

# МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ



МОСКВА «НЕДРА» 1979

**Белевцев Я. Н.** *Метаморфогенное рудообразование.* М., «Недра», 1979. 275 с.

В книге рассмотрены теоретические основы образования метаморфогенных месторождений полезных ископаемых, разработанные на базе исследования геологических материалов и экспериментальных данных. Показаны закономерности размещения месторождений на щитах и платформах мира, главные эпохи и провинции метаморфогенного рудообразования, геологические особенности образования различных групп месторождений. Рассмотрены условия температуры, давления и теплового режима рудообразования, источники рудообразующих веществ, условия их переноса и отложения, а также динамика метаморфогенного рудообразования. Приведена генетическая классификация метаморфогенных месторождений с обоснованием выделения классов, подклассов и групп месторождений.

Книга рассчитана на геологов и научных работников, занимающихся изучением рудных комплексов метаморфических пород и связанных с ними месторождений.

Табл. 30, ил. 61, список лит. — 218 назв.

Настоящая книга содержит основные положения современной теории метаморфогенного рудообразования — одной из основных ветвей науки о рудных месторождениях. В ней впервые в геологической литературе наиболее полно рассмотрены теоретические основы образования метаморфогенных месторождений, разработанные на большом фактическом материале геологических наблюдений и данных экспериментального моделирования различных сторон метаморфогенного рудообразования.

Получению большого фактического материала способствовала необыкновенно интенсивная разработка многочисленных рудных месторождений в послевоенный период в СССР и во всем мире. Горные выработки и буровые скважины вскрыли новые этажи и глубокие горизонты старых рудников на отметках до 1000 м, а в отдельных случаях до 2000—3000 м. Многочисленные месторождения разведаны скважинами до глубин 1500—2000 м (небольшое число скважин пробурено до 3000—4000 м); геофизическими методами многие месторождения прослежены до 7000—8000 м. Геологи получили огромную по объему и важную по содержанию информацию, которая часто не согласуется или прямо противоречит разработанным ранее генетическим представлениям, основанным на материалах изучения месторождений, расположенных у земной поверхности до глубины 200—300 м.

Специальные геологические наблюдения проведены на метаморфогенных месторождениях Украины, КМА, Урала, Кольского полуострова, 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, стабильным изотопам, термобарическим измерениям. Произведено моделирование процессов активизации, переноса и отложения металлов в условиях, отвечающих метаморфогенным, а также разработана динамика процессов метаморфогенного рудообразования. Полученные геологические и экспериментальные данные указывают на образование многих месторождений в процессе метаморфизма и ультраметаморфизма осадочных и вулканогенных пород.

В течение последних 20 лет в результате активного изучения месторождений на многих щитах мира и нашей страны все

большее число геологов уделяет внимание метаморфогенному рудообразованию. Изучение кристаллических пород щитов, проводимое в последние годы, способствует выявлению новых рудных месторождений, образование которых так или иначе связывается с метаморфизмом осадочных и вулканогенных пород, первоначально слагающих щиты и древние платформы.

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

Метаморфогенные месторождения широко распространены на всех щитах мира. К ним относятся крупные месторождения железа, золота, меди и урана на Канадском, Бразильском, Австралийском, Индийском, Балтийском и других щитах.

Изучение многих месторождений, расположенных среди метаморфических и гранитизированных пород щитов, дало возможность увидеть такие их особенности, которые нельзя объяснить представлениями о плутоно-гидротермальном генезисе. В связи с этим получило развитие на современной геолого-, физико-химической основе, введенное в науку более века назад понятие о метаморфогенном рудообразовании, получившее иное, более емкое значение.

Существуют различные взгляды и представления по отдельным узловым вопросам метаморфогенной теории рудообразования. Это приводит к определенным трудностям в развитии теоретических основ этого направления, особенно если учесть силу традиций, непрерывно склоняющих ученых к плутоно-гидротермальным представлениям.

По физико-химическим условиям и генетической связи с глубинными тектоническими и метаморфическими процессами метаморфогенные месторождения относятся к группе эндогенных.

Разноречивое толкование многих сторон учения об эндогенных месторождениях заставило автора провести обобщение многочисленных исследований и данных об этих месторождениях, их сравнительное сопоставление, выполнить различные расчеты и опыты, результаты которых изложены в настоящей книге.

