмещающими породами, содержащими фоновые концентрации полезных компонентов, и рудными телами весьма постепенный и устанавливается только по данным опробования. Коэффициенты контрастности низкие.

8. Оруденение зависит от состава вмещающих пород и их лиофикального типа. Так, в тонкозернистых углеродсодержащих алевросланцах и филлитах, накапливавшихся в застойных условиях сероводородного заражения и характеризующихся поэтому повышенным содержанием осадочных или гидротермально-осадочных сульфидов (пирита, арсенопирита), а также магнезиально-железистых карбонатов, развита вкрашенная и прожилково-вкрашенная сульфидная и кварц-сульфидная золотоносная метаморфогенная минерализация сухоложского или бакчирчикского типов.

В углеродсодержащих известково-кремнистых породах с заметно прояв-

ленными конседиментационными гидротермально-вулканогенными процессами определяющей является тонкорассеянная золотоносная арсенопиритовая минерализация.

Для кремнистых сланцев и алевролитов, характеризующихся повышенным содержанием кремнезема и малым количеством сульфидов, типоморфна малосульфидная кварц-жильная и жильно- прожилковая минерализация штокверкового типа.

9. Конседиментационная осадочная и осадочно-гидротермальная минерализация играет важную роль в первичной обогащенности рудовмещающих толщ золотом и сопутствующими компонентами [47, 48]. При этом большое значение вулканогенных и гидротермально-осадочных процессов устанавливается применительно не только к древним зеленокаменным породам (что неоднократно подчеркивалось многими исследователями), но и к черносланцевым толщам типично миогеосинклинальных областей, в том числе с оруденением кварц-пиритового типа.

Помимо слабозолотоносных осадочно-диагенетических сульфидов значительно развиты гидротермально-осадочные

высокозолотоносные, представленные линзами, конкрециями, прожилками и рассеянной вкрапленностью с реликтами метаколлоидов. Подвергаясь вместе с содержащими их породами метаморфизму и гранитизации, они (при участии захороненных подземных и поровых вод) в конечном итоге и приводят к рудообразованию.

В древних зеленокаменных и вулканогенно-осадочных толщах метаморфогенное золотое оруденение могло, вероятно, формироваться и непосредственно за счет вулканогенно-гидротермальных месторождений.

10. Интенсивность развития золотоносной минерализации, включая ее выдержанность и продуктивность, зависит от размеров прогибов (геосинклинальных и троговых) и интенсивности развития в них или в их обрамлении процессов метаморфизма и палингенно-метасоматической гранитизации. Чем крупнее прогибы, т. е. чем больше объемов пород (осадочных и магматических) вовлекается в метаморфическую переработку и чем больше мощность «гранитного» слоя, тем сильнее развиваются процессы гранитизации и тем крупнее формируется оруденение.

## VIII.2. ВЛИЯНИЕ МЕТАМОРФИЗМА НА ОБРАЗОВАНИЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В последние годы В. Н. Макаров [139], С. И. Турченко [226] и другие геологи провели значительные исследования медно-никелевых месторождений Кольского п-ова и установили большую роль метаморфизма в рудообразовании.

Ни ликвационной, ни гидротермальной гипотезой образования медно-никелевых месторождений нельзя объяснить повсеместный метаморфизм никеленосных пород в пределах Печенгского и Аллареченского рудных районов и наличия значительного перерыва между становлением интрузивов и формированием богатых рудных тел в этих районах. Существует прямая связь между формированием рудных тел, особенно богатых жильных руд, с процессами метаморфизма и складчатости. Особенно контрастно проявлена эта связь в пределах Печенгского района. Здесь внедрение никеленосных интрузивов происходило одновременно со складчатостью, и эти интрузивы метаморфизовались вместе с вмещающими вулканогенно-осадочными породами до зеленослан-

цевой фации регионального метаморфизма. При этом рудные залежи формировались не только в гипербазитах, но и во вмещающих филлитах. Наблюдается прямая зависимость между интенсивностью складчатости и их оруденением. Чем сильнее смяты филлиты, тем больше в них сульфидов. Песчанистые и алевритовые прослои всегда более оруденелые, нежели пелитовые разности филлитов.

В регионально-метаморфизованных рудных залежах сохраняются главные закономерности распределения рудогенных компонентов, на что указывают стабильные отношения  $Ni/S$ ,  $Ni/Cu$ ,  $Ni/Co$ ,  $S/Sc$ . Существенное распределение полезных компонентов отмечается лишь в зонах смятия и интенсивного метасоматического обмена между вмещающей туфогенно-осадочной толщей и никеленосными гипербазитами. Как показал В. Н. Макаров [139] на конкретном примере одного из месторождений Печенги, зоны мобилизации по плэзиди многократно превосходят зо-

Таблица 22. Содержание главных рудообразующих компонентов в рудах Аллареченского рудного района (по данным [95]), %

Компонент	Вкрапленные руды		Эпигенетические жильные руды
	Сингенетические	Эпигенетические	
Fe	13,72	27,29	41,08
Ni	0,284	3,32	11,23
Cu	0,143	1,58	4,02
Co	0,013	0,051	0,16
S	1,61	13,85	26,95
Ni/Cu	1,98	2,10	2,79
Ni/Co	22,00	65,00	70,00
Ni/Fe	0,02	0,12	0,27
Ni/S	0,18	0,24	0,42
(Co/S) · 100	0,81	0,51	0,60
Fe/S	1,34	1,31	1,20
Cu/S	0,09	0,11	0,15
Пентландит	10,30	38,90	42,80
Халькоцирцит	5,20	18,60	15,30
Пирротин	84,50	42,60	41,90

При сравнении Печенгского и Аллареченского рудных районов отмечается прямая связь между интенсивностью серпентинизации и степенью увлажненности вмещающих пород. В Печенгском районе гипербазиты, залегающие в толще филлитов, серпентинизированы полностью, а в Аллареченском районе они были окружены относительно «сухими» гнейсами и серпентинизированы лишь в периферических частях. Это дает возможность проследить некоторые специфические особенности сингенетических и эпигенетических руд.

Для эпигенетических руд характерен более разнообразный минеральный состав, главным образом за счет появления молибденита, арсенопирита, галенита, сульфосимутидов меди и свинца, вторичных сульфидов меди и гидроксидов железа. Структуры распада твердых растворов почти не наблюдаются, а сами сульфиды магнетитом не замещаются, но характерна их повсеместная пиритизация. Имеются достоверные данные о том, что сернистость пирротинов увеличивается от сингенетических руд к эпигенетическим с 52,5 до 53,6 %.

В табл. 22 приведены данные о процессе рудогенеза при переходе от магматической к метаморфической стадии. Увеличение содержания никеля объясняется выносом его из оливинов при метаморфизме гипербазитов, поскольку даже в оруденелых вмещающих породах содержание его не превышает 0,54 %. Увеличение отношений Ni/S и

ны метаморфогенного рудоотложения в самих гипербазитовых телах. Это свидетельствует о том, что источником рудогенных компонентов для метаморфогенных рудных жил служили тела гипербазитов, содержащие первично-магматическую сульфидную вкрапленность.

Исследуя процессы метаморфизма и перераспределения рудных компонентов в Печенгском районе, рассмотрим источники метаморфогенных растворов и способ переноса рудообразующих компонентов. В процессе метаморфизма и дегидратации осадочных толщ освобождается огромное количество капиллярной и гигроскопической воды, а также воды, входящей в кристаллические решетки осадочных и диагенетических минералов. Другим, не менее важным источником ее, по мнению В. Н. Макарова [139], могли быть гипергенные хлориты, для которых характерно высокое содержание воды, каолинитоподобный тип кристаллической ячейки и крайняя степень разупорядоченности структуры. В процессе метаморфизма фации зеленых сланцев проходила структурная перестройка кристаллической решетки хлорита. Расчеты В. Н. Макарова показали, что из 1 км<sup>3</sup> туфогенно-осадочных пород с содержанием 50—90 % хлоритов (сланцев и филлитов Печенги) может выделяться 4 · 10<sup>7</sup>—7 · 10<sup>7</sup> м<sup>3</sup> воды. Такое огромное количество ее должно высвобождаться одноактно — при структурной перестройке хлоритов в кульминационный момент регионального метаморфизма. Результаты проведенных В. Н. Макаровым опытов по переотложению сульфидов в сульфатных и фторидных растворах, а также эксперименты Р. П. Рафальского [179] и других исследователей о переотложении меди и железа в хлористых растворах K, Na, Al показали, что при давлении (0,6—1) · 10<sup>8</sup> Па при наличии минерализаторов, особенно галоидов, происходит интенсивное переотложение сульфидов уже при температуре 300 °C.

В Аллареченском же рудном районе вмещающие породы были метаморфизованы в амфиболитовой фации до внедрения тел никеленосных гипербазитов. Последние (в отличие от вмещающих пород) метаморфизованы до зелено-сланцевой фации, хотя интенсивность их изменения здесь ниже, чем в Печенгском районе.

Таблица 23. Коэффициенты корреляции между никелем, медью и кобальтом

Компонент	Сингенетические руды		Эпигенетические руды	
	Коэффициент корреляции			
	общий ( $r$ ) $n=46$	частный ( $\rho$ ) $n=46$	общий ( $r$ ) $n=51$	частный ( $\rho$ ) $n=51$
Ni—Cu	+0,83	+0,85	+0,24	+0,34
Ni—Co	+0,28	+0,42	+0,88	+0,89
Cu—Co	+0,06	-0,33	+0,08	-0,28

Примечание:  $n$  — количество анализов.

Cu/S обусловлено увеличением относительного содержания пентландита в эпигенетических рудах, что также свидетельствует о дополнительном источнике этих металлов. Подтверждает сканное и характер корреляции между Ni, Cu и Co (табл. 23).

В процессе метаморфизма гипербазитов из силикатов максимальна высвобождается никель, который однако не входит ни в один из новообразованных силикатов и концентрируется в растворах. Учитывая его низкую миграционную способность, можно полагать, что он не выносится далеко за пределы гипербазитовых тел и вместе с переотлагавшимися первично-магматическими сульфидами формирует вкрапленные и жильные руды эпигенетической генерации, образуя крупные кристаллы пентландита или входя изоморфно либо в пирротин, либо в другие сульфиды.

Характер взаимоотношения эпигенетических руд с вмещающими породами свидетельствует об инфильтрационном процессе метаморфогенного рудообразования. В пределах зон смятия возникала благоприятная обстановка для разгрузки растворов и формирования эпигенетических руд как в гипербазитах, так и во вмещающих породах. Это особенно характерно для Печенгского рудного района.

Формирующиеся типы руд выступают как составные части единого процесса, образуя закономерную зональность, характеризующуюся изменением активности S, Ni, Cu и Fe от внутренних зон гипербазитовых толщ к внешним. Приуроченность богатых эпигенетических руд к гипербазитам и к определенным горизонтам вмещающих филлитов, как это видно на примере Печенги, объясняется насыщенностью этих пород халькофильными элементами, что способ-

ствует образованию минералов-соединений — пирротина, пентландита и халькопирита.

Таким образом, рудообразование медно-никелевых месторождений Кольского п-ова формировалось в два этапа. На магматическом этапе происходило внедрение никеленосных интрузивов и формирование в основном бедных вкрапленных руд сидеронитового характера. Метаморфический этап, на котором образовались вкрапленные, прожилково-вкрапленные и жильные руды, в нашем представлении, как в Печенгском, так и в Аллареченском районе, связан с региональным метаморфизмом пород печенгской серии.

Генезис сульфидного медно-никелевого оруденения в месторождениях Печенгской рудной зоны детально изучен С. И. Турченко [226]. Первые исследователи месторождений этой зоны [120] совершенно определенно высказывались о магматическом образовании медно-никелевых руд путем ликвации и соответственно об одинаковом возрасте оруденения и ультраосновных интрузий. Дальнейшие исследования геологов ЛАГЕД АН СССР и Кольского ФАН СССР [230] показали, что в печенгских месторождениях имеются два генетических типа сульфидных руд: 1) с первичной сидеронитовой вкрапленностью, образовавшейся на автометаморфическом этапе из остаточных гидротермальных растворов, 2) широко распространенные вторичные вкрапленные, жильные, метасоматические, сформированные в тектонических зонах на этапе гидротермального метаморфизма путем переотложения первично вкрапленных сульфидных руд с одновременной хлоритизацией, оталькованием, tremolитизацией и карбонатизацией гипербазитов. Образование эпигенетических сульфидных руд и наложенные изменения происходили вслед за формированием дифференцированных интрузивных тел ультрабазитов, но источником энергии и растворов для таких изменений считались сами интрузии.

Исследования В. Г. Загородного и др. [94] показали, что тела ультрабазитов деформировались при складчатости и претерпевали региональный метаморфизм. В дополнение к этому А. А. Прядовский и др. [175] установили позднеметаморфический характер медно-никелевого оруденения, связанного с регressiveным этапом регионального метамор-

физма, который проявился в актинолитизации и хлоритизации, сопровождающих образование главной массы вкрапленных руд Печенги. Концепция Н. А. Елисеева и др. [230] о связи никеленосных растворов с заключительными этапами становления интрузий оказалась неприменимой для месторождений Печенги, так как, по данным последних исследований, происхождение гидротермальных растворов является метаморфическим, источником никеля служат силикаты ультраосновных интрузий, подвергающихся метаморфизму, а сера мобилизуется из вмещающих осадочно-вулканогенных пород печенгской серии.

Детальное изучение структурно-метаморфических соотношений ультраосновных интрузий и вмещающих пород продуктивной толщи печенгской серии с регионально-метаморфическими преобразованиями этих пород и медно-никелевым оруднением показало, что становление последнего на месторождениях Печенги имеет еще более длительную и сложную историю. Метаморфические преобразования имели решающее значение в эволюции дифференцированных тел ультраосновных интрузий, вмещающего осадочно-вулканогенного комплекса и образовании сульфидных медно-никелевых руд.

Метаморфические преобразования ультраосновных и вмещающих пород относятся к регионально-метаморфическим и протекали в два этапа, различных по термодинамическому режиму. На первом этапе во вмещающих осадочно-вулканогенных породах происходят изменения прогрессивного характера, а ультраосновные тела претерпевают регressiveный метаморфизм. Вулканогенно-осадочные породы на этом этапе претерпевают хлоритизацию, графитизацию органического вещества и пиритизацию первичных диагенетических сульфидов, т. е. изменения, выражющиеся в уменьшении содержания воды. Одновременно на этом фоне в породах ультраосновного состава происходит серпентинизация и хлоритизация. Судя по петрографическим элементам, в ультраосновные породы привнеслось значительное количество воды, реализующейся из метаморфизуемых туфогенно-осадочных толщ. Вместе с тем во вмещающих породах и гипербазитах, метаморфизованных на этом этапе, наряду с кварцем, хлоритом и

альбитом присутствуют пумпеллит и пренит [89, 230]. Минеральные ассоциации первого этапа отвечают *PT*-условиям метаморфизма пренит-пумпеллитовой фации, развивающейся в узком интервале температур от конца ломонит-пренитовой фации ( $350^{\circ}\text{C}$ ) до начала зеленосланцевой ( $400^{\circ}\text{C}$ ), которая знаменуется образованием актинолита и эпидота в гипербазитах. По характеру проявления и минеральным ассоциациям метаморфизм первого этапа можно сопоставить с метаморфизмом однородного теплового поля ранних этапов метаморфического цикла [70] андалузит-силлimanитовой фациальной серии [89].

Метаморфические преобразования этого этапа осуществлялись в условиях высокого окислительного потенциала [175], что приводило к образованию магнетита в серпентинизированных гипербазитах и ассоциации пирит + магнетит в графитизированных туфогенно-осадочных породах. На поздней стадии метаморфизма с однородным тепловым полем при переходе к зеленосланцевой фации режим сменился на более восстановительный; в ультрабазитах одновременно с актинолитизацией и хлоритизацией возникло бедное, ранее вкрапленное сульфидное оруднение, состоящее из пирита, магнетита и никельсодержащего пирротина.

Второй этап регионального метаморфизма пород печенгской серии характеризуется резкой сменой термодинамического режима, обусловленного изменением геотектонического режима подвижной зоны. Это выразилось в формировании горизонтальной метаморфической зональности кианит-силлиманитовой фациальной серии в северо-западной части Кольского п-ова, которая захватывает северную часть Печенгской рудной зоны, попадающей в эпидот-амфиболитовую и высокотемпературную зеленосланцевую фации.

Вулканогенно-осадочные породы и гипербазиты месторождений Печенги изменены при региональном метаморфизме второго этапа в температурных условиях зеленосланцевой фации. Метаморфические изменения происходили одновременно со складчатыми деформациями второго этапа, сопровождающимися рассланцеванием вмещающих пород и серпентинизированных и хлоритизированных тел ультрабазитов (рис. 33). Возникновение кристаллизации

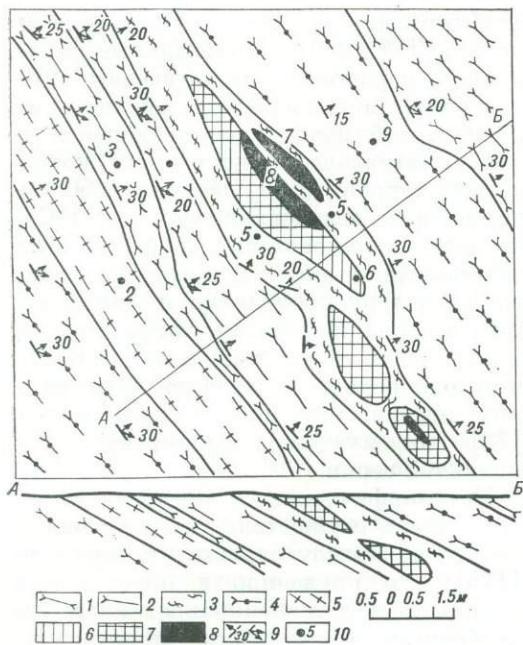


Рис. 33. Будинированные тела оруденелых раннеорогенных гипербазитов (пироксениты) [226].

Сланец: 1 — гиперстен-плагиоклазовый; 2 — гранат-амфибол-гиперстеновый кристаллический; 3 — гранат-амфибол-пироксеновый; 4 — чарнокит-мigmatиты; 5 — кислый гранулит; 6 — пориты и пироксениты с сульфидами; 7 — оруденелый пироксенит; 8 — амфиболизированные пироксены с сульфидами; 9 — сланцеватость и линейность; 10 — места отбора образцов и проб

ционной сланцеватости сопровождается новообразованием серицита и хлорита, перекристаллизацией и переотложением по плоскостям сланцеватости графита в туфогенно-осадочных породах продуктивной толщи печенгской серии. Кроме того, в пиритсодержащих разновидностях пород пирит замещается пирротином, пирротин переотлагается по плоскостям наложенной сланцеватости, образуются редкие зерна халькопирита. На рис. 33 цифрами обозначены углы падения пород.

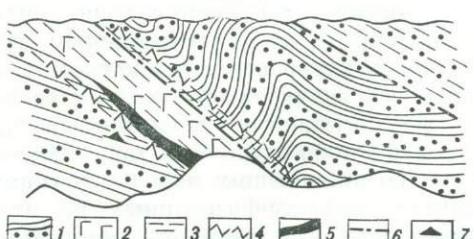
Вместе с регионально-метаморфическими преобразованиями вмещающих толщ происходят метаморфические изменения и в ультрабазитах. Это выражается в образовании талька, куммингтонита, карбонатов, сфена, перекристаллизации хлорита и возникновении обильной вкрапленности сульфидов — никелистого пирротина, халькопирита и мелких зерен пентландита. Все эти минералы, включая сульфиды, четко ориентированы по сланцеватости, развивающейся в телах ультрабазитов. Метаморфически гипербазиты изменяются в тектонических зонах, где интен-

сивно проявлено рассланцевание, сопровождающееся резко выраженным обменными реакциями между веществом гипербазитов и окружающих пород. Именно в этих зонах происходят главнейшие метаморфические преобразования минералов, сопутствующие им обильный вынос воды из вмещающих пород и привнос ее в гипербазиты, перераспределение петрогенных элементов, мобилизация серы и рудогенных элементов (меди, никеля) из вмещающих пород и гипербазитов. Сопряженное с этим отложение ассоциации новообразованных метаморфических минералов с сульфидами Fe, Cu и Ni привело к образованию широко распространенных в месторождениях Печенги вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд.

Самыми поздними являются богатые жильные сульфидные медно-никелевые руды, относимые Н. А. Елисеевым и др. [230] к оруденелым тектоническим брекчиям. Этот тип руд приурочен к пологим тектоническим зонам, имеющим субширотное простиранье и расположенным большей частью на контактах гипербазитов и вмещающих пород (рис. 34).

Сплошные сульфидные руды из этих зон содержат обломки оруденелых туфогенно-осадочных пород и измененных метаморфическими процессами первого и второго этапов ультрабазитов с вкрапленным оруденением. Обломки четко ориентированы по простираннию тектонических зон. Сульфидные руды этого типа в контактовых частях состоят из халькопирита и пирротина с мелкими редкими зернами пентландита, а центральные части сложены богатыми халькопирит-пентландитовыми рудами с моноклинным пирротином. Сульфиды в рудах находятся в тесной

Рис. 34. Зоны наложенного рассланцевания (карьер Ждановского рудника Печенга [226]): 1 — туфогенно-осадочная сульфидсодержащая толща, 2 — гипербазиты, 3 — зоны наложенного рассланцевания, 4 — брекчевые руды в зонах поздних тектонических нарушений, 5 — жильные руды, 6 — поздние разрывные нарушения, 7 — залегание слоистости



ассоциации с жильными минералами — кварцем, кальцитом, доломитом и хлоритом. На участках развития тектонических зон в ультрабазитах, несущих более раннее вкрапленное оруденение, наблюдается интенсивная карбонатизация или хлоритизация, сопровождающиеся переотложением и перекристаллизацией сульфидов. Эти сульфиды в основном обусловливают образование медно-никелевых руд прожилково-вкрапленного типа.

Перемещение пород вдоль тектонических зон, в том числе и оруденелых, происходило и в более позднее время. Это приводило к образованию полосчатых текстур сплошных сульфидных руд, которые характеризуются новообразованием пирита, ассоциирующих с моноклинным пирротином, халькопиритом и пентландитом. Одновременно образовывались сети тонких кварц-хлорит-карбонатных жил, пирротин

замещался магнетитом, сульфиды перекристаллизовывались и переотлагались по плоскостям вновь возникшего кливажа.

Таким образом, формирование сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги имело длительную и сложную историю. Сами же руды по возрастным соотношениям делятся на три группы: 1) наиболее ранние, первично магматические, сидеронитовые, измененные на первом этапе метаморфизма (прометаморфические, метамагматические); 2) широко распространенные вкрапленные, связанные со вторым этапом метаморфизма (метаморфогенно-гидротермальные); 3) богатые жильные и сплошные оруденелых тектонических зон, а также перекристаллизованные и переотложенные из участков, затронутых самыми поздними движениями вдоль тектонических зон, в том числе ранее оруденелых.

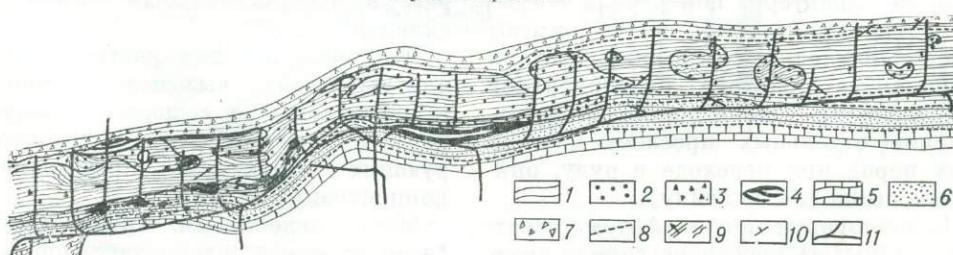
### VIII.3. ПРИМЕРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Железорудное месторождение им. Артема в Центральном районе Криворожского бассейна.** Рассмотрим самый продуктивный пятый железистый горизонт криворожской серии, в котором находится подавляющая часть всех залежей и запасов богатых железных руд месторождения им. Артема (рис. 35). Этот горизонт джеспилитов сложен тонкими рудными слоями магнетита или мартита (в зонах глубинного окисления), чередующимися с безрудными кварцевыми слоями, часто содержащими значительное количество тонко распыленного гематита. Складчатая структура месторождения определяется крупным флексурным изгибом пород, в который вовлекаются не только породы описываемого горизонта, но и соседние с ним.

Главная залежь богатых железных руд, составляющая более 60 % всех запасов месторождения, расположена на участке флексурного изгиба и вместе с ним круто, под углом около 70°, погружается на юг. Слоистость в рудной залежи повторяет флексурный изгиб и, кроме того, образует дополнительную сложную поперечную складчатость. Важно заметить, что часть залежи, находящаяся среди мартитовых джеспилитов, также мартитового (ранее магнетитового) состава и имеет такую же тонкую полосчатость, как и джеспилиты; другая часть, относящаяся к лежачему боку, залегает среди магнетит-хлоритовых роговиков, имеет магнетит-(мартит)-хлоритовый состав и такую же, как и роговики, грубую полос-

Рис. 35. План рудных залежей месторождения им. Артема:

1 — джеспилиты пятого горизонта, 2 — залежи мартитовых руд, 3 — залежи магнетит-хлоритовых руд, 4 — мартит-гематитовые руды, 5 — сланцы пятого горизонта, 6 — магнетитовые роговики пятого горизонта, 7 — роговики и сланцы перекрывающего шестого горизонта, 8 — границы горизонтов, 9 — полосчатость в породах и рудах, 10 — элементы залегания пород, 11 — горные выработки



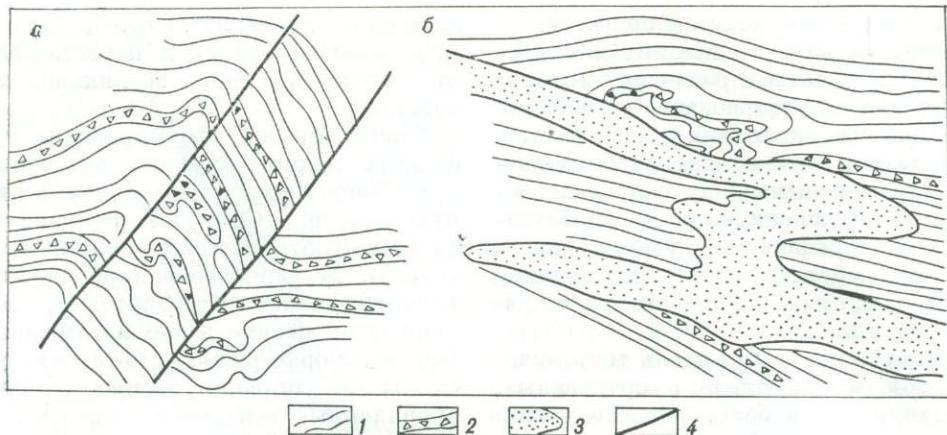


Рис. 36. Вкрапленные (а) и сплошные (б) колчеданные руды и их взаимоотношения на Дегтярском месторождении (зарисовка Я. Н. Белевцева):  
1 — хлорит-серицитовые сланцы; 2 — вкрапленные, 3 — сплошные; 4 — тектонические швы

чатость. Мелкие залежи являются как бы спутниками главной залежи и располагаются цепочкой по простиранию пород южнее и севернее ее. Они приурочены к более мелким складчатым осложнениям в виде поперечного изгиба или дисгармоничного смятия. Образовались рудные залежи вследствие выноса кремнезема в зонах поперечной складчатости.

При детальном изучении многочисленных залежей богатых руд магнетитового, маргитового и гематит-магнетитового состава различных месторождений Криворожского бассейна отмечены структурные, геохимические и минеральные изменения пород на контакте с залежами руд, позволяющие раскрыть сущность процесса рудообразования. Сопоставление структуры рудных залежей с вмещающими роговиками и джеспилитами показало, что на контакте руд с неоруденелыми породами часто наблюдается мелкая дисгармоничная плойчатость, особенно интенсивно развитая в узкой приконтактной зоне рудной залежи. Обычная ширина этой зоны 1–2 м.

Для вмещающих роговиков и джеспилитов не характерна поперечная открытая складчатость. Они обычно имеют плоскопараллельное залегание, местами нарушенное сжатой изоклинальной складчатостью. Очень показательно изменение отдельных прослоев железистых пород при переходе в руду, описанное выше (см. вклейку).

На месторождении им. Артема отчетливо видны: а) пространственная связь

складчатости, утонение безрудных прослоев и сжатие рудного пространства по сравнению с вмещающими породами; б) открытые трещины отдельностей, часто переходящие из породы в руду, по которым нередко происходит перемещение залежей. Все это свидетельствует о том, что месторождение им. Артема, как и другие месторождения богатых руд Центрального района Криворожья, формировалось на заключительных стадиях метаморфизма и складкообразования, когда породы находились в состоянии апогея пластической деформации, обеспечившей высокую проницаемость поровых растворов. Рудовмещающими структурами служили зоны межпластиового послойного перемещения, тонкой трещиноватости и кливажа, образующиеся преимущественно на крыльях складчатых структур. Поэтому руды развиваются в складчатых участках пластов и имеют общее согласное с напластованием залегание. Структурный анализ показал, что залежи железных руд приурочиваются к участкам развития сложных тектонических деформаций, вертикальным и крутопадающим складчатым структурам и периклинальным замыканиям складок.

Движение поровых растворов по зонам нагнетания вызывало растворение и переотложение вещества с накоплением в благоприятных рудоконтролирующих структурах промышленных концентраций железа.

Месторождение им. Артема находится среди пород зеленосланцевой фации

метаморфизма и относится к остаточно-метаморфическому типу.

**Дехтярское медно-колчеданное месторождение на Среднем Урале.** Расположено оно среди эфузивно-осадочных пород, сложенных серпентитовыми сланцами, альбитофирами и кварц-хлоритовыми сланцами. Представлено залежами колчеданных руд в виде вкрапленных выделений, послойных и прожилковых сплошных руд. Послойные образования вкрапленных руд принимают участие в складчатости и перемещаются по разрывным зонам или трещинам отдельностей. Сплошные руды образовались благодаря перемещению рудного материала в расслоенных породах, преимущественно в местах интенсивной складчатости (рис. 36). Поскольку послойные вкрапления и секущие жилы сплошных руд имеют промышленное значение, Дехтярское месторождение по генетической классификации следует относить к метаморфизованному и метаморфическому подклассам.

**Месторождение Слюдянка.** Находится оно у южного окончания оз. Байкал. Его геологическое строение характеризуется сложноскладчатой с разрывами структурой, образованной расслоенной докембрийской осадочно-метаморфической толщей. Слагающие месторождение породы представлены двумя свитами: нижней — гнейсовой, в состав которой входят гранат-биотитовые, графитовые и пироксен-амфиболовые гнейсы, и верхней — карбонатной, сложенной кальцифирами.

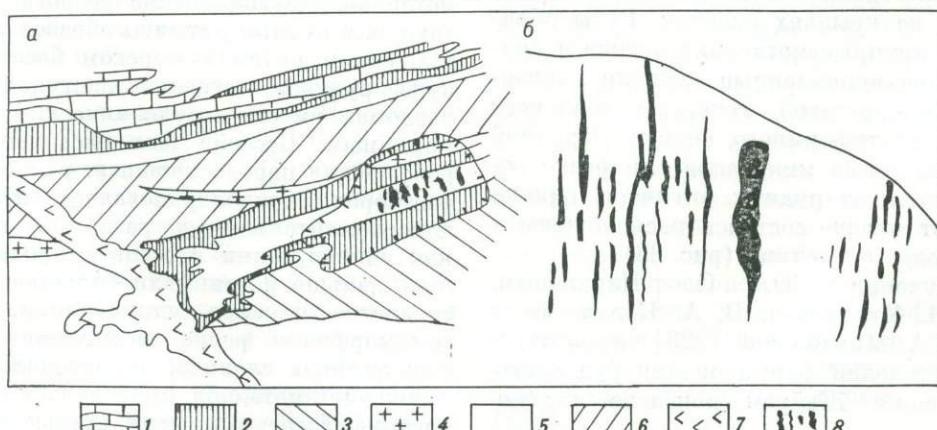
Продуктивным является горизонт пироксен-амфиболовых гнейсов, в кото-

ром находится множество поперечных кальцит-флогопитовых жил с отдельными кристаллами апатита и скаполита (рис. 37). Мощность жил самая различная, в отдельных раздувах она достигает 20 м. Строение жил зональное, внутри жилы выполнены кальцитом, а у зальбандов расположены кристаллы флогопита, апатита и скаполита. Отдельные кристаллы флогопита достигают в поперечнике до 1,5 м. Жилы развиты преимущественно в пласте пироксен-амфиболовых гнейсов мощностью от 60 до 120 м. Они располагаются по поперечным трещинам отрыва, образовавшимся на завершающей стадии пластического течения и метаморфизма исходных пород, а за пределы продуктивного пласта практически не выходят. Сформировались эти жилы при метаморфической дифференциации. На основании состава продуктивного горизонта и жил, можно судить о составе метаморфических растворов, которые содержали Mg, Ca, Fe и кремнезем. Эти остаточные метаморфические растворы попадали в трещины отрыва, образовавшиеся в конечные периоды перекристаллизации пород, и там из-за резкого падения давления и температуры сбрасывали свой полезный груз.

Вероятно, одной из главных причин образования флогопитовых жил (наравне с благоприятными *PT*-условиями) был первичный состав метаморфизуемых отложений. В Слюдянском районе карбонатные, магнезиальные и силикатные породы переслаиваются и при метаморфической кристаллизации в условиях амфиболитовой фации обуслови-

Рис. 37. Геологическое строение месторождения Слюдянка (а) и проекция продуктивного горизонта гнейсов с пегматитовыми слюдоносными жилами (б):

1 — мраморы, 2 — гранат-биотитовые гнейсы; породы: 3 — кварц-диопсидовые, 4 — диопсидовые; гнейсы: 5 — пироксен-амфиболовые. 6 — биотит-гранатовые; 7 — диабазы, 8 — пегматитовые жилы со слюдой



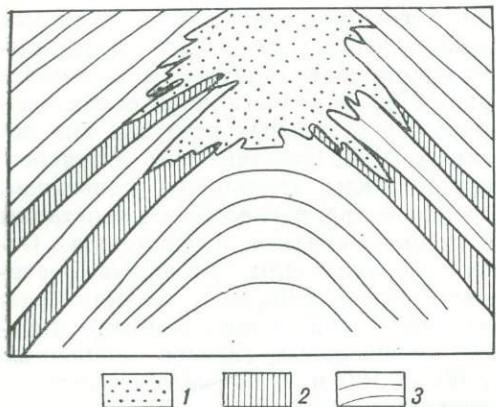


Рис. 38. Строение месторождения Жайрем:  
1 — метасоматическая залежь свинцово-цинковых руд с баритом, 2 — послойные малорудные ритмы сульфидов, 3 — вмещающая толща сланцев и кластогенов

ли выделение самых растворимых элементов в остаточные метаморфические растворы.

**Месторождение Жайрем (Северо-Западный Казахстан).** Отличается оно широким развитием стратиформного оруденения, представленного пиритовыми и сфалерит-пиритовыми с галенитом ритмитами, протягивающимися на большие расстояния и обладающими запасами непромышленных руд свинца и цинка. Продуктивная свита представлена тонким переслаиванием песчаников, углисто-глинистых сланцев и карбонатных пород палеозоя, содержащих послойные мелкие вкрапления сульфидов железа, цинка и свинца. Расположена она стратиграфически ниже железомарганцевых месторождений Караджала.

Промышленные галенит-сфалерит-баритовые руды сосредоточены в тектонических узлах продуктивной свиты ритмитов — антиклиналях, синклиналях или складчато-трещинных осложнениях на крыльях складок. Руды образуют крупные метасоматические и прожилково-вкрапленные залежи линзовидно-полосчатой текстуры жильного или стратиформного облика. Крупной зернистостью минералов они резко отличаются от рудных ритмитов, однако имеют тот же состав и расположены в пределах последних (рис. 38).

Изучение Ю. С. Париловым, Н. М. Митряевой, В. А. Кормушиным и В. А. Михайловой [223] температурных условий формирования руд месторождения Жайрем показало следующее.

Пиритовые и сфалерит-пиритовые с галенитом ритмы имеют температуры вскрытия включений 40—70 °C; включения в минералах однофазные, жидкие. Авторы статьи и другие исследователи атасуйских месторождений считают, что полученные сведения о температурах образования рудных минералов подтверждают геологические наблюдения о гидротермально-осадочном накоплении рудных ритмитов. Они также полагают, что источником рудного вещества были подводные излияния на морское дно, связанные с деятельностью синхронного вулканизма.

Галенит-сфалерит-баритовые промышленные руды имеют однофазовые включения в минералах. Их вскрытие происходит при  $t = 140$ — $150$  °C, что подтверждает геологические данные о более позднем образовании промышленных галенит-сфалеритовых руд. Кроме того, наблюдаются линзы и жилы, сложенные баритом и кварцем с температурами образования от 170—175 до 280—330 °C.

С аналогичными месторождениями меди и полиметаллов автор настоящего раздела познакомился в Северной Австралии во время геологической экспедиции XXV сессии Международного геологического конгресса в 1976 г. Это месторождения Маунт-Айза, Леди Лоретта и Макартур. Расположены они вдоль гряды осадочно-метаморфических пород протерозоя, представленных тонким переслаиванием черных сланцев, песчаников и карбонатных пород, протягивающихся более чем на 300 км. Породы содержат тонкую послойную вкрапленность галенита, сфалерита, халькопирита и пирита, образуя аналогичные жайремским рудные ритмы, редко — с промышленным содержанием металлов. Австралийские геологи считают, что рудные ритмы образовались осадочным путем в морском бассейне, куда рудный материал поступал по разломам вместе с вулканическим субмаринным. Бассейн был насыщен серой; медь, переносившаяся в кислых растворах, концентрировалась вблизи конседиментационных разломов, тогда как свинец, цинк и железо продвигались дальше и занимали большие пространства бассейна седиментации. При метаморфизме, редко достигавшем фации зеленых сланцев, происходило перемещение металлов, приведшее к образованию богатых медных (халькопири-

товых) и свинцово-цинковых (галениловых, сфалеритовых) руд. Эти богатые промышленные руды отличаются не только крупнозернистой перекристаллизацией сульфидов в ритмитах, но и образованием метасоматических и жильных рудных тел, в которых содержание меди достигает 4—5, а сумма свинца и цинка 12—15 %.

В богатых рудах отмечается интенсивная складчатость и трещиноватость с обильным формированием сульфидов в виде прожилково-вкрашенных руд, которые иногда развиваются и по зонам смятия.

Приведенные данные о совместном размещении богатых руд и ритмитов, различном структурном положении, одинаковом минеральном и элементарном составе при различных температурах образования и возрастных взаимоотношениях минералов дают основание считать, что образование богатых руд было обусловлено перемещением рудообразующих элементов из бедных металлами ритмитов под влиянием метаморфизма пород дозеленосланцевой фации.

**Холдиненское колчеданно-полиметаллическое месторождение.** Оно находится в северной части Прибайкалья и приурочено к осадочно-метаморфическим породам протерозойского возраста. Метаморфические породы разделяются на две толщи: нижнюю — черносланцевую и верхнюю — кварцитовую.

Структура месторождения определяется широкой асимметричной синклиналью и антиклиналью северо-восточно-го простирания. Крылья складок осложнены изгибами пород нескольких порядков (до микроскладчатости). Наблюдаются разрывные нарушения продольного субогласного с породами простирания, по которым размещаются интрузии габбро-диабазов. Более молодые нарушения субмеридиональные и север — северо-западного простирания разделяют месторождение на блоки. По данным Г. В. Ручкина, В. Д. Конкина и Т. П. Кузнецовой [183], вмещающие породы характеризуются парагенезисами: мусковит + кордиерит + кварц, карбонат + мусковит + кварц + хлоритоид, мусковит + биотит + кварц + ставролит + дистен + гранат, свидетельствующими о метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации. В непосредственной близости к месторождению с северо-востока метаморфические минералы образовывались

при температурах 480—630 °С и давлении около 6·10<sup>8</sup> Па. На месторождении выделяются три рудные зоны, представленные колчеданно-полиметаллическими залежами мощностью от нескольких до 30—60 м.

На месторождении по структурно-текстурным признакам выделяются три разновидности руд, имеющие важное значение для понимания условий их образования: а) массивные и полосчатые богатые, сложенные галенитом, сфалеритом и частично пиритом; залегают в висячем боку рудной зоны; б) пиритовые и кварц-пиритовые, залегающие преимущественно в лежачем боку рудной залежи; в) прожилково-вкрашенные халькопирит-пирротинового состава. Руды первых двух типов часто имеют ритмично-слоистую текстуру, образованную чередованием прослоев сульфидов и вмещающих пород мощностью от долей до 10 см, редко более мощных. Наблюдаются плоскопараллельные, массивные и мелкоскладчатые их текстуры. Метаморфическая перекристаллизация руд хорошо прослеживается макроскопически и под микроскопом. Она выражена развитием гетерогранобластовых зерен пирита и других сульфидов, часто удлиненных и ориентированных по осевым плоскостям мелких складок. В замках микроскладок зерна сульфидов часто располагаются параллельно изгибам слоистости. Изменения руд на глубине выражены также в формировании крупнозернистых сланцеватых и плойчато-сланцеватых структур, образовавшихся вследствие полной перекристаллизации с утратой первичных структур. При этом хорошо видны явления перегруппировки сульфидов при собирательной кристаллизации с образованием крупных зерен, приуроченных к ядрам плюек, в которых концентрируется до 60—70 % общего количества сульфидов. Все это убедительно подтверждает синскладчатую перекристаллизацию сульфидов. В зонах развития полосчатых и массивных руд наблюдаются интенсивное окварцевание и карбонатизация в виде оторочек кварцевого и кварц-карбонатного состава по зальбандам рудных зон. Под микроскопом фиксируется очищение вещества породы от графита в сторону зон окварцевания, что свидетельствует о мобилизации кварца при метаморфизме из боковых пород [183].

По мнению геологов, детально изучавших это месторождение [183], массивные пирит-галенит-сфалеритовые и частично полосчатые богатые руды образовались при метаморфизме, отвечающем метаморфизму рудовмещающей толщи на прогрессивном этапе. Кремнезем, CO<sub>2</sub> и рудные элементы (Pb, Zn и Cu) при прогрессивном метаморфизме перемещались из первичных седиментарных руд и отлагались в благоприятных складчато-трещинных структурах месторождения.

Прожилково-вкрашенные руды (халькопирит-пирротиновые, пирит-галенит-сфалеритовые) приурочены к зонам метасоматических диафторитов, имеющих кварц-серицитовый и серицит-карбонат-кварцевый состав, разви-

вшихся по древним продольным нарушениям. Вероятно, эти образования относятся к регressiveному этапу метаморфизма, что подтверждается и температурами гомогенизации газово-жидких включений в минералах прожилково-вкрашенных руд.

Таким образом, полиметаллические руды Холодненского месторождения образовались при региональном метаморфизме, который сопровождался мобилизацией рудного вещества из первичных сульфидных руд вмещающих пород на прогрессивном и регressiveм этапах. На основании этих данных Холодненское месторождение богатых руд (массивных, слоистых и прожилково-вкрашенных) следует отнести к метаморфическим автохтонным.

## Глава IX

### УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ультраметаморфизм развивался на завершающих стадиях образования складчатых структур в геосинклинальных областях. Он охватил значительные площади земной коры и проявлялся неравномерно (зонально). Возникал в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма в местах высоких геотермических аномалий, связанных с поступлением больших количеств тепла и флюидов. Ультраметаморфизм пород осуществлялся в условиях открытой системы, когда метаморфическими флюидами материал привносился и выносился.

В докембрийских комплексах метаморфические породы и гранитоиды часто переслаиваются, образуя мигматиты. Метаморфические породы постепенно сменяются гранитоидами по простиранию и падению. В докембрии гнейс-мигматитовые комплексы широко развиты и рассматриваются как примеры областей образования кислой магмы среди метаморфических пород.

В настоящее время геологическими и экспериментальными данными доказано, что гранит-гнейсовые комплексы при формировании во многих случаях миновали этап расплавления. Тогда ультраметаморфическое преобразование метаморфических пород в гранитоиды происходило вследствие перекристаллизации первичного материала и высокотемпературного калий-натриевого метасоматоза. Появление гранитоидов среди метаморфических пород служит во всех случаях признаком развития ультраметаморфизма.

Ультраметаморфизм в настоящее время рассматривается как сложный процесс переплавления, перекристаллизации, магматического и метасоматического преобразования метаморфических (первично-осадочных и вулканогенных) пород. Он с различной интенсивностью

проявлен на всех щитах мира, более всего развит в породах архея и нижнего протерозоя, менее — в верхнем протерозое.

Гранитизация — это процесс полного или частичного выплавления и перекристаллизации метаморфических пород, осуществляющийся под действием флюидов, содержащих Si, Al, Na и K. В процессе гранитизации эти флюиды обогащались рудными и щелочно-земельными компонентами, высвобождающимися из первичных пород и не вошедших в состав новых минералов, слагающих мигматиты и граниты. Таким образом, формировалась постгранитизационные растворы, обогащенные различными рудными компонентами, отвечающими первичному составу гранитизируемых пород. При благоприятных условиях какая-то часть рудных элементов растворов могла концентрироваться при кристаллизации минералов гранитоидов, образуя рудоносные граниты [67].

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. По пути растворы, обладающие значительной температурой и растворяющей емкостью, проходили через пласты и свиты, обогащенные рудными компонентами, экстрагировали их и нередко, приобретая свойство рудообразующих, при благоприятных условиях могли формировать рудные месторождения.

Особенности ультраметаморфических месторождений, которые в подавляющем большинстве отличаются от постмагматических (плутоно-гидротермальных), состоят в следующем.

Размещение залежей контролируется протяженными складчато-трещинными структурами, которые развиты по отно-

сительно узким зонам смятия — мильтитам, катахлазитам или бластомилонитам. Такие зоны во многих случаях протягиваются на десятки и даже сотни километров среди метаморфических и ультраметаморфических пород, на которые они наложены как метасоматические образования. Фронт метасоматитов обычно достаточно широк, что приводит к коренному изменению вмещающих пород, в то время как рудные образования занимают в нем относительно небольшое место.

Месторождения второго этапа расположены среди метаморфических пород вблизи полей гранитизации или непосредственно в гранитоидах. Возраст интрузий в этом районе более поздний, чем метаморфизма и рудообразования.

Приведенные отличия ультраметаморфических месторождений от постмагматических (плутоно-гидротермальных) не всегда достаточно определенные. На основании их не всегда можно установить генетический тип месторождения, особенно если оно расположено среди метаморфизованных пород и образовано под воздействием горячих (гидротермальных) растворов.

Если учитывать приведенные представления об образовании подавляющей части гранитов в процессе ультраметаморфизма пород коры, то естественно полагать, что при гранитизации пород возникшая кислая магма могла перемещаться по ослабленным зонам, в результате чего формировались плутонические очаги кислой магмы. Кристаллизация ее могла привести к образованию плутоно-гидротермальных рудных месторождений.

Таким образом, плутоно-гидротермальные месторождения, расположенные среди метаморфических пород щитов, можно рассматривать как частный случай ультраметаморфического рудообразования.

Многие считают, что на прогрессивной стадии динамотермального метаморфизма рудообразование происходит не может, поскольку это стадия изохимического процесса, когда господствовали условия перекристаллизации пород и вынос породо- и рудообразующих компонентов.

С этим согласиться нельзя. Изохимичность метаморфизма несомненна для крупных регионов, серий и свит или других геологических объектов, под-

вергшихся региональному метаморфизму. Однако для конкретных пластов, горизонтов и прослоев, имеющих различный состав, метаморфическое растворение и перекристаллизация пород вызывают миграцию элементов, выравнивая состав пород и обогащая метаморфические растворы химическими компонентами, не вошедшими во вновь образованные кристаллические решетки минералов. Симметаморфические тектонические движения, выразившиеся в складкообразовании, обусловливали развитие зон разуплотнения, по которым направлялись потоки метаморфических растворов. Это, в частности, подтверждается формированием железорудных залежей среди джеспилитов на участках сложной складчатости. Здесь в многочисленных проникаемых местах, чаще на контактах сланцев и джеспилитов, хорошо изучены вынос SiO и сохранение Fe, которые привели к образованию железорудных залежей. При этом наблюдается магнетит, относящийся к одной генерации. В руде и вмещающих джеспилитах он имеет одинаковые содержания, формы выделения и микропримеси [10].

Кроме того, перекристаллизация пород во время прогрессивного метаморфизма во многих случаях является рудообразующим процессом. Так, первичные ильсто-глинистые и железисто-кремнистые осадки при метаморфической перекристаллизации превращаются в магнетит-сланцевые породы или магнетитовые кварциты (джеспилиты), представляющие собой типичные метаморфизованные месторождения бедных железных руд.

Таким образом, с прогрессивной стадией метаморфизма связано рудообразование как метаморфизованных, так и метаморфических месторождений на базе первичных повышенных концентраций рудного вещества в метаморфизуемых породах.

На регressiveйной стадии метаморфизма под влиянием рудных метаморфических растворов образуются гидротермально-метаморфические месторождения. Растворы перемещаются из зон высокого метаморфизма в зоны более низкого, распространяются по проникаемым, тектонически подготовленным породам и проявляются чаще всего в виде рудоносных метасоматитов (березитов, лиственитов, альбититов) и жильных образований.

Остановимся на некоторых вопросах, касающихся условий образования месторождений при гранитизации. Еще в 1955 г. Н. Г. Судовиков в критике магматогенной теории рудообразования указал на то, что до настоящего времени нет данных о прямой генетической связи рудоносных растворов с конкретными магматическими очагами, часто расположеными в рудных районах [214]. Причиной было то, что сторонники магматического образования эндогенных месторождений рассматривали процесс рудообразования в отрыве от условий образования гранитной магмы, а всю теорию магматогенного рудообразования свели только к постмагматической стадии.

Гранитная же магма зарождалась и развивалась в зонах ультраметаморфизма, где главная роль всех петрологических процессов состояла в гранитизации различных пород и унаследовании их состава. Поэтому, как указывал Н. Г. Судовиков [214], рудообразование в основном определялось процессами, приводящими к рождению гранитной магмы. Главная особенность процесса гранитизации, с позиций рудообразования, состояла в том, что из пород, подвергшихся гранитизации, выносились огромное количество различных металлов (см. главу V), и эти металлы на больших пространствах гранитизированных пород не образовывали значительных рудных концентраций. При этом четко установлено, что вынос металлов (Fe, Mg, K, Ca, Ti) усиливался по мере усиления процессов гранитизации.

Н. Г. Судовиков [214] сделал вывод, что при гранитизации в зоне ультраметаморфизма уничтожаются рудные скопления и рудные месторождения, образованные на предшествующей стадии — при региональном метаморфизме; вынос металлов являлся особенностю этой зоны. Он ставит вопрос: где расположены зоны, в которых накапливаются вынесенные из области гранитизации металлы?

Зоны отложения и концентрации рудного вещества должны находиться а) выше области развития магматических пород — мигматитов и гранитов, вероятно, на границе с областью метаморфизма. Такое положение определяется движением растворов вверх к зоне метаморфизма вследствие общей закономерности перемещения нижней зоны

полного расплавления и наступления ее на верхнюю зону метаморфизма; б) в области сочленения зон ультраметаморфизма и метаморфизма с размещением рудных полей и месторождений в относительно узких, хотя обычно протяженных трещинно-складчатых проникаемых структурах. Область рудоотложения должна находиться в верхней части пород ультраметаморфизма и нижней части зоны метаморфических пород.

Такой вывод о расположении рудных зон отвечает установленной закономерности о том, что максимальная гранитизация пород сопровождалась выносом рудогенных элементов, а отложение их связано с зонами регressiveвой стадии ультраметаморфизма.

Исследуя конкретные геологические структуры, мы часто наблюдали концентрацию рудного вещества в тектонических зонах гранитоидов и метаморфических пород, относящихся к зоне сочленения мигматитов и кристаллических сланцев.

Итак, не вызывает сомнения, что область ультраметаморфизма является мощным двигателем выноса рудогенных элементов из метаморфических гнейсов и кристаллических сланцев, перемещения и концентрации их. В таких случаях образуются преимущественно рудоносные граниты и концентрированные рудные тела в виде жильных и метасоматических образований.

Характерными для ультраметаморфических месторождений являются щелочной, магнезиально-кальций-углекислый и кремнистый метасоматоз, а также образование кварц-рудных и карбонат-рудных пегматитовых и аплитовых жил, содержащих многие рудные минералы. Иногда образуются прожилковые штокверковые месторождения или месторождения, сложенные вкрапленными рудами и рудными жилами. Ультраметаморфические месторождения характерны для урана, меди, титана, многих редких элементов, слюды, апатита, пьезокварца и других полезных ископаемых.

Ультраметаморфические месторождения размещаются среди складчатых и складчато-разрывных структур. В отличие от метаморфизованных и метаморфических они образуются за счет привноса рудных компонентов гидротермальными растворами в область рудоотложения.

Среди ультраметаморфических месторождений целесообразно выделить две группы: палингенно-метасоматические и постультраметаморфические (постгранитизационные). Первые формируются в результате метаморфического мигматит-гранит-пегматитообразования, а также последующего палингенезиса, приводящего к возникновению реоморфических гранитов и пегматитов, вторые — при затухании процессов ультраметаморфизма и развитии постультраметаморфических растворов, поднимающихся из зон ультраметаморфизма в более высокие этажи консолидированных пород.

Характерными особенностями ультраметаморфических месторождений являются: а) широкое развитие зон метасоматоза ( $K$ ,  $Na$ ,  $Si$ ,  $Mg$ ,  $Fe$  и др.), которому подвержена большая группа алюмосиликатных пород (сланцы, гнейсы, силикатные железистые роговики и др.); б) размещение рудных тел, жил и штокверков среди метасоматических зон диафторитов по наложенным структурам (милонитам, катаклазитам); в) развитие рудных месторождений и диафторитов по зонам глубинных разломов, протягивающимся на сотни, а иногда и тысячи километров, образуя протяженные тектоно-метасоматические рудные пояса с однотипными геохимическими особенностями; г) определяющая роль метасоматических процессов, которые накладываются на породы различных фаций метаморфизма и не зависят от размещения тел гранитоидов; д) формирование, с одной стороны, на заключительных стадиях складкообразования, когда породы находятся в состоянии наибольшей тектонической напряженности, обеспечивающей высокую проницаемость поровых растворов, а с другой,— когда уже развились разрывные зоны, по которым перемещались породы; е) более позднее развитие интрузий гранитоидов и малых интрузий основных пород; ж) изотопный возраст, близкий к изотопному возрасту пород гранитизации. Так, на УЩ рудоносные зоны щелочного метасоматоза имеют изотопный возраст 1700—1900 млн. лет, а возраст гранитоидов нижнего протерозоя — 1800—2200 млн. лет.

Ультраметаморфические месторождения отличаются от метаморфических автохтонных иными парагенезисами минералов и другими элементами, которых часто нет во вмещающих поро-

дах. От типичных плутоно-гидротермальных месторождений они отличаются протяженностью, своеобразным составом метасоматитов и руд, а также высоким давлением при образовании.

Особенно характерны эти месторождения для протерозойских пород щитов, однако в ряде мест к ним можно отнести месторождения, размещенные в палеозойских структурных этажах, образовавшиеся вследствие ультраметаморфизма нижних горизонтов складчатых структур. Среди пород нижнего протерозоя широко развиты редкометальные, урановые, медные и другие ультраметаморфические месторождения.

В структурном отношении наиболее благоприятны для размещения ультраметаморфических месторождений складчато-трещинные зоны расслоенных метаморфических пород, часто приуроченные к глубинным разломам краевых прогибов. Зоны глубинных разломов краевых прогибов находятся на границе краевых прогибов и внутренних геосинклинальных областей. Чаще всего они формируются на начальной стадии геосинклинального развития, являются коседimentационными с верхним структурным ярусом, хорошо выражены широкой зоной многократного смятия, наложенной минерализацией, сменой фаций и формаций пород, большим градиентом мощностей и различными фациями метаморфизма пород. Такие зоны часто прослеживаются на границе архея и протерозоя. Архейские породы сильно гранитизированы, обычно сложены мигматитами и реоморфическими гранитами, протерозойские — менее гранитизированы и в основном сложены расслоенными гнейсами и кристаллическими сланцами, подвергшимися метасоматическим изменениям. Зоны краевых прогибов геосинклиналей преобразуются в сложные синклиниории с глубоким заложением (до 4—8 км). В пределах синклиниориев породы образуют складчато-трещинные структуры с послойными перемещениями отдельных слоев. В результате возникают расслоенные легкопроницаемые зоны, особенно в местах замыкания синклиналей и поперечных изгибов пластов. На складчатые синклиниорные полосы пород, протягивающиеся вдоль глубинных разломов, накладываются разрывные структуры, которые на разных этапах метаморфизма и особенно

ультраметаморфизма служили путями движения перемещающихся растворов. Такие складчато-разрывные зоны и были местами развития наложенного минералообразования и связанного с ним рудообразования. Наиболее интенсивное рудообразование наблюдается в узлах сложной складчатости, сочетающейся с разрывными структурами. Изменение пород и рудообразование в этих зонах находятся в прямой зависимости от исходного материала и состава растворов, поднимающихся из зон ультраметаморфизма. Растворы по пути следования могли менять состав, поскольку они экстрагировали различные элементы из пород, через которые проходили, и переносили их к месту отложения.

В некоторых случаях в зонах краевых прогибов и глубинных разломов развивался щелочной метасоматоз. Щелочные метасоматиты имеют особенно большое значение в постультраметаморфическом рудообразовании в докембрии. Они формировались при замещении различных по составу пород (гнейсов, железистых кварцитов, кристаллических сланцев, мигматитов, гранитов) при воздействии натрийсодержащих или калийсодержащих углекислых растворов, проникающих в породы по зонам милюнитов, катаклазитов и других тектонитов. Представлены они микроклинитами, альбититами, эгириинитами и доломитами.

На первом этапе щелочного метасоматоза проявился калиевый метасоматоз, выраженный в образовании микроклиновых пород, нередко почти чистых микроклинитов. Замещению подверглись плагиоклаз и кварц гнейсов и мигматитов. На втором этапе развивались натрийсодержащие минералы — альбит, эгириин и щелочные амфиболы. Завершают этот процесс зоны кремниевого метасоматоза и жильные образования, нередко несущие сульфидную или карбонатную минерализацию. Отчетливо наблюдается зависимость возникновения того или иного минерала от исходного состава пород. Альбит образовался по основному плагиоклазу, микроклину, кварцу и другим минералам гранитов, гнейсов, микроклинитов и мигматитов. Часто образуются почти мономинеральные альбитовые породы — альбититы, альбитизированные гнейсы или мигматиты. Наиболее интенсивно альбитизируются микроклини-

ты, реже гнейсы и мигматиты. Эгириин и эгирииниты в значительных масштабах возникают по железистым кварцитам и джеспилитам, где имеется достаточное количество кремнезема и железа. Щелочные амфиболы (родусит, глаукофан, рибекит) развиваются по куммингтониту и биотиту. Метасоматический процесс завершался образованием относительно низкотемпературного парагенезиса минералов таких как кварц, доломит, анкерит, кальцит, иногда эпидот, хлорит, с которыми часто ассоциируют рудные — гематит, пирротин, уранит, галенит, апатит, циркон и сфен.

Иногда по относительно узким зонам смятия среди альбититов развиваются прожилки и вкрапления хлорита, эпидота, настурана, серицита и карбонатов, образующие тесные прорастания. Для этого типа структур характерны месторождения железо- и силикатно-урановых формаций. Месторождения такого типа встречаются только в местах интенсивного щелочного и карбонатного метасоматоза, хотя и относятся к завершающим стадиям процесса. Обычно железо-уранные месторождения размещаются в участках интенсивной складчатости железисто-сланцевых пород, представленных крупными центральными замыканиями или поперечными изгибами пластов по простианию и падению. В зоне складок развиты послойные срезы, мелкая трещиноватость, кливаж и пористость, создающие пропицаемость пород. Рудные тела имеют преимущественно форму пластовых согласных тел, уплощенных линз или уплощенных рудных столбов, погружающихся на глубину согласно со складчатостью.

В зависимости от состава пород, подвергшихся метасоматическим преобразованиям, В. Г. Кушев [134] различает шесть типов щелочных метасоматитов, среди которых он выделил два типа метасоматических месторождений урана: в породах формаций железистых кварцитов и в алюмосиликатных и силикатных породах.

А. И. Стригин [212] предложил систематизировать альбититы по текстурно-структурным признакам и выделил две разновидности: а) крупнозернистые порфировидные, бластокатастические и массивные, образовавшиеся по сиенитам, граносиенитам и гранитам и б) мелкозернистые, гранобластовые,

гнейсовидные, полосчатые и массивные, образовавшиеся по гнейсам, сланцам и эгириитам.

На основании значительного количества аналитических и геохимических исследований метасоматитов докембрия В. Г. Кушев [133] сделал вывод о смешанном происхождении растворов из

остаточных флюидов и метеорных вод подземной циркуляции, а также о том, что обогащение метасоматического раствора петрогенными и рудогенными элементами происходило при взаимодействии флюида с окружающими породами на пути к зоне интенсивного минералообразования.

### IX.1. ПРИМЕРЫ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

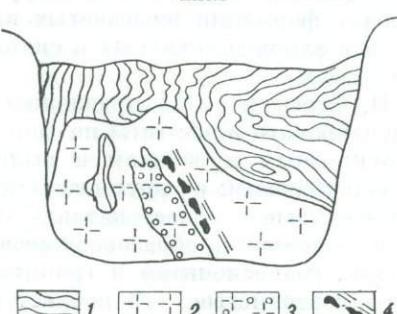
**Месторождение Макдональд** — уранопносных пегматитов — расположено в районе Банкрофт в Канаде, в южной части провинции Онтарио, в 110—120 км от оз. Онтарио. Рудный район сложен биотитовыми мигматитами, гнейсами и амфиболитами архея, которые перекрываются гренвиллскими метасedиментами и метавулканитами — сланцами, аркозами, граувакками, железистыми породами, основными и ультраосновными вулканитами. Гнейс-мигматитовый комплекс района сложен пара- и ортогнейсами, чередующимися с мигматитами и автохтонными гранитами и амфиболитами. Гренвиллские породы подверглись интенсивной складчатости и значительно изменены метаморфическими процессами до уровня зеленосланцевой фации. В районе среди мигматитов, амфиболитов и гнейсов архея развиты пегматиты, как послойные, так и в виде секущих тел. Оруденение размещено непосредственно в пегматитах, представляющих собой гигантокристаллические, местами крупноблочные породы, состоящие из кварца, микроклина, зеленого диопсидового пироксена и акцессориев — магнетита, циркона, титанита и кальцита. В карьере месторождения Макдональд интенсивно-складчатые с крутым падением

мигматиты вмещают крупное жильное тело пегматита крупноблочного строения. Залегает оно полого с заливообразными метасоматическими kontaktами и останцами мигматита внутри пегматита. Урановое оруденение размещается в смятой катаклизированной зоне, развитой вдоль крупных выделений кварца и полевого шпата внутри пегматита, но также по тектоническому нарушению. Рудные выделения представляют собой цепочки черных и коричневых линз в поперечнике до 10—20 см. Они образованы скоплениями уранинита и ураноторита в местах сильного дробления полевого шпата, кварца и темноцветных минералов — пироксена, биотита, циркона, титанита, флюорита, пирита и молибдена. Эти цепочки образуют рудные зоны различной протяженности и составляют главную промышленную ценность (рис. 39).

На шахте Фарадей среди амфиболитов находятся пегматитовые, карбонатные и ангидритовые выделения, пятнистые или жилоподобные с четко выраженным метасоматическими kontaktами. Наблюдается интересная зональность: мощная полоса карбоната и ангидрита граничит с темноцветной полосой пироксена, которая, в свою очередь, сменяется пегматитом, а последний постепенно метасоматически переходит в полосчатый амфиболит. Пегматит средне- и крупнокристаллический состоит из красного полевого шпата, черного пироксена и малого количества темного кварца. Карбонат крупнокристаллического сложения представлен розовым доломитом и кальцитом в тесном срастании с серым ангидритом, содержащим вкрапления флюорита, кварца и магнетита. Урановое оруденение приурочено к тектонически нарушенному контакту метасоматитов — карбонатов и пегматитов — с амфиболитами в виде прерывистых прожилковых или пятнистых выделений уранинита, а еще

Рис. 39. Урановое оруденение в пегматитах в карьере Макдональд (зарисовка Я. Н. Белевцева):

1 — мигматиты, 2 — гигантокристаллические пегматиты, 3 — крупное (2×4 м) выделение кварца в пегматите, 4 — зона смятия с урановым оруденением



чаще ураноторита. Ураноторит тесно ассоциирует с магнетитом, пироксеном и кварцем. Форма рудных тел линзовидная, реже жилообразная. Необычное сочетание пегматитов, карбонатных пород и ангидритов с метасоматическими взаимопереходами среди амфиболитов, вероятно, является примером влияния постультраморфических флюидов на основные породы архея. Уран, возможно, заимствован из исходных пород и отложился на самых последних стадиях постметаморфического процесса по зонам смятия среди метасоматитов. Минералами-осадителями являлись магнетит и пироксен, содержащие достаточное количество двухвалентного железа.

Месторождения урана, связанные с пегматитами, мелкие; размеры их залиней определяются несколькими метрами при невысоком содержании урана в рудах. Запасы этих месторождений измеряются единицами или десятками тонн, вследствие чего они не имеют существенного промышленного значения, хотя эти месторождения при нашем знакомстве с ними (в 1972 г.) находились в эксплуатации.

Ярким примером ультраметаморфических месторождений являются урановые месторождения натриевой и железозорудной формаций, довольно широко развитые в нижнем протерозое.

Месторождения урано-натриевой формации находятся среди метаморфических и гранитоидных пород нижнего протерозоя, сложенных гранитами, мигматитами и гнейсами; возраст метаморфизованных и ультраметаморфизованных отложений 2,0—2,2 млрд. лет. Чаще всего они встречаются среди расслоенных пород, представленных сложной перемежаемостью гнейсов, мигматитов и гранитов. Месторождения приурочены к зонам крупных разломов, хотя и расположены не в самих зонах, а в призонном складчато-трещинном поясе, насыщенном миланитами, катаклизитами и мелкокливажными проникаемыми породами. Зоны крупных разломов обрамляют древние выступы архейских пород, сложенных гранитоидами, нередко омоложенных нижнепротерозойским метаморфизмом.

Рудовмещающие структуры представлены складчатыми и разрывными формами. Среди складчатых наиболее распространены простые, флексурные и более сложные изгибы крыльев откры-

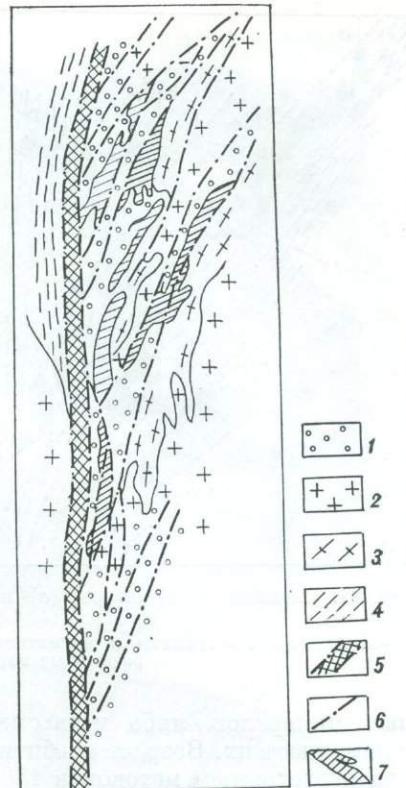


Рис. 40. Строение тектово-метасоматической зоны:

1 — натриевые метасоматиты, 2 — граниты, 3 — мигматиты, 4 — гнейсы биотитовые, 5 — основной разлом, 6 — оперниющие разрывы, 7 — рудные залежи

тых синклинальных складок, реже — места замыкания этих складок, примыкающих к основному разлому. Среди разрывных структур отмечается основной разлом, выполненный обычно милюнитами, и многочисленные послойные и кососекущие породы — разрывы различной величины (рис. 40, 41).

Внутрирудные структуры, определяющие интенсивность наложенной минерализации в рудных телах, выражены мелкой, часто послойной трещиноватостью, бластомилюнитами и брекчиями (рис. 42).

Все рудные залежи располагаются среди альбититов или альбитизированных пород и, по существу, являются рудоносными альбититами. Последние чаще всего содержат значительное количество темноцветных минералов — эгирина, эпидота, хлорита, гидробиотита, радусита, гематита и некоторых других. Главные рудные минералы представлены уранинитом, уранотитанатами и настураном. Рудные минералы обычно либо приурочены в виде мельчайших вкраплений к порам и трещинам темно-

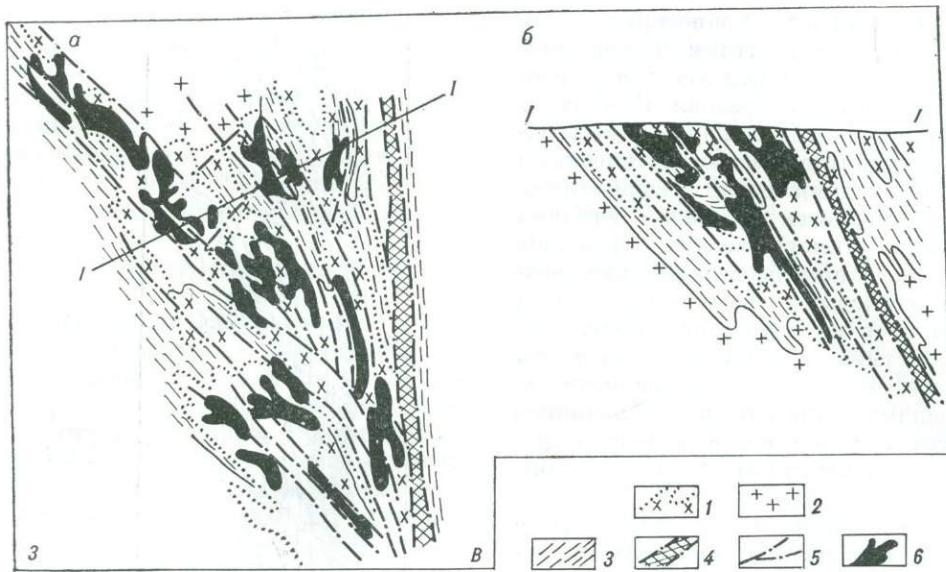


Рис. 41. Схематические планы (а) и разрез (б) месторождения натриево-урановой формации:

1 — альбититы, 2 — граниты и мигматиты, 3 — гнейсы, 4 — основной разлом, 5 — оперяющие разрывные нарушения, 6 — рудные тела

цветных минералов, либо метасоматически замещают их. Возраст альбититов определен изотопным методом в 1800—1900 млн., возраст оруденения 1700—1800 млн. лет.

Морфология рудных залежей определяется тремя главными разновидностями: столбообразными залежами, уплощенными линзами и штокверками прожилково-вкрапленных руд. В рудах отмечены повышенные содержания Be, Mo, V, Pb и Sb.

Важнейшие особенности месторождений урано-натриевой формации таковы: 1) оруденению предшествовали очень мощный натриевый и более слабые калиевый и кальций-углекислый метасоматоз, обусловивший формирование различной мощности метасоматитов, протягивающихся на десятки километров; 2) рудные месторождения и конкретные рудные тела размещаются только в тех зонах катаклиза, милонитизации и брекчирования, которые развиваются внутри альбититов; 3) размах оруденения по глубине превышает 1500 м, занимает среднюю часть интервала альбитизации, достигающего 2500—3000 м; 4) образуются при высоком давлении —  $(1,5-2,5) \cdot 10^8$  Па; 5) никакой связи их с магматизмом не наблюдается.

Месторождения урано-натриевой формации докембрия, образование которых непосредственно связано с про-

цессами ультраметаморфизма, относятся к группе постгранитизационных. Доказательством тому служит сказанное выше об условиях размещения и образования этих месторождений, в частности: а) месторождения пространственно и парагенетически связаны с альбититами, широко развитыми в протерозое как процесс, завершающий ультраметаморфизм; б) альбититы и связанные с ними месторождения протягиваются на многие десятки, а порою и сотни километров, во много раз превышая толщину земной коры; в) альбититы располагаются независимо от магматических интрузий, однако развиваются только в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, в которых возникает ультраметаморфизм; г) высокие давления, господствовавшие при рудообразовании, характерны для ультраметаморфизма.

**Месторождения Эис и Фей (Эльдорадо)** расположены в районе оз. Бивер-лодж в Канаде (г. Эльдорадо). Приурочены преимущественно к метаморфическим породам формации Мартин (нижний протерозой) и частично к подстилающим ее породам архея группы Тазин; находятся они в пределах крупных разломов, в зоне несогласного соплнения пород группы Тазин и формации Мартин. В этой зоне породы тектонически нарушены — трещиноваты, катализированы и милонитизированы.

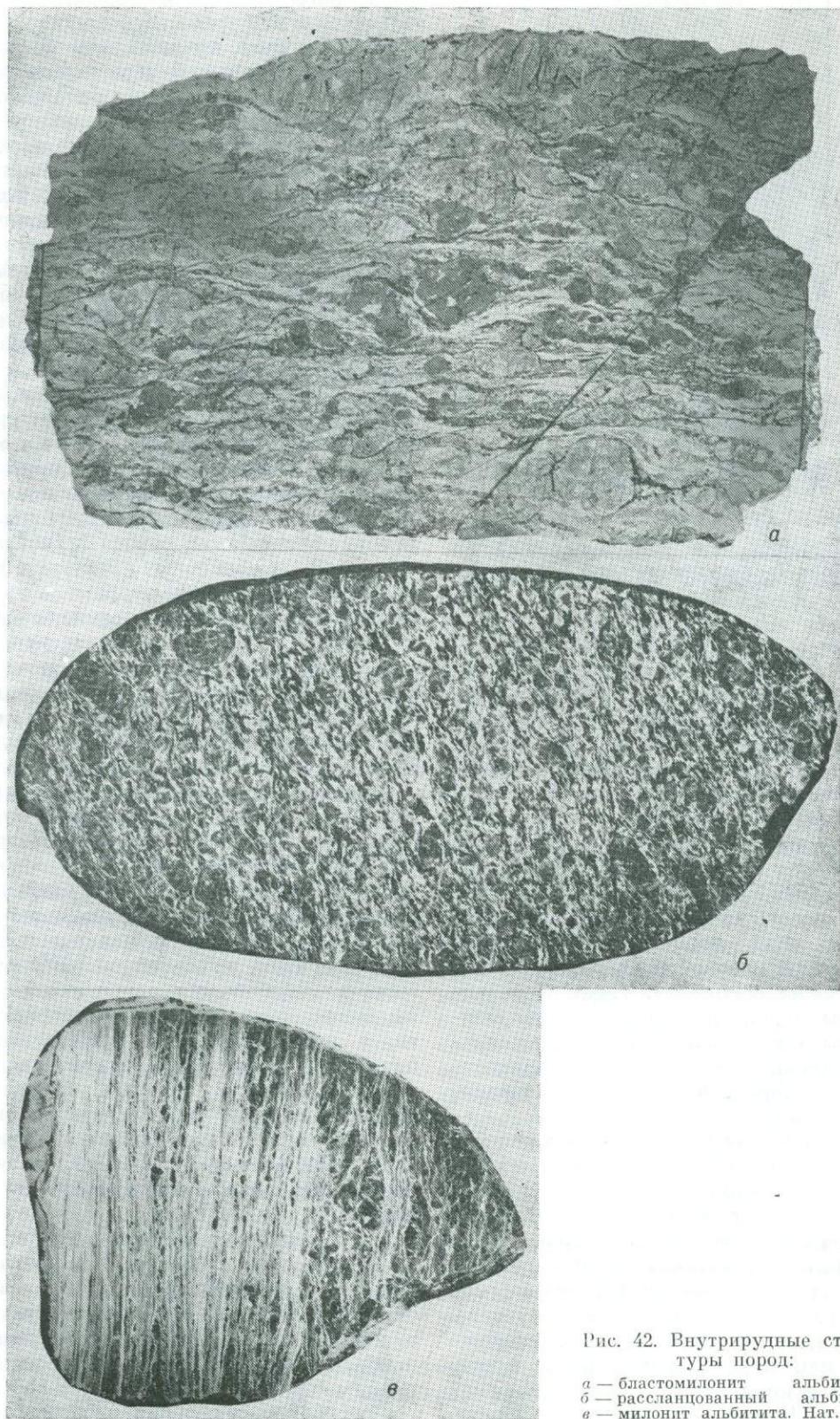


Рис. 42. Внутрирудные структуры пород:

а — бластомилонит альбитита,  
б — рассланцованный альбитит,  
в — милонит альбитита. Нат. вел.

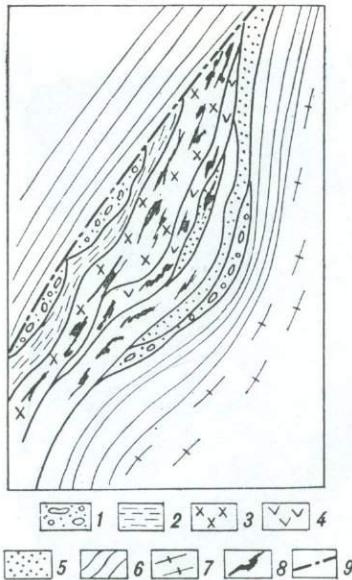


Рис. 43. Рудоносная зона Эльдорадо:

1 — конгломераты, 2 — мILONиты, 3 — альбититы, 4 — эпидотизированные амфиболиты и амфиболовые сланцы, 5 — кварциты, 6 — гнейсы, 7 — гранитоиды группы Тазин, 8 — рудные тела, 9 — разлом

Рудные образования представлены системой прожилков настурана или густой вкрапленностью его. Наиболее продуктивны прожилковые тела, развитые среди альбитизированных, гематитизированных, эпидотизированных и карбонатизированных сланцев, алевролитов и амфиболитов рудоносной группы. Выделяемая на месторождении Эльдорадо рудоносная группа пород сложена конгломератами, амфиболитами, кварцитами, аркозовыми песчаниками и милюнитами. Эти породы примыкают к протяженной зоне разлома Сан-Луи и гнейсовому основанию Тазин. Там, где породы рудоносной группы катализированы и милюнитизированы, они сильно изменены альбитизацией, эпидотизацией, хлоритизацией и гематитизацией (рис. 43).

Зона разлома Сан-Луи северо-восточного простирания прослежена более чем на 50 по поверхности и до 2 км на глубину; мощность ее около 5—6 м. Представлена сильно альбитизированными милюнитами и катаклазитами с прожилками урановой смолки. Однако в самой зоне разлома промышленного оруденения нет. Руда размещается в оперяющих или параллельных, менее протяженных зонах среди пород рудоносной группы. К зоне Сан-Луи, кроме описанного крупнейшего месторождения урана Эльдорадо, приурочены и другие

менее значительные месторождения и рудопроявления урана. Породы, слагающие рудное поле, представлены метааргиллитами, в меньшей мере метавулканитами и метаконгломератами. Метааргиллиты — плотные, темные, сланцеватые или массивные, чаще четко полосчатые из-за ритмичного чередования черных (составляющих 60—75 %) и серых, местами совсем светлых разновидностей, напоминающих тонкозернистые песчаники. Под микроскопом установлены кварц (15—20 %), амфибол (25—30 %), полевой шпат (35—40 %), в меньших количествах карбонат, сфен, эпидот, хлорит, серицит, мусковит.

Породы интенсивно-складчатые и перемянутые, вследствие чего местами теряют полосчатость и превращаются в монолитные милюниты. По мере приближения к рудной зоне все чаще и чаще наблюдаются эпидотизация, альбитизация и гематитизация пород. Эпидотизация развита в сланцевых прослоях в виде прожилковых выделений и метасоматических образований темно-зеленого цвета. С приближением к рудной зоне в результате усиления эпидотизации породы становятся темно-зелеными. Альбитизация проявляется в покраснении пород в виде бесформенных пятен, жилкообразных или послойных образований, преимущественно приуроченных к полевошпат-кварцевым прослоям. Альбититы мелкозернистые (0,1—0,01 мм). Основная масса породы представлена плохо индивидуализированными кристаллами альбита, находящимися в срастании с мелкочешуйчатым хлоритом и серицитом. Полосчатость подчеркивается ориентированными выделениями пластинчатого гематита, а иногда и сфена. Наблюдаются пятнистые и жилкообразные выделения карбоната, эпидота, кварца и сдвойникованного шахматного альбита второй генерации; хлорит иногда образует таблитчатые выделения, являющиеся, вероятно, псевдоморфозами по амфиболу.

По составу установлено несколько разновидностей альбититов: хлоритизированные, гематитизированные и существенно чистые. Выделяются также в различной степени альбитизированные кварц-полевошпат-амфиболовые породы.

В рудной зоне альбитит представляет собой сильно милюнитизированную породу кирпично-красного цвета, рассе-

ченную продольными черного цвета прожилками урановой смолки, толщина которой от волоска до 4—6 см. Кроме прожилков наблюдаются вкрашенные и пятнистые выделения смолки. Имеются прожилки и выделения карбоната, мелковкрапленного и крупнозернистого гематита, сульфидов железа и меди, кварца и реже рибекита. Мощность рудных зон в различных забоях от 1—2 до 5—6 м (рис. 44).

Морфологически рудная зона хорошо выделяется среди вмещающих пород и может быть селективно отработана. Руда богатая, содержит видимые прожилки и вкрашенность урановой смолки. Рудный альбитит под микроскопом в проходящем и отраженном свете в значительной степени дробленный и ката-клизированный, состоит преимущественно из тонкозернистого, местами сдвойникованного альбита, карбоната (3—7 %), уранотитанатов (1—4 %), хлорита (2—10 %) и пирита (до 2 %). Он переполнен дисперсным гематитом, который также образует каемки вокруг уранотитанатов.

Настурлан наблюдается в виде прожилков в расслоенном альбитите, имеет натечный габитус. Почкивидные выделения состоят из мельчайших частиц, обладающих различной отражательной способностью, что придает минералу яичистое мозаичное строение.

Уранотитанаты развиты в виде непрозрачных, полупрозрачных и прогнозных кристаллов пластинчатой формы, лучистых агрегатов или неправильной формы выделений в парагенезисе с хлоритом и карбонатами. В них наблюдаются бурые и светло-бурые внутренние рефлексы. В рудах непрозрачные уранотитанаты типа браннерита преобладают над прозрачными и полупрозрачными.

Последовательность образования и парагенезис минералов в рудах следующие: 1) формирование кварц-полевошпат-амфиболового сланца (метаалевролита) с вкрашенностью пирита, 2) альбитизация породы по узким тектоническим зонам с возникновением альбититов, сопровождающаяся эпидотизацией, гематитизацией и рибекитизацией, 3) милонитизация и катализ альбититов и образование парагенезисов: уранотитанаты — карбонат — хлорит — альбит — пирит, коффинит (настурлан) — карбонат — хлорит — халькопирит — галенит.

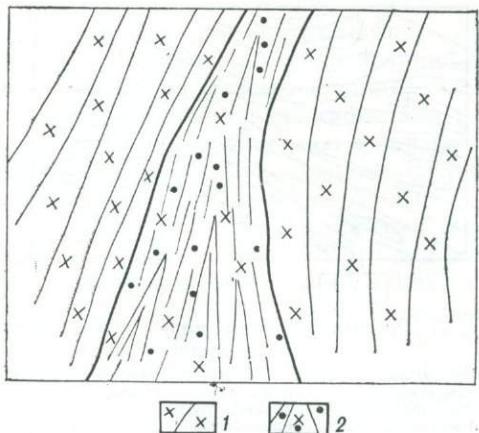


Рис. 44. Рудная залежь. Рудный забой в шахте Фей месторождения Эльдорадо (зарисовка Я. Н. Белевцева):

1 — альбитизированные сланцы, 2 — рудная залежь — милонитизированные и катализированные альбититы

Мы относим это месторождение к эпигенетическим; связано оно с процессом щелочного и карбонатного метасоматоза. Парагенезис урановых минералов с карбонатом, хлоритом и альбитом, развитых по зонам милонитов и ката-клизитов в альбитах, дает возможность судить о составе рудообразующих растворов. Они, вероятно, содержали U, Na, Ca, CO<sub>2</sub>, Ti, Fe, Mg и Si. Как показали наши экспериментальные работы, уран переносился в виде устойчивых уранил-натрий-карбонатных комплексных ионов, которые распадались под влиянием минералов-осадителей (пирита, хлорита и амфибала) при благоприятной термодинамической обстановке. При этом он восстанавливается до четырехвалентного, связывался с Ti и частично с Si с образованием уранотитанатов и коффинита, углекислота с Mg и Ca образовывала карбонаты, Fe с Mg и Si — хлориты, что привело к возникновению названного парагенезиса минералов. Обильное выделение карбонатов в рудной зоне свидетельствует о карбонатно-щелочном составе рудоносных растворов, а также об участии CO<sub>2</sub> в формировании карбонатов. Этот процесс привел к разложению уранил-натрий-карбонатных комплексных ионов и к рудоотложению.

Можно наметить такую последовательность рудообразования: 1) накопление урана в осадках, 2) мобилизация его при метаморфизме пород и перемещение в зонах милонитов и катализитов при помощи постметаморфических

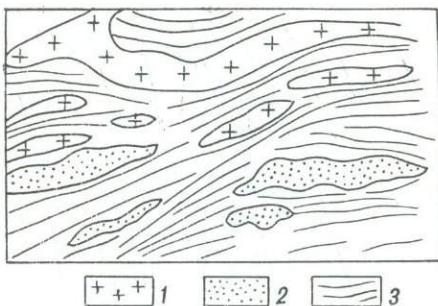


Рис. 45. Рассланцованные зоны в Сингхбумском разломе:

1 — щелочной гранит, 2 — кварцевые обособления по слоистости, многие из которых содержат выделения апатит-магнетитовой руды, 3 — рассланцованые кварц-биотитовые сланцы с прослойками кварца (зарисовка Я. Н. Белевцева):

гидротермальных растворов, 3) концентрации урана вместе с карбонатом, хлоритом и альбитом под влиянием активных осадителей. Источником урана многие исследователи района считают первично-осадочные породы формации Мартин, так как урана в них в среднем 0,004—0,005 %, а в некоторых пластах значительно больше.

Таким образом, урановое месторождение Эльдорадо образовано в результате процессов первичного (осадочно-диагенетического) накопления урана в осадках и последующего его перераспределения и концентрации под влиянием щелочно-углексилого метасоматоза, возникшего при метаморфизме и ультраметаморфизме осадочных пород.

**Сингхбумский рудный пояс** приурочен к зоне глубинного разлома, проходящего по районам Восточной Индии на границе двух докембрийских систем — Восточно-Гатской и Сатпурской. Эта зона имеет складчато-сколовое строение и протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 150 при ширине в несколько километров, а в отдельных местах до 15—20 км. С юга и севера она ограничена главными сколовыми плоскостями, которые отделяют породы, развитые в зоне, от вмещающих ее образований. Породы в пределах зоны представлены пластами метаморфических полевошпат-слюдянных сланцев и гнейсов, кварц-хлорит-магнетитовых и кварц-мусковит-биотитовых сланцев, в которых находятся пачки полосчатых и магнетитовых кварцитов. К северу от зоны расположены грубокристаллические слюдяные сланцы, содержащие гранат, ставролит и кианит и отвечающие гранулитовой фации метаморфиз-

ма. К югу от нее залегают филлиты, сланцы, песчаники, полосчатые гематитовые кварциты и вулканические породы, отвечающие зеленосланцевой фации метаморфизма.

Внутренняя структура Сингхбумской зоны определяется складчатыми формами, которые сопрягаются с разрывами. Выделяются продольные и поперечные складки.

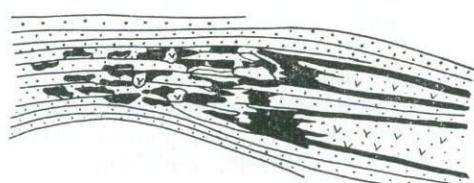
В пределах Сингхбумской зоны наблюдаются не только породы разных фаций метаморфизма, но и мигматиты, развитые преимущественно в западной и восточной частях ее. Фронт мигматизации, очевидно, не выходил за пределы зоны скальвания [2]. В пределах зоны известны два типа рудных месторождений: апатит-магнетитовый и медно-сульфидный.

Апатит-магнетитовые тяготеют к мигматизированным хлоритовым сланцам. Они представлены линзами длиной 4—5 и мощностью 0,1—0,3 м. Образование их, по мнению А. К. Банерджи [2], происходило в процессе мигматизации, развивающейся в пределах зоны скальвания. Метаморфические растворы, обогащенные CaO, FeO, MgO, TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, поступали в хлоритовые сланцы, где в условиях понижения температуры и давления нарушалось равновесие растворенных веществ, это вызывало кристаллизацию апатит-магнетитовых руд в пористых послойных зонах сланцев (рис. 45).

Медно-сульфидные месторождения залегают среди хлоритовых сланцев в измененных основных породах и рассланцованых плагиогранитах. Они, как правило, не раздроблены и не несут следов рассланцевания, на основании чего их можно считать послесколовыми. Сульфиды представлены халькопиритом, реже пирротином, пентландитом, пиритом и миллеритом.

Рис. 46. Вкрашенные руды рудника Массабаши (зарисовка Я. Н. Белевцева):

1 — останцы измененных основных пород, 2 — хлорит-биотитовые сланцы, 3 — вкрашения медных руд



1 2 3

Самым крупным и наиболее изученным медно-сульфидным месторождением Сингхбхумского пояса является Массабани. Залежь медных руд на нем прослежена на 4—5 км, мощность ее 0,3—15 м. На глубину залежь вскрыта более чем на 700 м. Размещена она среди рассланцованных и хлоритизированных основных пород, плагиоклазовых гранитов и кварц-хлорит-биотитовых сланцев. На месторождении медные руды представлены тремя типами: прожилковым, сложенным халькопиритом; вкрапленным, образованным агрегатами рудных минералов, и кварц-сульфидными пропластками, расположеными вдоль сланцеватости пород и представленными светлым кварцем и халькопиритом. Вкрапленные разности составляют большую часть руд. По личным наблюдениям автора, в забоях шахты Массабани хорошо видно размещение вкрапленных руд в рассланцованных и измененных основных породах в плагиоклазовых гранитах, преимущественно на границе с останцами менее измененных основных пород гранитов (рис. 46).

Околорудные изменения выражаются в образовании зон биотитизации, затем пропилитизации и мусковитизации. Изменение пород сопровождается уменьшением содержания кремнезема, а также Na, Ca и увеличением содержания K, Mg, Fe, H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>; процесс оруденения вызван привносом Cu, Ni и Co.

Температуру образования руд Массабани изучал К. Рао [273]: для пиротин-ширита она равна 325—490°, для халькопирита 340 °C. По мнению большинства индийских геологов, медные руды Сингхбхумского пояса сформировались вследствие гранитизации — ультратаморфизма основных вулканических толщ. В зонах гранитизации температура была достаточной, чтобы при перекристаллизации и частичном выплавлении пород медные и сопутствующие им компоненты образовали остаточные рудные растворы, а последние переместились в зоны метаморфических образований с благоприятными структурно-литологическими и термодинамическими условиями для рудоотложения.

## Глава X

### ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В геологической литературе классификация метаморфогенных месторождений касается главным образом металлических полезных ископаемых. К. И. Богданович [40] впервые выделил метаморфогенные месторождения и разделил их на метаморфизованные и метаморфические. М. А. Усов под метаморфогенными месторождениями понимал «лишь такие образования, которые получились при перекристаллизации уже ранее существующих месторождений, причем эта перекристаллизация или вообще метаморфизм может выражаться не только в изменении минерального состава, структуры и текстуры рудного тела, но и в перемещении рудного вещества» [228].

В. А. Обручев [160] также рассматривал метаморфогенные месторождения как ранее существовавшие рудные залижи, измененные метаморфическими процессами. В зависимости от доминирующих процессов он выделял динамо-,apiro- и гидатометаморфические месторождения.

В начале 40-х годов XX ст. среди геологов все больше укреплялось мнение о том, что термодинамические процессы, протекающие на глубинах, могут не только метаморфизовать уже существующие месторождения полезных ископаемых, но и создавать новые. В связи с этим А. Г. Бетехтин [34], как и ранее К. И. Богданович, делит метаморфогенные месторождения на две группы: метаморфизованные и метаморфические.

Большое значение для понимания формирования метаморфизованных месторождений имели работы А. Н. Заварицкого [92, 93]. На примере медно-колчеданных месторождений Урала он исследовал процессы, происходящие в ранее образованных рудных телах при их последующем метаморфизме, а также установил признаки руд метаморфо-

генного происхождения и их отличия от руд магматического. Т. Н. Шадлун [244, 245] развила эти идеи.

В одной из работ Г. Шнейдерхен [247] приводит подробную характеристику метаморфогенных рудных месторождений и выделяет среди них следующие: контактово-метаморфические; метаморфические в кристаллических сланцах, образование которых обусловлено нагрузкой, дислокационным и региональным метаморфизмом; метаморфические в области фундамента, зоны анатексиса, гранитизации, инъекционного метаморфизма и вообще метаморфической мобилизации вещества.

К. Е. Захаров в 1953 г. указал на нецелесообразность подразделения метаморфогенных месторождений на метаморфические и метаморфизованные. Он считал, что надежными генетическими признаками для классификации типов месторождений полезных ископаемых могут служить парагенетические минеральные ассоциации, обусловленные совокупностью физико-химических условий и геохимических закономерностей.

К. Е. Захаров классифицирует метаморфические месторождения следующим образом: а) в гнейсах и метаморфических сланцах, б) в конгломератах, песчаниках и кварцитах, в) в карбонатных породах, г) в вулканогенных породах, д) в серпентинитах.

Классификацию метаморфогенных месторождений развили в своих работах П. М. Татаринов, В. С. Домарев, В. И. Смирнов, В. Н. Котляр, Я. Н. Белевцев и др. Эти исследователи обычно делят метаморфогенные месторождения на две группы: метаморфизованные и метаморфические.

Я. Н. Белевцев [16, 21] выделяет три класса метаморфогенных месторождений: метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические.

В. И. Смирнов [196] группу метаморфизованных месторождений делит на два класса: регионально-метаморфизованные и контактово-метаморфизованные. По его мнению, в дальнейшем, вероятно, появится возможность рационально по генетическим признакам сгруппировать метаморфогенные месторождения по фациям метаморфизма. Среди пород контактового метаморфизма выделяются четыре фации: альбит-эпидот-роговиковая, роговообманково-роговиковая, цироксен-роговиковая и сандинитовая. Среди пород регионального метаморфизма различают шесть фаций: цеолитовую, зеленых сланцев, глаукофановую, амфиболовую, гранулированную и эклогитовую.

В. И. Смирнов выделяет также ультраметаморфические месторождения: «На ранней стадии ультраметаморфизма, в связи с выборочным переплавлением исходных пород, среди гнейсов возникают своеобразные псевдопегматиты, иногда содержащие промышленные скопления мусковита и биотита» [196, с. 576].

В. Н. Котляр [119] метаморфизованные месторождения подразделял на регионально- или динамометаморфизованные и термально-метаморфизованные под воздействием магматических проявлений или тепловых потоков. Кроме того, среди метаморфизованных он выделяет метаморфизованные экзогенные и метаморфизованные эндогенные.

В генетической классификации эндогенных месторождений Я. Н. Белевцев среди метаморфизованных месторождений выделяет две генетические группы [18]: осадочно-метаморфизованную и вулканогенно-метаморфизованную. Подкласс метаморфических месторождений он подразделяет на три генетические группы: месторождения метасоматические высоких фаций метаморфизма (амфиболитовой и гранулитовой), остаточно-метаморфические низких фаций метаморфизма (зеленосланцевой) и пегматитовые. По его мнению, ультраметаморфические месторождения связаны с миграцией рудогенных элементов осадочно-метаморфических пород при гранитизации. Он подразделяет ультраметаморфические месторождения на подклассы: магматический, пегматитовый и плутоно-гидротермальный.

Интересную попытку классифицировать метаморфизованные железистые руды докембрия предприняла Л. Я. Хо-

диш [241]. В основу своей классификации она положила два фактора: изменение минерально-petroграфического состава пород по аутигенно-минералогическим зонам и изменение состава по метаморфическим фациям отдельно для неокисленных и окисленных пород. Таким образом, ее классификация учитывает изменения пород при литогенезе, метаморфизме и гипергенезе и, несомненно, интересна для изучающих породы железорудных формаций.

Схема геологической классификации метаморфогенных месторождений полезных ископаемых УЩ была предложена А. И. Стрыйгиным [213]. В ней все месторождения метаморфического происхождения распределяются по «рудным формациям», «субформациям» и «рудным типам», а также разбиваются на три группы: метаморфизованную, метаморфическую и гидротермально-метаморфическую.

В последние годы Д. А. Великославинский и др. [55, 56], а затем Ю. М. Соколов и др. [205] опубликовали генетическую классификацию месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа. В основу ее положен принцип связи разных типов месторождений с метаморфизмом определенного типа, являющегося следствием эволюции термодинамических условий при развитии данного участка земной коры. Авторы попытались произвести классификацию рудных инерудных месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа не только по фациям или субфациям регионального метаморфизма, но и по фациальным сериям, отражающим различный термодинамический режим и геологические особенности подвижных областей.

Авторы классификации ввели новую терминологию и выделяют следующие классы метаморфогенных месторождений:

1. Прометаморфический — объединяет те месторождения, в которых промышленные концентрации полезного ископаемого возникли до проявления регионального метаморфизма в результате седиментации, выветривания, вулканизма, интрузивного магматизма и постмагматической деятельности. Процессы регионального метаморфизма лишь видоизменили минеральный состав, качество и концентрацию ранее существовавших руд, при этом их промышленное значение сохранилось. По-

генетическому признаку в этом классе выделяются метамагматические и метапостмагматические, метаэфузивные и метаэфузивно-осадочные, метаосадочные и метадеструкционные.

2. Ортometаморфический — объединяет месторождения полезных ископаемых, рудное или нерудное вещество которых образовалось в процессе регионального метаморфизма, а концентрация и локализация этого рудного вещества определяются геотермическим, динамическим и геохимическим режимами регионального метаморфизма. В этот класс входят месторождения: палингено-метасоматические (пегматитовые) и гидротермально-метасоматические, сформировавшиеся на регressiveном этапе цикла регионального метаморфизма.

3. Промежуточный реометаморфический рудных формаций — объединяет гидротермально-метасоматические (метаморфогенно-гидротермальные) месторождения. Концентрации рудных элементов в месторождениях этого класса возникают в результате дифференциации и мобилизации вещества при регионально-метасоматических преобразованиях регressiveного этапа метаморфизма. Группы рудных и нерудных формаций областей моно- и полиметаморфизма разделяют по фациям, отличающимся режимом давления (главным образом по андалузит-силиманитовой и дистен-силиманитовой фациальным сериям). Причем, по мнению авторов классификации, формация мусковитовых пегматитов локализуется строго в зоне дистен-альмандиновой субфации, а все другие формации полезных ископаемых встречаются в разных типах регионального метаморфизма.

Н. Л. Добрцов [79] также выделяет прометаморфический (метаморфизованный), реометаморфический (переотложенный) и синметаморфический генетические классы с подразделением их по термодинамическим условиям на фациальные серии, а по ведущим видам полезных ископаемых на комплексы. По термодинамическим параметрам метаморфогенные месторождения подразделяются на три метафациальные серии: образовавшиеся в условиях низких температур (дозеленосланцевая и зеленоносланцевая фации), в условиях средних температур (эпидот-амфиболитовая фация) и высоких температур (амфиболитовая и гранулитовая фации).

Из изложенного следует, что до настоящего времени все классификации метаморфогенных месторождений полезных ископаемых развивались в трех основных направлениях: а) по типу метаморфизма с выделением классов метаморфических, метаморфизованных, kontaktово-метаморфических, а в последние годы и ультраметаморфических месторождений [16, 34, 40, 119, 160, 196, 227]; б) по петрологическим и геологическим признакам [18, 55, 56, 213, 241]; в) по формационным и структурно-фациальным признакам [75, 79, 233].

По решению Третьего Межведомственного совещания группой ученых [63] разработана и опубликована генетическая классификация метаморфогенных месторождений. Она основана на разделении класса метаморфогенных месторождений на три подкласса (метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические) с последующим выделением в каждом подклассе группы месторождений по геологическим условиям рудообразования, а также трех метафациальных серий (по термодинамическим условиям рудообразования — низких, средних и высоких температур метаморфизма).

Из обзора классификаций метаморфогенных месторождений видно, что проблема изучена еще недостаточно.

Паряду с генетической классификацией могут быть составлены классификации на минералогическом (металлогеническом), тектоническом или формационном основании; в них в числе критериев принимаются геологические и вещественные условия образования, а также закономерности пространственно-го и временного размещения метаморфогенных месторождений в подвижных складчатых системах, в орогенных и жестких структурах (платформах, щитах, выступах фундамента). Примером металлогенической классификации эндогенных месторождений складчатых областей может служить работа Г. А. Твалчрелидзе [220].

В основе построения генетической классификации должны быть четкие определения самого предмета классификации и факторов, обусловивших все разнообразие его формирования и явившиеся объектом системного анализа.

Анализируя предложения и опубликованные материалы многих исследователей, а также личные наблюдения,

авторы стремились создать генетическую классификацию, которая, с одной стороны, отвечала бы современным представлениям о метаморфогенном рудообразовании и, с другой,— была бы достаточно всеобъемлющей, простой и удобной для пользования.

В настоящее время метаморфизм рассматривается как процесс эндогенный, связанный с развитием подвижных зон земной коры. Изменения, происходящие в зоне поверхностного выветривания, а также за счет вулканических и магматических подкоровых процессов, к метаморфическим не относятся. Главными агентами при метаморфизме были температура, давление и химически активные растворы различного происхождения. Эти факторы действуют совместно, но в определенных случаях влияние одного из них может доминировать. Метаморфизм проявляется как на значительных площадях, так и локально, причем в последнем случае ярче всего проявляется один из факторов. В результате метаморфизма пород возникают месторождения различных видов полезных ископаемых, которые объединяются в класс метаморфогенных.

Под метаморфогенными месторождениями (металлических и неметаллических видов) мы понимаем концентрации полезных компонентов, которые возникли в результате метаморфизма и ультраметаморфизма или были созданы до метаморфизма, но в последующем подвергались существенным изменениям при метаморфических процессах.

Учитывая современные геологические данные, класс метаморфогенных месторождений целесообразно разделить на три подкласса: метаморфизованный, метаморфический и ультраметаморфический (табл. 24).

В подкласс *метаморфизованных* объединены месторождения, в которых металлы концентрировались еще до метаморфизма, но претерпели существенные преобразования в условиях различных фаций регионального метаморфизма. Изменение полезного ископаемого выражалось в перекристаллизации, а также в изменении минерального состава, перегруппировке слагающих компонентов, но без изменения вида самого полезного ископаемого и места его залегания. В процессе метаморфизма могут возникнуть новые метаморфические образования — секреционные прожилки,

жеоды и послойные жилки альпийского типа. Но такие новообразования в общей массе залежей незначительны и не имеют существенного значения. Вынос некоторых компонентов за пределы рудного тела, как и изменение минерального состава, могут привести к некоторому изменению качества (но не вида) полезного ископаемого. Минеральные компоненты метаморфизованных месторождений перекристаллизовываются в условиях изохимического метаморфизма без существенного приноса и выноса рудообразующих компонентов. Источником рудообразующих компонентов являются метаморфизуемые руды. Парагенезисы минералов вмещающих пород и руд относятся к одним и тем же метаморфическим фациям. Чаще всего в месторождениях этого подкласса не происходит обогащения металлами, однако перекристаллизация рудоносных минералов меняет технологические свойства.

В подклассе метаморфизованных месторождений по типу первичного образования целесообразно выделить три группы: осадочные, вулканогенные и магматогенные. Примеры их приведены в табл. 24.

В подкласс *метаморфических* объединены такие месторождения, которые образуются под влиянием различных фаций регионального метаморфизма в породах метаморфизуемых толщ, а также в тех участках, где происходит перемещение породо- и рудообразующих компонентов из зон сжатия в зоны растяжения. Благоприятные для перемещения условия создаются при образовании зон трещиноватости, кливажа, полостей отслаивания или объемного катаклаза пород при дифференциальных подвижках пластов различного типа тектонических нарушений. Процессами, приводящими к образованию полезного ископаемого, являются: кристаллизация и перекристаллизация исходного материала, которые обусловливают образование нового вида полезного ископаемого; метасоматоз; отложение перемещенного материала в трещинах, порах и разного вида полостях. В качестве полезного ископаемого выступает один, редко два и более компонентов метаморфизуемых пород, которые и образуют промышленные концентрации в локальных зонах. Процесс образования метаморфических месторождений не всегда бывает изохимиче-

Таблица 24. Генетическая классификация

Фация	Метаморфизованные		
	осадочные	вулканогенные	магматогенные
Низких температур (порядка 120—450 °С) дозеленосланцевая и зеленосланцевая	Железистые кварциты Кривого Рога, КМА, Канады и других районов мира; золото-уральские конгломераты; месторождения Эллиот-Лейк в Канаде; железные руды месторождения Бакал на Урале; магнетит-хлоритовые руды месторождения Валияко в Кривом Роге; железомарганцевые руды Казахстана	Медно-колчеданные месторождения Среднего Урала; железистые кварциты зеленокаменных поясов Украины и других районов	Полиметаллические руды месторождения Сулливан в Канаде
Средних температур (порядка 450—650 °С) эпидот-амфиболовитовая	Золоторудные месторождения Колар в Индии; магнетитовые кварциты Северного Криворожья; протерозойские железистые кварциты многих районов мира	Марганцевые руды Ханкайского массива; медные руды месторождения Сингхбхум в Индии; месторождения золота зеленосланцевых поясов; марганцевые руды месторождения Сингхбхум	Медно-никелевые руды Воронежского массива
Высоких температур (порядка 650—850 °С) амфиболовитовая и гранулированная	Полиметаллические месторождения: Брокен-Хилл, апатит-магнетитовые Керуна в Швеции; магнетитовые руды Северного Криворожья	Железистые кварциты (Верховцево) на Украине, в Северном Криворожье (Петровские и др.); урановые месторождения Мери-Кетлин в Австралии	Медно-никелевые бедные руды Балтийского шита

ским. В этом случае перемещение  $H_2O$ ,  $CO_2$  породо- и рудообразующих компонентов происходит не только внутри метаморфизуемой толщи, но при определенных условиях выходит за ее пределы.

По условиям образования и пространственному соотношению с источником рудного материала в данном подклассе можно выделить две группы месторождений: автохтонные и аллохтонные. В первую входят месторождения, возникшие на месте подвергшихся изменению пород без перемещения или при незначительном перемещении исходного материала. Например, при перекристаллизации известняк превращается в мрамор, при перекристаллизации глиноземистых пород возникают кианитовые сланцы, графиты из углистых сланцев и многие другие. Автохтонными являются и остаточно-метаморфические железные руды, которые образуются при выносе безрудных компонентов в процессе метаморфизма пород. Автохтонные месторождения образуются и в случае, если в близкой по

составу породе (пласте или горизонте, свите) произойдет перемещение рудообразующего компонента в благоприятную структурно-литологическую зону.

При автохтонных минеральных преобразованиях рудное и породообразующее вещество перемещается на относительно небольшое расстояние. Вследствие этого закономерности их размещения определяются как метаморфическими факторами, так и первичным образованием пород (седиментацией, вулканизмом).

Аллохтонные месторождения возникли из компонентов, перемещенных на более или менее значительные расстояния от источника и отложенных внутри метаморфизуемой толщи или за ее пределами в породах существенно иного состава. Непосредственная связь аллохтонных месторождений с исходными породами настолько теряется, что закономерности их размещения определяются иными факторами.

Процесс образования аллохтонных месторождений по характеру аллохимичен, так как он происходит с при-

## метаморфогенных месторождений

Метаморфические		Ультраметаморфические	
автохтонные	аллохтонные	полигенно-метасоматические	послегранитизационные
Богатые железные руды Центрального района Криворожья; месторождения золота в сланцевых формациях; железорудные месторождения Валерьевской зоны Казахстана; железорудные месторождения Урала (горы Высокая, Магнитная, Благодать)	—	—	—
Амфибол-магнетитовые руды Северного Криворожья; графитовые руды Петровского района на Украине; слюдянные месторождения Забайкалья (Слюдянка); Холдинское полиметаллическое месторождение Магнетит-пироксеновые руды Приазовья; кианитовые руды Кольского п-ова; медно-никелевые руды Кольского п-ова	Дехтярское медное месторождение на Урале; полиметаллическое месторождение Жайрем в Казахстане; медно-полиметаллическое месторождение Маунт-Айза в Австралии Флогопитовые и волластонитовые руды Алдана	Редкометальные граниты; магнетитовые и редкометальные карбонаты (Ковдор) Черниговская зона Украины; вольфрамомolibденовые месторождения в гранитоидах Мусковитовые, редкометальные пегматиты Мамского района; редкометальные граниты Нигерии	Урановые альбититы Швеции и Канады; редкометальные альбититы Украины, Казахстана, Швеции и Канады; урановые месторождения Эльдорадо в Канаде; медное месторождение Массабани в Индии; рудоносные листвениты, березиты и альбититы Рудоносные пегматитовые и кварцитовые жилы многих районов мира

вносом к месту отложения рудогенных и петрогенных элементов на значительные расстояния от места залегания материнских метаморфических пород.

В подкласс *ультраметаморфических* входят месторождения, образующиеся при региональном метаморфизме в глубинных зонах подвижных областей земной коры. Причем метаморфизм в этих зонах перерастает в ультраметаморфизм, характеризующийся мигматитами и гранитообразованием, а также явлениями анатексиса или палингенеза с образованием мобильных расплавов.

Среди месторождений, образовавшихся при процессах ультраметаморфизма, целесообразно выделить две группы: палингенно-метасоматические и послегранитизационные. Первые формируются в результате метаморфического мигматито-, гранито- и пегматитообразования, а также последующего палингенеза, результатом которого является образование реоморфических гранитов и пегматитов. Вторые возникают при затухании процессов ультра-

метаморфизма в данном структурном этаже и поступлении по зонам разломов, образовавшимся в консолидированных породах, термальных послеультраметаморфических растворов из более глубоких зон ультраметаморфизма.

Таким образом, в предлагаемой классификации (табл. 24) класс метаморфогенных месторождений подразделяется на три подкласса (метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические) с последующим подразделением каждого на группы; этим предусматривается принцип объединения месторождений с общими характерными особенностями. К таким особенностям относятся общность источников рудообразующих компонентов, сходство условий образования полезного ископаемого, общность морфологических признаков и времененная близость в истории геологического развития подвижной зоны земной коры.

По вертикали в табл. 24 предлагаемая генетическая классификация предусматривает разделение подклассов и

групп месторождений по термодинамическим условиям образования полезного ископаемого.

Исходя из схемы фаций метаморфических процессов В. С. Соболева и его сотрудников [233], все метаморфогенные месторождения могут быть разделены на метафациальные серии. Нами они подразделены на три метафациальные серии: месторождения, обра-

зовавшиеся в условиях фаций низких температур (дозеленосланцевая и зеленосланцевая), в условиях фаций средних температур (эпидот-амфиболитовая) и в условиях фаций высоких температур (амфиболитовая и гранулитовая). Все метафациальные серии охватывают температурный интервал образования месторождений в пределах 120—850 °С.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе рассмотрены процессы рудообразования, связанные с метаморфизмом и ультраметаморфизмом пород, широко развитых на территориях щитов и древних платформ. Основанием послужили геологические материалы и экспериментальные данные, полученные авторами в течение последних 20—25 лет.

Метаморфогенные месторождения своим происхождением обязаны накоплению металлов при седиментации и вулканической деятельности, тектоническим движениям (пластическим и разрывным), региональному метаморфизму и ультраметаморфизму. По характеру рудообразующих факторов они являются эндогенными. Для метаморфизованных и некоторой части метаморфических месторождений решающее значение имело первичное накопление в осадочных и вулканогенных породах металлов в виде микрорудных фаций.

Первой причиной накопления рудного материала в земной коре явилось разделение первичного вещества Земли на оболочки и образование земной коры. Плавление первичного вещества сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразных элементов, которые обусловили перемещение многих металлов в зависимости от их способности к плавлению. В мантии стабилизировались тугоплавкие металлы, выше — в зоне эклогитов и базальтов — они сменились относительно легкоплавкими и, наконец, наиболее легкоплавкие поднимались в область гранито-гнейсовых и осадочных слоев.

Второй причиной первичного накопления металлов в породах докембрия послужила грандиозная вулканическая деятельность, в результате которой образовались мощные толщи пород спиллит-кератофировой и офиолитовой формаций, содержащих в своем составе

основную массу железа, марганца, алюминия, меди, никеля и других металлов земной коры. Третьей причиной накопления металлов были кора выветривания и седиментация. В нижнем протерозое образовались мощнейшие кластогенные, хемогенные и биогенные осадки с подчиненным значением эффузивов. В них находилось большое количество металлов, особенно в геосинклинальных зонах протерозоя.

Большие объемы осадочных и вулканогенных пород, а также значительные содержания в них микрорудных фаций показывают, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемым источником для формирования рудных месторождений. Образование самих рудных месторождений происходило под влиянием планетарных и региональных причин.

Метаморфизм и ультраметаморфизм вулканогенных и седиментогенных пород, охватившие почти всю толщу земной коры и вызвавшие несравненное ни с какими другими геологическими процессами перемещение рудогенных элементов в породах, привели к образованию многочисленных метаморфогенных рудных месторождений.

Метаморфогенное рудообразование возникло в результате дифференциации вещества пород при метаморфизме и осуществлялось вследствие растворения, перекристаллизации, выплавления и метасоматоза. Образование различных типов метаморфогенных месторождений зависело от благоприятного сочетания многих условий — состава метаморфизуемых толщ, их первичного строения, проницаемости, наличия рассеянных металлов, форм их нахождения, а также режима температуры и давления при метаморфизме.

Метаморфизованные месторождения образовались в породах, в которых накопление рудного материала произошло

до метаморфизма с последующим изменением его минеральных форм и физических свойств в процессе регионального метаморфизма. Во многих случаях промышленная ценность месторождения формировалась только под воздействием метаморфической перекристаллизации первичного материала породы.

Метаморфические месторождения образовались при метаморфической дифференциации и обособлении рудогенных компонентов метаморфизуемых пород, имевших аллохимический характер. Формирование рудоносных флюидов и гидротермальных растворов происходило во время перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород. Рудные и безрудные компоненты, не вошедшие в кристаллические решетки метаморфических минералов, приобретали подвижность, переходили в раствор или флюид. Перемещение рудоносных флюидов и растворов, как и отложение рудного вещества, и формирование рудных залежей, происходило главным образом в конце прогressiveивного этапа регионального метаморфизма и после него. Метаморфические месторождения подразделяются на автохтонные и аллохтонные.

Ультраметаморфические месторождения образовались при палингенезе или метаморфической перекристаллизации пород, а также под влиянием постгранитизационных растворов в смятых зонах. Они представлены рудоносными гранитоидами, пегматоидами и различными диафторитами (альбититами, листвинитами, березитами). Все они образуют главным образом тектонометасоматические зоны с парагенезисами минералов, которые характерны для прогressiveивной стадии.

По температурам образования рудных парагенезисов (или минералов) метаморфогенные месторождения де-

лятся на три группы, сформировавшиеся: в условиях низких температур (от 100—120 до 450 °C), отвечающих позеленосланцевой и зеленосланцевой фациям метаморфизма, в условиях средних температур (от 400—450 до 650 °C), соответствующих эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, и в условиях высоких температур (600—800 °C), отвечающих амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма, а также фации листеновых гнейсов и амфиболитов. Такое деление справедливо для метаморфизованных и автохтонных метаморфических месторождений, которые образовались на прогressiveивной стадии динамотермального метаморфизма. Для аллохтонных метаморфических и постгранитизационных ультраметаморфических месторождений температуры образования не отвечают фациям метаморфизма пород, среди которых размещены эти месторождения. В основном они образовались в результате метасоматических процессов (альбитизация, листвинитизация, березитизация) или при выполнении полостей трещин в горных породах.

Метаморфогенное рудообразование осуществлялось: 1) выполнением полостей трещин и пор рудным материалом вследствие нарушения равновесия растворенных веществ в растворе; 2) метасоматическим замещениемнерудной части породы рудными минералами вследствие ионных реакций обменного разложения между минералами породы и раствором; 3) обогащением породы рудными минералами в результате растворения и выноса одного или нескольких нерудных минералов этой породы; 4) перекристаллизацией породы при метаморфизме, которая приводит к образованию рудных минералов, определяющих промышленные свойства породы как руды.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апельцин Ф. Р., Скоробогатов Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации.— М.: Недра, 1967.— 199 с.
2. Банерджи А. К. Пересекающаяся складчатость, мигматизация и рудоотложение в пределах одного из участков зоны скалывания Сингхбхум к югу от Татанагара, Бихар, Индия.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений; Пер. с англ./Под ред. В. И. Смирнова. М.: Мир, 1964, вып. 2, с. 489—522.
3. Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 196—214.
4. Барсуков В. Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли.— Геохимия, 1981, № 11, с. 1603—1615.
5. Белевцев Р. Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия.— Киев: Наук. думка, 1975.— 229 с.
6. Белевцев Р. Я. Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1982.— 150 с.
7. Белевцев Р. Я. Роль выступов фундамента в образовании зональных метаморфических ореолов.— В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1982, вып. 9, с. 19—27.
8. Белевцев Я. Н. Генезис железных руд Южного района Криворожского бассейна.— Геол. журн., 1954, 14, вып. 3, с. 14—25.
9. Белевцев Я. Н. О метаморфогенном рудообразовании.— В кн.: Тр. I петрогр. совещ. М., 1955, с. 439—441.
10. Белевцев Я. Н., Бура Г. Г., Дубинкина Р. П. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна.— Киев: Изд-во АН УССР, 1959.— 308 с.
11. Белевцев Я. Н. Проблемы метаморфогенного рудообразования в докембрии (по материалам Украинского щита).— В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964а, с. 201—217.
12. Белевцев Я. Н. Металлогенения докембрийской геосинклиналии Украинского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964б, № 1, с. 8—21.
13. Белевцев Я. Н. Проблемы генезиса руд на XXII сессии Международного геол. конгресса в Индии.— Геол. журн., 1965, 25, вып. 3, с. 30—44.
14. Белевцев Я. Н. Основные положения теории метаморфогенного рудообразования.— В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. Киев: Наук. думка, 1966, с. 35—57.
15. Белевцев Я. Н. Особенности металлогении Украинского щита.— В кн.: Проблемы изучения геологии докембра: Материалы совещ. по вопр. изуч. и методики картирования докембр. образований. Л.: Наука, 1967, с. 55—65.
16. Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений/Под ред. В. И. Смирнова. М.: Недра, 1968, с. 648—712.
17. Белевцев Я. Н. Глубинные источники эндогенного рудообразования.— Геол. журн., 1970, 30, вып. 2, с. 66—73.
18. Белевцев Я. Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования.— Киев: Наук. думка, 1972.— 229 с.
19. Белевцев Я. Н. Уральский пояс Канады.— Геология руд. месторождений, 1973, 15, № 2, с. 13—27.
20. Белевцев Я. Н. Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука. СО АН СССР, 1976, с. 17—29.
21. Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование.— М.: Недра, 1979.— 275 с.
22. Белевцев Я. Н., Веригин М. И., Епатко Ю. М. и др. Железорудные месторождения докембра Украины и их прогнозная оценка.— Киев: Наук. думка, 1981.— 230 с.
23. Белевцев Я. Н., Жукова А. М. Особенности распределения и миграции урана в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма.— Геол. журн., 1976, 36, вып. 5, с. 68—79.
24. Белевцев Я. Н., Жукова А. М., Жуков Ф. И. Геология и генезис месторождений урана в осадочных и метаморфических толщах.— М.: Недра, 1980.— 270 с.
25. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б. Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натровым метасоматозом в кристаллических породах щитов.— Геол. журн., 1968, 28, вып. 3, с. 3—17.
26. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Современные проблемы эндогенного рудообразования.— Киев: Наук. думка, 1972.— 228 с.
27. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Самсонов В. А. Экспериментальное изучение активизации переноса и осаждения урана в гидротермальных карбонатных рас-

- творах.—Геол. журн., 1969, 29, вып. 4, с. 3—12.
28. Белевцев Я. Н., Комаров А. Н. Уран в метаморфических породах и процессах.—В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах: Материалы I Всесоюз. радиогеохим. совещ. (Новосибирск, 15—19 мая 1972). М.: Наука, 1975, с. 133—140.
29. Белевцев Я. Н., Мельник Ю. П., Ярошук М. А. Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании.—Киев: Наук. думка, 1966.—219 с.
30. Белевцев Я. Н., Стригин А. И. Границация пород железорудной формации и рудообразование (на примере железорудных месторождений Украины).—В кн.: Гранито-гнейсы: МГК XXI сессия: Докл. сов. геологов. Пробл. 14. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, с. 168—173.
31. Белевцев Я. Н., Терещенко С. И. Термобарические условия формирования пород железорудной формации Украинского щита.—В кн.: Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, т. 1, с. 166—171.
32. Белоусов В. В. Эндогенные режимы магматиков.—М.: Недра, 1978.—232 с.
33. Беляевский Н. А. Строение земной коры континентов по геологогеофизическим данным.—М.: Недра, 1981.—432 с.
34. Бетехтина А. Г. Процессы метаморфизма и образование метаморфических месторождений.—В кн.: Курс месторождений полезных ископаемых. 2-е изд. / Под ред. П. М. Татаринова, А. Г. Бетехтина. М.: Л.: Гостоптехиздат, 1946, с. 71—74.
35. Беус А. А. Геохимия литосферы.—М.: Недра, 1981.—334 с.
36. Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа.—М.: Изд-во АН СССР, 1961.—Т. 3.
37. Блох А. М. Структура воды и геологические процессы.—М.: Недра, 1969.—216 с.
38. Богатиков О. А., Богданова С. В., Марков М. С. Серые гнейсы и проблема направленности в развитии континентальной земной коры.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 8—22.
39. Богатова Л. Г. Металлоносные поровые растворы соленосных отложений.—Докл. АН СССР, 1983, 269, № 4, с. 932—933.
40. Богданович К. И. Рудные месторождения.—Спб.: Горн. ин-т, 1913.—493 с.
41. Брандт Р. Т. Генезис джеспилитовых железных руд Австралии.—В кн.: Геология и генезис докембрийских железистокремнистых и марганцевых формаций мира: Тр. Междунар. симпоз. Киев: Наук. думка, 1972, с. 44—55.
42. Буряк В. А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района.—В кн.: Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ., М.: 1964, с. 87—91.
43. Буряк В. А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье).—Докл. АН СССР, 1965, 163, № 2, с. 435—438.
44. Буряк В. А. Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования.—В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970, с. 258—274.
45. Буряк В. А. О химизме окорудных изменений на месторождениях золота (Ленский золотоносный район).—Докл. АН СССР, 1972, 202, № 3, с. 685—688.
46. Буряк В. А. О характере связи эндогенного оруденения с процессами метаморфизма.—В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972, б, ч. 1, с. 212—219.
47. Буряк В. А. Роль вулканогенно-осадочного и гидротермально-осадочного минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых толщ.—Докл. АН СССР, 1976, 226, № 4, с. 907—910.
48. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование.—М.: Недра, 1982.—256 с.
49. Буряк В. А. Метаморфогенно-плутоногенный тип золоторудных месторождений.—Докл. АН СССР, 1983, 270, № 4, с. 934—937.
50. Буряк В. А., Другов Г. М., Шаров В. Н. Баланс изменения химического состава осадочных пород в процессе регионального метаморфизма (на примере Витимо-Патомского нагорья).—В кн.: I Междунар. геохим. конгр.: Доклады. М.: ВИНТИ, 1972, т. 3, кн. 1, с. 316—328.
51. Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М. К проблеме метаморфогенного рудообразования.—Сов. геология, 1967, № 5, с. 11—24.
52. Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования / Под ред. Г. А. Мирилина.—М.: Госгеолтехиздат, 1963.—474 с.
53. Великославинский Д. А. Изменение химического состава метапелитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма.—В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.; Л.: Наука, 1966, с. 3—24.
54. Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений.—Л.: Наука, 1972.—189 с.
55. Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Зональность прогрессивного метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон: МГК. XXIII сессия: Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1968, с. 195—211.
56. Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Проблемы металлогении докембра.—В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970, с. 234—237.
57. Вертушков Г. И. Гранитизация железистых кварцитов из восточной контактовой зоны Уфалейского гранитного массива.—В кн.: Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ., М., 1960, с. 418—421.
58. Винклер Г. Генезис метаморфических пород / Под ред. В. П. Петрова.—М.: Мир, 1969.—247 с.
59. Винклер Г. Генезис метаморфических пород.—М.: Недра, 1979.—327 с.
60. Влияние температурной активизации на свойства гидротермальных растворов /

- Ф. А. Летников, Т. В. Капцева, А. Ш. Минцис, А. И. Чигринева.—Геология и геофизика, 1968, № 12, с. 26—31.
61. Войтекевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С. Краткий справочник по геохимии.—М.: Недра, 1977.—278 с.
62. Генезис железных руд Криворожского бассейна/ Я. Н. Белевцев, Г. Г. Бура, Р. П. Дубинкина и др.—Киев: Изд-во АН УССР, 1959.—307 с.
63. Генетическая классификация метаморфогенных месторождений/ Я. Н. Белевцев, В. А. Буряк, Б. И. Горошников, В. С. Домарев.—Геология руд. месторождений, 1976, № 2, с. 3—11.
64. Геологический словарь: В 2-х т.—М.: Недра, 1978.—Т. 2.—155 с.
65. Геохимические особенности железисто-кремнистых пород Криворожья как отражение физико-химических условий их седиментации и метаморфизма/ М. А. Ярошук, Б. А. Горлицкий, В. Л. Оноприенко, Э. А. Ярошук.—Киев, 1975.—51 с.—(Препринт АН УССР. ИГФМ).
66. Герник В. В., Ракович Ф. И. Температуры образования магнетитов из железисто-кремнистых пород различных фазий метаморфизма.—Докл. АН УССР. Сер. Б, 1971, № 4, с. 291—294.
67. Гинзбург А. И. Проблемы редкометальных гранитов.—В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972, с. 7—27.
68. Глаголев А. А. Проявления гипогенного оруденения в железистых кварцитах Курской Магнитной Аномалии.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 8, с. 31—39.
69. Глаголев А. А. Щелочной метасоматоз железисто-кремнистой формации КМА и его температурные фации.—В кн.: Физико-химические проблемы формирования пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 283—306.
70. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях.—Л.: Наука, 1973.—127 с.
71. Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Последнемигматитовый метасоматоз.—Л.: Наука, 1983.—216 с.
72. Глевасский Е. Б. О контактовых пироксен-магнетитовых рудах Мариупольского железорудного месторождения.—В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования: Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1970, с. 84—86.
73. Глевасский Е. Б. Геология и условия формирования железистых руд и вмещающих пород района Мангушских магнитных аномалий (Приазовье): Автотр. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.—Киев, 1971.—217 с.
74. Глевасский Е. Б., Савченко Б. Я. О температурах образования магнетитов метаморфических пород Мариупольского железорудного месторождения.—Минерал. сб. Львов. ун-та, 1970, № 24, вып. 3, с. 315—321.
75. Горжевский Д. И., Козаренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования смагматизмом и метаморфизмом.—М.: Недра, 1965.—300 с.
76. Горошников Б. И. Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины.—Киев: Наук. думка, 1971.—202 с.
77. Гросс Г. А. Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций.—В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира: Тр. Междунар. симпоз. Киев: Наук. думка, 1972, с. 8—15.
78. Даоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд.—2-е изд., перераб. и доп.—М.: Недра, 1969.—344 с.
79. Добрецов Н. Л. О критериях выделения и принципах классификации метаморфогенных месторождений.—Геология и геофизика, 1974, № 8, с. 43—59.
80. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений.—М.: Недра, 1972.—288 с.
81. Докембрый и проблемы формирования земной коры.—М.: Наука, 1978.—311 с.
82. Домарев В. С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений (регионально-метаморфогенной группы).—Докл. АН СССР, 1954, 48, № 3, с. 447—450.
83. Домарев В. С. Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений.—В кн.: Геология полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 7—41 (Материалы ВСЕГЕИ; Вып. 8).
84. Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании.—Сов. геология, 1967, № 4, с. 6—17.
85. Домарев В. С. Источники вещества метаморфогенных месторождений.—В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972, ч. 1, с. 100—114.
86. Домарев В. С. О формациях метаморфогенных месторождений.—В кн.: Метаморфогенное рудообразование: Тр. II совещ. М.: Недра, 1977, с. 24—31.
87. Другов Г. М., Леонтьев Г. И. Некоторые особенности изменения химического состава пелитовых пород в системе метаморфической зональности Мамского района.—В кн.: Материалы Конф. молодых науч. сотрудников. Иркутск: Ин-т зем. коры СО АН СССР, 1968, с. 78—84.
88. Дударев А. Н., Сотников В. И. Термоосмотическая фильтрация растворов в горных породах.—Новосибирск: Наука, 1982.—106 с.
89. Дук Г. Г. Структурно-метаморфическая эволюция Печорского комплекса.—Л.: Наука, 1977.—104 с.
90. Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кущев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса.—М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961.—204 с.
91. Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии.—М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976.—420 с.
92. Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматоз в Уральских колчеданных месторождениях.—В кн.: Колчеданные месторождения Урала: Ст. по геологии и метаморфизму колчедан. месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1950а, с. 7—18.
93. Заварицкий А. Н. Метаморфизм зеленокаменных пород, вмещающих колчеданное месторождение им. III Интернационала (бывш. Сан-Донато) на Среднем Урале.—Там же, 1950б, с. 19—116.

94. Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сусло-ва С. Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии.—М.: Л.: Наука, 1964.—208 с.
95. Зак С. И., Кончев-Первухов В. И., Проксуряков В. В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение.—Петрозаводск: Карелия, 1972.—130 с.
96. Зеленов К. К. Образование взвесей гидроокислов железа и алюминия в морских бассейнах в результате вулканической деятельности.—В кн.: Современные осадки морей и океанов.—М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 184—189.
97. Иванов С. Н., Логинов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями.—В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций: Материалы международного совещания (Москва, 14—17 мая, 1963 г.). М.: Недра, 1963, с. 102—113.
98. Иванов С. Н., Нечеухин В. М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ.—Геология руд. месторождений, 1969, 11, № 1, с. 40—49.
99. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.—М.: Мир, 1965.—248 с.
100. Иваницкий В. П., Матяш П. В., Ракович Ф. И., Возняк П. О. Изучение магнетитов из пород и руд различных фаций метаморфизма Украинского щита методом ядерного гамма-резонанса.—Геол. журн., 1982, 42, вып. 1, с. 97—103.
101. Казанский В. И. Рудоносные структуры активизированных областей.—М.: Недра, 1972.—240 с.
102. Казанский В. И. Протоактивизация и эндогенное рудообразование.—В кн.: Металлогенез и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980, с. 30—40.
103. Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембра: архейские кратоны и областиprotoактивизации.—В кн.: Рудоносные структуры докембра. М.: Наука, 1982, с. 7—66.
104. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н. П. Щербак, В. Г. Злобенко, Г. В. Жуков и др.—Киев: Наук. думка, 1978.—224 с.
105. Каниболоцкий П. М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна.—Киев: Изд-во АН УССР, 1946.—312 с.
106. Кобзарь П. Н., Ковбашь Л. П., Каймалов А. К. Особенности генезиса рудного магнетита Южно-Ломоносовского месторождения (Тургайский прогиб).—В кн.: Материалы по минералогии Казахстана. Алма-Ата, 1974, с. 14—47.
107. Коваль В. Б. Экспериментальное изучение условий мобилизации, переноса и отложения металлов при метаморфизме (на примере урана).—В кн.: Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1972, с. 56—140.
108. Коваль В. Б. Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембра.—Киев: Наук. думка, 1980.—148 с.
109. Козлов М. С. Проблемы метаморфоген-ного рудообразования на рудном Алтае.—В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1982, с. 162—175.
110. Коновалов И. В. О генезисе Еравнинских железорудных месторождений (Западное Забайкалье).—Докл. АН СССР, 1966, 169, № 1, с. 181—183.
111. Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка.—Разведка недр, 1951, № 5, с. 5—13.
112. Константинов М. М., Куликова Е. А. Урановые провинции/Под ред. А. А. Саукова.—М.: Атомиздат, 1960.—306 с.
113. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов.—М.: Изд-во АН СССР, 1957.—184 с.
114. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов.—М.: Наука, 1979.—263 с.
115. Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья).—Л.: Недра, 1973.—327 с.
116. Корнилов Н. А. О зоне пементации, образующейся при окислении железистых кварцитов докембра.—Докл. АН СССР, 1969, 188, № 4, с. 889—892.
117. Корнилов Н. А. Метаморфизм и образование железных руд железисто-кремнистых формаций докембра.—В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972, ч. 2, с. 16—28.
118. Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 491—543.
119. Котляр В. Н. Основы теории рудообразования.—М.: Недра, 1970.—с. 463.
120. Котульский В. К. Современное состояние вопросов о генезисе медно-никелевых месторождений.—Сов. геология, 1948, № 29, с. 3—27.
121. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7, с. 3—18.
122. Кравченко В. М. Первичные метаморфические руды Саксаганской синклинали Криворожского бассейна.—Геол. журн., 1968, 28, вып. 2, с. 86—97.
123. Кратц К. О., Хильтова В. Я., Вревский А. Б. и др. Периодизация тектонических событий докембра.—В кн.: Проблемы тектоники раннего докембра. Л.: Наука, 1980, с. 5—15.
124. Кренделев Ф. П., Погребняк Ю. Ф., Мельникова Р. Д. Содержание золота в океанических водах, водной взвеси и иловых водах донных осадков Тихого океана.—Геохимия, 1977, № 3, с. 339—351.
125. Кришнан Н. С. Условия залегания и происхождение железных руд Индии.—В кн.: Геология и генезис докембрейских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира: Тр. Междунар. симпоз. Киев: Наук. думка, 1972, с. 55—63.
126. Кропоткин Н. П. К вопросу о поясовой зональности оруденения в древних складчатых областях.—Сов. геология, 1955, № 43, с. 43—60.

127. Кулиш Е. А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология.— Хабаровск : ДВНЦ АН СССР, 1973.— 267 с.
128. Кулиш Е. А. Основные формации и формационные ряды метаморфических пород Востока СССР.— В кн.: Геология и рудоносность метаморфических комплексов Дальнего Востока. Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1979<sub>a</sub>, с. 12—34.
129. Кулиш Е. А. Основные черты минерализации раннедокембрийских метаморфических комплексов Востока СССР.— Там же, 1979, с. 78—82.
130. Кулиш Е. А. Основные генетические аспекты метаморфогенного рудообразования в докембрии Дальнего Востока.— Геол. журн., 1982, 42, № 2, с. 25—31.
131. Кулиш Л. И., Кулиш Е. А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока.— Хабаровск : ДВНЦ АН СССР, 1974.— 468 с.
132. Кулишов М. П. Петротектонические исследования пород Кривого Рога.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна: Тр. совещ. Киев : Изд-во АН УССР, 1955, с. 138—150.
133. Кушев В. Г. Об источниках растворов и причинах металлогенической специализации рудоносных щелочных метасоматитов.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев : Наук. думка, 1972<sub>a</sub>, ч. 1, с. 125—135.
134. Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембра.— Л. : Недра, 1972<sub>b</sub>.— 175 с.
135. Левенштейн М. Л. Основные проблемы регионального метаморфизма углей.— В кн.: Геология угольных месторождений: Материалы III Всесоюз. совещ. по твердым горючим ископаемым. М. : Наука, 1969, т. 1, с. 113—123.
136. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Афанасьева Л. И. Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма.— Геохимия, 1972, № 3, с. 355—361.
137. Логгиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород.— Л. : Наука, 1986.— 92 с.
138. Ломтадзе В. Д. Условия выживания воды и нефти из глин.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1951, 25, вып. II, с. 14—16.
139. Макаров В. Н. Хлориты из железисто-кремнистых и некоторых других рудных формаций.— Л. : Наука, 1971.— 116 с.
140. Макаров В. Н. К вопросу о роли метаморфизма в формировании богатых медно-никелевых руд.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев : Наук. думка, 1972, ч. 2, с. 63—69.
141. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.— М. : Наука, 1965.— 327 с.
142. Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород.— М. : Изд-во Моск. ун-та, 1973.— 322 с.
143. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования.— М. : Наука, 1972.— 229 с.
144. Маракушев А. А., Безмен Н. И., Сорокин В. П. Мицрационная способность металлов и образование рудных ореолов.— Геология руд. месторождений, 1971, 13, № 2, с. 3—29.
145. Мельник Ю. П. Про можливі окислення сідериту водою при регіональному метаморфізмі.— Доп. АН УРСР, 1964, № 3, с. 361—364.
146. Мельник Ю. П. Теоретичні дані про стійкість сідериту при метаморфізмі.— Геол. журн., 1964<sub>b</sub>, 24, вып. 5, с. 16—29.
147. Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов.— Киев : Наук. думка, 1973.— 287 с.
148. Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса.— Киев : Наук. думка, 1978.— 159 с.
149. Метаморфогенное рудообразование : Сб. ст.— Киев : Наук. думка, 1972.— 356 с.
150. Метаморфогенное рудообразование : Сб. ст.— М. : Наука, 1977.— 278 с.
151. Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма : Сб. ст./Под ред. Я. Н. Белевцева.— М. : Наука, 1981.— 301 с.
152. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов.— М. : Недра, 1976.— 279 с.
153. Миясира А. Метаморфизм и метаморфические пояса.— М. : Мир, 1976.— 536 с.
154. Мобилизация металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами (по экспериментальным данным) / Я. Н. Белевцев, В. Ю. Фоменко, В. Н. Кучер, С. В. Кузенко.— Геол. журн. 1972, 32, вып. 3, с. 42—51.
155. Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья.— Хабаровск : Кн. изд-во, 1965.— 127 с.
156. Моисеенко В. Г., Михайлов М. А. Переопределение золота при осадконакоплении и метаморфизме.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогенеза северо-западного сектора Тихоокеанского пояса : Материалы науч. сессии, посвящ. 10-летию Дальневост. геол. ин-та. Владивосток, 1970, с. 198—200.
157. Наумов Г. Б., Миронова О. Ф. О миграции урана в карбонатных гидротермальных растворах (по физико-химическим данным).— В кн.: Проблемы геохимии : Юбил. сб., посвящ. 70-летию акад. А. П. Виноградова. М. : Наука, 1965, с. 158—166.
158. Ницентров Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значении для образования россыпных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Россыпи. М. : Госгортехиздат, 1960, с. 58—62.
159. Новая глобальная тектоника (тектоника плит).— М. : Мир, 1974.— 471 с.
160. Обручев В. А. Рудные месторождения : Часть описат.— 2-е изд. испр. и доп.— М.; Л. : ОНТИ НГТП, 1934, с. 535—576.
161. О вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых руд Урала / Я. Н. Белевцев, В. П. Бухарев, В. В. Науменко и др.— Геология руд. месторождений, 1982, 15, № 1, с. 53—65.
162. Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур Л. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании

- ния : Труды МГК. XXII сес. М., 1964, с. 20—33.
163. Определение форм нахождения меди в горных породах: метод. указания / Л. В. Антропова, М. В. Недригайлова, А. Б. Каминская и др.—Л.: ОНТИ ВИТР, 1970.—28 с.
164. Определение форм нахождения никеля в горных породах: метод. рекомендации / Л. В. Антропова, М. В. Недригайлова, А. Б. Каминская и др.—Л.: ОНТИ ВИТР, 1973.—38 с.
165. О причинах связи уранового оруденения с натриевыми метасоматитами / Н. П. Гречишников, В. А. Зинченко, О. А. Крамар и др.—Геол. журн., 1974, 34, вып. 1, с. 75—84.
166. Основы гидрогеологии / Под ред. Е. В. Пиннер.—Новосибирск : Наука, 1982.—237 с.
167. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР / К. О. Кратц, Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий и др.—Геология руд. месторождений, 1973, с. 3—16.
168. Павлов А. Л. Влияние режима кислотности —щелочности на миграцию элементов и образование минеральных соединений в природных условиях.—В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск : Наука, 1971, с. 78—100.
169. Панских Е. А. Постмагматическое рудообразование в анонтозитовых комплексах Дальнего Востока.—В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность : Тез. докл. Хабаровск : Кн. изд-во, 1981, с. 95—96.
170. Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр.—Докл. АН СССР. Сер. геол., 1967, 177, № 2, с. 411—414.
171. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов.—М. : Наука, 1970.—320 с.
172. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петrogenезиса.—М. : Наука, 1973.—318 с.
173. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимические особенности регионального метаморфизма и металлогения метаморфических пород.—В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования : Тез. докл. II Межвед. науч. совещ., Кременчуг, авг. 1974 г. Киев : Наук. думка, 1974, с. 78—80.
174. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.—Новосибирск : Наука, 1975.—342 с.
175. Предовский А. А., Ахмедов А. М., Федотов Ж. А. Геохимия Печенгского комплекса.—Л. : Наука, 1974.—139 с.
176. Проблема сохранности первичного химического состава пород при региональном метаморфизме (состояние проблемы и возможные пути ее решения).—В кн.: Литология и осадочная геология докембра : X Всесоюз. литол. совещ., 16—19 апр. 1973 г. Тез. докл. М., 1973, с. 165—166. В. Я. Хильтова, С. Б. Лобач-Жученко, Б. В. Петров и др.
177. Рамдор П. О метаморфизме и вторичной мобилизации.—В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М. : Изд-во иностр. лит., 1953, с. 199—211.
178. Ранняя история Земли.—М. : Мид, 1980.—620 с.
179. Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия. Константы диссоциации некоторых слабых электролитов при повышенных температурах и давлениях.—Геология руд. месторождений, 1966, № 2, с. 5—15.
180. Рафальский Р. П. Перенос и отложение некоторых тяжелых металлов гидротермальными растворами.—Там же, 1973, 15, № 1, с. 16—32.
181. Ронов А. Б., Миглесов А. А., Хайн В. Е. О достоверности количественных методов исследований в литологии и geoхимии.—Литология и полез. исконаемые, 1972, № 1, с. 3—26.
182. Ручкин Г. В. К металлогении золота и цветных металлов межкупольных прогибов раннего докембра.—В кн.: Гранито-гнейсовые купола : Тез. докл. Иркутск : Ин-т зем. коры, 1983, с. 175—176.
183. Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Кузнецова Т. П. Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холдиненского месторождения (Северное Прибайкалье).—Геология руд. месторождений, 1973, № 6, с. 69—78.
184. Садыков А. М. Эволюция взглядов на атасуйский тип месторождений.—В кн.: Проблемы металлогении и рудообразования. Алма-Ата : Наука, 1974, с. 276—297.
185. Сапрыкин Е. П. Геохимические аспекты метаморфогенно-гидротермального рудообразования (на примере оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня).—В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования : Тез. докл. II Межведомств. науч. совещ., Кременчуг, авг. 1974 г. Киев : Наукова думка, 1974, с. 85—87.
186. Сапрыкин Е. П. Поведение рудогенных элементов при метаморфизме.—Геол. журн., 1975, 35, вып. 1, с. 18—26.
187. Сапрыкин П. М. Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование.—М. : Наука, 1980.—171 с.
188. Сауков А. А. Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях.—В кн.: Вопросы геохимии. М. : Изд-во АН СССР, 1960, вып. 4, с. 77—82.
189. Святальский Н. И. Геологическое строение Криворожского бассейна.—М. : Гостехиздат, 1932.—283 с.
190. Святальский Н. И. Курс рудных месторождений. Т. 2. Месторождения выветривания, осадочные и метаморфические.—М. : Госгеолнефтеиздат, 1933.—165 с.
191. Семененко Н. П. Метасоматические процессы и миграции породообразующих элементов.—В кн.: Геология СССР. Т. 5. Украинская ССР. Молдавская ССР. Ч. 1. Геологическое описание платформенной части. М. : Госгеолтехиздат, 1958, с. 363—369.
192. Сердюченко Д. П. Условия образования метаморфогенных месторождений полезных исконаемых.—В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев : Наук. думка, 1972, ч. 1, с. 75—100.
193. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Пара- и ортоамфибо-

- литы докембрия.— М.: Наука, 1972.— 209 с.
194. Сидоренко А. В., Ляхович В. В. Пара- и ортогранитоиды.— Сов. геология, 1975, № 7, с. 3—16.
195. Смелянская Г. А., Зайцева Г. И., Коровушкин В. В. Об особенностях состава и характера неоднородности магнетита из железорудных месторождений, связанных с трапповым магматизмом Сибирской платформы.— В кн.: Новое в минералогических исследованиях. М.: ВИМС, 1978, с. 192—194.
196. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых.— М.: Недра, 1965.— 590 с.
197. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений / Под ред. В. И. Смирнова. М.: Недра, 1968, с. 586—647.
198. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых.— 2-е изд-е.— М.: Недра, 1969.— 687 с.
199. Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Проблемы металлогении Тянь-Шаня / Под ред. Н. С. Шатского. М.: Наука, 1970, с. 5—19.
200. Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразования.— Геология руд. месторождений, 1981, № 1, с. 5—17.
201. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых.— М.: Недра, 1982.— 687 с.
202. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геология руд. месторождений, 1982, № 4, с. 3—21.
203. Смит Г. Ф. Физическая геохимия : Пер. с англ. / Под ред. В. И. Смирнова.— М.: Недра, 1968.— 475 с.
204. Смыслов А. А., Титов В. К., Шор Г. М. Закономерности миграции химических элементов в земной коре и принципы регионального геохимического районирования складчатых областей, щитов и платформ.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр., Москва, 1971. М., 1973, с. 153—158.
205. Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. и др. Металлогенические циклы в развитии метаморфических поясов докембрая СССР.— В кн.: Обзорные карты и обзывы проблемы метаморфизма. Новосибирск: Наука. СО АН СССР, 1972, т. 2, с. 97—109.
206. Соколов Ю. М., Салье М. Е., Дук В. Л. Тектонические и физико-химические условия образования ортометаморфических месторождений.— В кн.: Геология структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978, с. 84—97.
207. Старицкий Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогенеза платформенных областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, с. 252—275.
208. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда юго-восточной Якутии / Отв. ред.: В. А. Кузнецова, А. Л. Яншин. Новосибирск: Наука, 1979.— 232 с.
209. Страхов Н. М. Железорудные формации и их аналоги в истории Земли.— М.: Изд-во АН СССР, 1947.— 276 с.
210. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 212 с.
211. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— 535 с.
212. Стригин А. И. Вопросы систематики, генезиса и рудоносности альбититов.— Геол. журн., 1970, 30, вып. 2, с. 109—120.
213. Стригин А. И. Характерные черты метаморфогенных месторождений и вопросы их классификации.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972, ч. 1, с. 311—327.
214. Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 154—175.
215. Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта».— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 29—49.
216. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1964.— 550 с.
217. Судовиков Н. Г. Метаморфическое рудообразование.— Сов. геология, 1965, № 1, с. 105—119.
218. Сыромятников Ф. В., Румянцева Г. В. О влиянии механического напряжения на растворимость кварца в воде и щелочных растворах.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования : Тез. докл. на Межведомств. науч. совещ. по метаморфог. рудообразованию, Киев, май 1969 г. Киев: Наук. думка, 1969, с. 214—215.
219. Татаринов П. М. Классификация месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Курс месторождений твердых полезных ископаемых. Л.: Недра, 1975, с. 136—139.
220. Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных складчатых областей : (На металлоген. основе) / Под ред. В. И. Смирнова.— М.: Недра, 1966.— 176 с.
221. Тектоника Евразии.— М.: Наука, 1966.— 487 с.
222. Тектоника Северной Евразии.— М.: Наука, 1980.— 221 с.
223. Температурные условия формирования руд месторождения Жайрем / Ю. С. Парилов, Н. М. Митряева, В. А. Кормушин, В. А. Михайлова.— Геология руд. месторождений, 1976, № 2, с. 106—111.
224. Тернер Ф., Ферхуэн Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород.— М.: Изд-во иностр. лит., 1961.— 592 с.
225. Тугаринов А. И. Общая геохимия : Крат. курс.— М.: Атомиздат, 1973.— 283 с.
226. Турченко С. И. Металлогенез метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита.— Л.: Наука, 1978.— 120 с.
227. Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений.— Томск, 1931.— 160 с.

228. Усов М. А. Фации и фазы интрузивов.—2-е изд.—Томск, 1932.—44 с.
229. Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П. Биотиты докембрия.—Киев: Наук. думка, 1972.—208 с.
230. Ультраосновные и основные интрузии Печенги / Н. А. Елисеев, Г. Н. Горбунов, К. Н. Уткин и др.—М.: Л.: 1961.—357 с.
231. Фарфель Л. С. Роль органического вещества и подземных вод в гидротермальном сульфидном рудообразовании.—Бюл. Моск. обв. испытателей природы. Отд. геол., 1980, 55, № 6, с. 114—122.
232. Фации метаморфизма / Под науч. ред. В. С. Соболева.—М.: Недра, 1970.—432 с.
233. Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Н. Л. Добрцов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев.—М.: Недра, 1974.—328 с.
234. Федорчук В. П. Телетермальные месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 544—585.
235. Федорьев К. М. О формировании гидротермальных растворов, содержащих тяжелые элементы.—В кн.: Эндогенные рудные месторождения: МГК, XXIII сесс. Докл. сов. геологов. Пробл. 7. М.: Наука, 1968, с. 68—77.
236. Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа.—М.: Мир, 1982.—703 с.
237. Хелгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах.—М.: Мир, 1967.—184 с.
238. Хильтова В. Я., Савельев А. А., Шуленко И. К. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье).—Докл. АН СССР, 1969, 188, № 1, с. 205—208.
239. Хитаров Н. И. Четырехсотградусная изотерма системы  $H_2O-CO_2$  в пределах давления до 4000 кг/см<sup>2</sup>.—Геохимия, 1956, № 1, с. 62—66.
240. Хлестов В. В. Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембре.—Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 81—86.
241. Ходюш Л. Я. Метаморфизованные железные руды докембра и их генетическая классификация.—В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972, ч. 1, с. 281—296.
242. Чернышова Л. В. Типоморфные особенности магнетитов магматических, карбонатных и скарновых месторождений: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.—М.: 1974.—30 с.
243. Чернышова Л. И., Зайцева Г. М. Кристаллохимия магнетита, его магнитные свойства и физико-химические условия образования.—Минерал. сб., Свердловск, 1974, № 11, с. 3—16.
244. Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала.—В кн.: Колчеданные месторождения Урала: Ст. по геологии и метаморфизму колчедан. месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 117—145.
245. Шадлун Т. Н. О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 93—103.
246. Шляпников Д. С., Штерн Э. К. Роль карбонатных комплексных соединений в переносе меди в гидротермальных условиях.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1971, с. 150—151.
247. Шнейдерхен Г. О метаморфизме и вторичной мобилизации.—В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 199—211.
248. Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья.—Л.: Недра, 1968.—180 с.
249. Щеглов А. Д. Брокен-Хилл (полиметаллический гигант Австралии) — Геология руд. месторождений, 1978, № 1, с. 17—29.
250. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.—М.: Недра, 1980.—431 с.
251. Щербак Н. П., Бартницкий Е. И., Луговая И. П. Изотопная геология Украины.—Киев: Наук. думка, 1981.—248 с.
252. Щербаков Д. И. Состояние и общие направления развития геологических наук в СССР.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 1, с. 9—18.
253. Экспериментальное изучение равновесий в системе  $UO_2-CO_2-H_2O$  в интервале температур 25—200°C. / Э. И. Сергеева, А. А. Никитин, И. В. Ходаковский, Г. Б. Науков.—Геохимия, 1972, № 11, с. 1340—1350.
254. Эндогенное оруденение древних щитов.—М.: Наука, 1978.—200 с.
255. Ярошук М. А. Богатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды Володарских магнитных аномалий.—В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев: Наук. думка, 1971, с. 76—87.
256. Andreatta C. Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tectonischen Metamorphose.—Miner. Mon., 1954, N 1/2.
257. Athy L. F. Density, porosity and composition of sedimentary rocks.—Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1930, N 14, p. 198.
258. Banerji A. K. On the genesis of copper sulphide, apatite-magnetite and uraniferous mineral veins along part of the Singbhum Shear Zone, Bihar, India.—In: Rep. 26th session, India, 1964, p. 61—62.
259. Bard J. P. Le metamorphisme regional progressif des sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne).—Univ. Montpellier, 1969.
260. Belevtsev Ya. N. Main principles of the present theory of metamorphogenetic ore formation, 1980.—In: Proc. fifth IAGOD symp., Stuttgart, 1980, p. 75—80.
261. Belevtsev Ya. N., Buryak V. A., Goroshnikov B. I., Domarev V. S. Genetic classification of metamorphogenetic deposits.—Intern. Geol. Rev., 1978, N 20, 4, p. 418—424.
262. Derry D. R. Evidence of the origin of the Blind River uranium deposits.—Econ. Geol., 1960, 55, p. 906—927.
263. Dorr J. van. Nature and origin of the high-grade hematite ores of Mineas Gerais, Brazil.—Ibid., 1965, 60, N 1, p. 1—46.
264. Fripp R. E. P. The Sand river gneisses, Limpopo Mobile belt, South Africa.—Geol. Soc. Africa. Spec. Publ., 1981, 87.
265. Gonzales B. F., Aguirre L. Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile.—Geol. Rdsch., 1970, 59, N 3, p. 979—994.

266. Graham C. M. Stable isotope equilibrium and the fluid phase in cooling metamorphic rocks. *Progr. Exp. Petrol.*, Swindon, 1981, p. 185—186, 204—215.
267. Heier K. S., Adams J. A. S. Concentration of radioactive elements in deep crustal material.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, 29, N 53, p. 53—61.
268. James H. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, 66, N 12, pt 1, p. 1455—1488.
269. Mehnert K. R. Composition and abundance of common metamorphic rock types.—In: *Hand book of geochemistry* / Ed. K. H. Wedepohl. Spring, 1969, p. 272—293.
270. Muller G., Schuster A., Hoefs Y. Oxygen isotope variations in polimetamorphic iron ores from the Quadrilatero Ferrifero, Brasil.—*Rev. brasil. geocienc.*, 1982, 12, N 1, p. 348—355.
271. *Precambrian plate tectonics*.—Amsterdam etc. Elsevier, 1981.
272. Ramdohr P. Über Metamorphose und Sekundäre Mobilisierung.—*Geol. Rdsch.* 1953, 42.
273. Rao K. Geology and mineral resources of India.—India, 1964.
274. Rashid M. A. et al. Effect of organic matter on the mobility and migration of metals.—*Pap. Geol. Surv. Can.*, 1973, N 1, pt B, p. 91.
275. Sullivan C. I. Heat and temperature in ore deposition.—*Econ. Geol.*, 1957, 52, N 1, p. 207.
276. Trendall A. F. The iron formations of the iprecambrian hamersley group Western Australia.—*Geol. Surv. West. Australia*, 1970, bull. 119.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	5
Введение . . . . .	7
<b>ГЛАВА I</b>	
<b>Современные проблемы эндогенного рудообразования (Я. Н. Белевцев)</b>	
I.1. О понятии «генезис эндогенного месторождения» . . . . .	12
I.2. О гидротермальных месторождениях . . . . .	13
I.3. О разделении месторождений на эндогенные и экзогенные	14
I.4. Энергетические основы постмагматического рудообразования	16
I.5. Петрологическая модель эндогенного рудообразования	18
<b>ГЛАВА II</b>	
<b>Общие сведения о метаморфогенных месторождениях и условиях их образования</b>	
II.1. Развитие представлений о метаморфогенном рудообразовании (Я. Н. Белевцев) . . . . .	21
II.2. Мотивы выделения и определение понятий метаморфогенного класса рудных месторождений (Я. Н. Белевцев) . . . . .	23
II.3. Отличительные особенности метаморфогенных месторождений (Е. А. Кулиш, В. А. Буряк) . . . . .	25
<b>ГЛАВА III</b>	
<b>Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм, метаморфическая зональность (Р. Я. Белевцев)</b>	
III.1. Метаморфические формации . . . . .	34
III.2. Факторы метаморфизма . . . . .	35
III.3. Метаморфизм и гранитообразование . . . . .	38
III.4. Метаморфическая зональность . . . . .	39
III.5. Метаморфизм и метасоматоз . . . . .	39
III.6. Эволюция метаморфизма в докембрии (на примере Украинского щита) . . . . .	40
III.7. Метаморфизм и стратиграфия железорудных формаций	40
<b>ГЛАВА IV</b>	
<b>Первичное накопление металлов в породах и их концентрация при метаморфизме</b>	
IV.1. Первичное накопление металлов в осадках и вулканитах докембрия (Я. Н. Белевцев) . . . . .	42
IV.2. Перенос и концентрация металлов в породах, вызванные динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом (Я. Н. Белевцев) . . . . .	45
IV.3. Подвижность урана при метаморфизме и ультраметаморфизме пород (Я. Н. Белевцев, А. М. Жукова) . . . . .	56
IV.4. Мобилизация металлов при фильтрации химически активных термальных растворов в породах (по экспериментальным данным) (Я. Н. Белевцев, В. Н. Кучер, В. Ю. Фоменко) . . . . .	62

## ГЛАВА V

### Рудообразование (Я. Н. Белевцев)

V.1. Тектоно-физические причины рудоотложения . . . . .	75
V.2. Химические причины рудоотложения . . . . .	78

## ГЛАВА VI

### Геологические условия образования метаморфогенных месторождений

VI.1. Геологические предпосылки образования метаморфоген- ных месторождений (Я. Н. Белевцев) . . . . .	82
VI.2. Соотношение изохимических и аллохимических процес- сов при метаморфогенном рудообразовании (Б. И. Го- рошиников) . . . . .	84
VI.3. Рудообразование в условиях различных фаций метамор- физма (Я. Н. Белевцев) . . . . .	89
VI.4. Миграция рудогеных элементов при метаморфизме по- род (В. А. Буряк) . . . . .	92
VI.5. Влияние литолого-вещественного состава на образование метаморфогенных месторождений (Е. А. Кулиш) . . . . .	101
VI.6. Особенности магнетитовых пород и руд различных фаций метаморфизма (Ф. И. Ракович) . . . . .	110
VI.7. О масштабах метаморфогенного рудообразования (Я. Н. Белевцев) . . . . .	115

## ГЛАВА VII

### Генетическая модель метаморфогенных месторождений (Я. Н. Белевцев)

VII.1. Метаморфизованные месторождения . . . . .	121
VII.2. Образование колчеданных месторождений Урала (В. А. Буряк) . . . . .	123
VII.3. Образование колчеданных и свинцово-цинковых место- рождений (В. А. Буряк) . . . . .	125
VII.4. Примеры метаморфизованных месторождений . . . . .	129

## ГЛАВА VIII

### Метаморфические месторождения (Я. Н. Белевцев)

VIII.1. Концентрация золота при метаморфизме (В. А. Буряк) . . . . .	140
VIII.2. Влияние метаморфизма на образование медно-никеле- вых месторождений (В. Н. Макаров, С. И. Турченко) . . . . .	146
VIII.3. Примеры метаморфических месторождений (Я. Н. Бе- левцев) . . . . .	151

## ГЛАВА IX

### Ультраметаморфические месторождения (Я. Н. Белевцев)

IX.1. Примеры ультраметаморфических месторождений . . . . .	162
---	-----

## ГЛАВА X

### Генетическая классификация метаморфогенных месторождений (Я. Н. Белевцев, В. С. Домарев, В. А. Буряк, Б. И. Горошиников, Е. А. Кулиш)

Заключение . . . . .	177
Список литературы . . . . .	179

Яков Николаевич Белевцев, Владимир Афанасьевич Буряк,  
Евгений Алексеевич Кулиш, Рудольф Яковлевич Белевцев,  
Федора Ивановна Ракович, Виталий Николаевич Кучер,  
Ванда Юлиановна Фоменко, Алла Михайловна Жукова,  
Владимир Николаевич Макаров, Станислав Иванович Турченко,  
Борис Иванович Горопников,  
Виктор Сергеевич Домарев

МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ  
В ДОКЕМБРИИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕОРИИ  
МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Утверждено к печати ученым советом  
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор  
Л. К. МЕДНИКОВА  
Оформление художника  
В. Т. БРОДСКОГО  
Художественный редактор  
Р. И. КАЛЫШ  
Технический редактор  
В. А. КРАСНОВА  
Корректоры  
Л. С. ТРИЛЕВИЧ,  
В. Н. СЕМЕНИЮК,  
З. П. ШКОЛЬНИК

Информ. бланк № 6809.

Сдано в набор 11.11.84. Подп. в печ. 05.09.85. БФ 01655. Формат 70×108/16.  
Бум. тип. Обыкн. новая гарн. Выс. печ. Физ. печ. л. 12,0+0,5 л. вкл.  
на мел. бум. Усл. печ. л. 17,5. Усл. кр.-отт. 19,6. Уч.-изд. л. 18,92.  
Тираж 1450 экз. Заказ № 4—3233. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Наукова думка», 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.

Головное предприятие республиканского производственного объединения  
«Полиграфкнига». 252057, Киев, ул. Довженко, 3.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ  
«НАУКОВА ДУМКА»  
В 1986 г. ВЫЙДУТ В СВЕТ КНИГИ:

МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ  
В ДОКЕМБРИИ.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ  
И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ  
МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(Я. Н. Белевцев, А. М. Блох, В. А. Буряк  
и др.) — 20 л.— 3 р. 40 к.

В монографии освещены общие закономерности размещения метаморфогенных месторождений в докембрии, определяющие главнейшие черты металлогенеза щитов и областейprotoактивизации. Описаны главные метаморфогенные месторождения (железорудные, марганцевые, урановые, полиметаллические и др.), определяющие металлогеническую специализацию провинций. Рассмотрены особенности методики поисков и оценки метаморфогенных месторождений и поисковые критерии для различных подклассов.

Для геологов, занимающихся вопросами формирования и поисков рудных месторождений.

МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ  
В ДОКЕМБРИИ.

ФОРМАЦИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ  
МЕТАМОРФОГЕННЫХ РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(Я. Н. Белевцев, А. М. Блох, В. А. Буряк  
и др.) — 20 л.— 3 р. 40 к.

В монографии рассмотрены формации и генетические типы метаморфогенных месторождений докембria. Среди них выделены рудные формации метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических месторождений. Даны критерии отнесения месторождения к той или иной формации, освещены особенности понятия «метаморфогенная рудная формация», принципы выделения метаморфогенных

рудных формаций и генетических типов: по минеральному, металльному составу руд и комплексу геолого-генетических особенностей.

Для геологов, занимающихся вопросами металлогенеза, рудообразования, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых.

*Предварительные заказы на эти книги принимают магазины книготоргов, магазины «Книга — почтой» и «Академкнига». Просим пользоваться услугами магазинов — опорных пунктов издательства: Дома книги — магазина № 200 (340048 Донецк 48, ул. Артема, 147 а), магазина «Мир книги» (310003 Харьков 3, пл. Советской Украины, 2/2), магазина научно-технической книги № 19 (290006 Львов 6, пл. Рынок, 10), магазина «Техническая книга» (270001 Одесса 1, ул. Ленина, 17) и магазина издательства «Наукова думка» (252001 Киев 1, ул. Кирова, 4).*

*Магазины в Киеве и во Львове высыпают книги иногородним заказчикам налогенным платежом.*

4746