В сборе геологического материала, его обработке, а также в проведении экспериментальных работ наиболее активное участие принимали научные сотрудники В. Б. Коваль, Ю. П. Мельник, В. Ю. Фоменко, Ф. И. Ракович, М. А. Ярошук, С. А. Скуридин, А. А. Дроздовская, Б. И. Горошников, С. В. Кузнецова, Ф. И. Жуков, В. Н. Кучер, В. И. Николаенко, Г. И. Гнатенко, Ю. М. Епатко и многие другие. Мы пользовались материалами

и консультациями научных сотрудников И. С. Усенко, Н. П. Щербака, А. С. Поваренных, В. И. Матяша, Г. И. Каляева, Г. В. Тохтуева, В. И. Скаржинского и многих других, а также проводили с ними совместные обсуждения. Ученые и геологи производственных организаций способствовали разработке теории метаморфогенного рудообразования и ее практическому приложению. Большую работу по оформлению книги к печати выполнили Е. Э. Игнатченко, А. Г. Иванова, П. А. Полторацкая, Л. С. Чепурная. Особо хочется отметить академиков А. В. Сидоренко и В. И. Смирнова, консультации, советы и поддержка которых всегда помогали автору. Автор считает своим приятным долгом выразить сердечную признательность всем названным товарищам.

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

### **МОТИВЫ ВЫДЕЛЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО КЛАССА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

При определении понятий генетической группы или класса месторождений, как показала мировая геологическая практика, необходимо исходить из основных геологических процессов, с которыми исторически связано образование этих месторождений. Выделяют три главнейшие генетические группы горных пород: магматические, метаморфические и осадочные. Каждая группа пород образовывалась в определенных термодинамических условиях, вызвавших соответствующее минерало- и рудообразование. В результате магматических процессов формировались не только различные породы (кислые, основные, ультраосновные, щелочные), но и отвечающие им рудные месторождения — магматические, карбонатитовые, пегматитовые, скарновые, плутоно-гидротермальные. Седиментация привела к образованию большой и разнообразной группы осадочных пород (известняки, песчаники, глинистые сланцы), с которыми связано формирование пластовых месторождений углей, железных, марганцевых, сульфидных и многих других руд.

Метаморфическое преобразование осадочных, вулканогенных или магматических пород происходило в эндогенных условиях с различными термодинамическими параметрами, которым отвечают минеральные парагенезисы, положенные в основу для определения уровня метаморфизма или метаморфических фаций. Динамотермальный (региональный) метаморфизм и ультраметаморфизм привели к превращению осадочных и вулканогенных образований в метаморфические и ультраметаморфические породы — кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, анатектиты и граниты. Метаморфизм вызвал широкую мигра-

цию пороодо- и рудообразующих элементов, во многих случаях приведшую к возникновению рудных скоплений, достигающих размеров промышленных месторождений. Таким образом, метаморфогенные месторождения должны рассматриваться как самостоятельный класс, так как они наравне с магматогенными или осадочными генетически связаны с одним из основных геологических процессов, приведшим к образованию метаморфогенных пород.

К метаморфогенным месторождениям относятся такие осадочные или вулканогенные скопления металлов в породах, которые интенсивно изменены процессами метаморфизма (перекристаллизованы) или возникли в условиях динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вследствие перемещения и концентрации рудогенных элементов метаморфизируемых пород в процессе их растворения, перекристаллизации или переплавления.

Метаморфогенные месторождения отличаются от магматогенных и экзогенных рядом признаков.

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

2. Минеральный состав рудных залежей этих месторождений аналогичен составу вмещающих пород, а околорудные изменения отсутствуют. Так, среди магнетит-кварцевых роговиков или джеспилитов залегают рудные залежи, сложенные магнетитом, а среди амфибол-магнетитовых или пироксен-магнетитовых пород встречаются руды амфибол-магнетитового или пироксен-магнетитового состава. Такие руды отличаются от вмещающих пород только преобладанием рудных минералов. В этих случаях главные минеральные ассоциации в породах и рудах разновозрастны и принадлежат к одним и тем же минеральным фациям.

3. Руды этих месторождений содержат тот же набор химических элементов, что и породы. Поэтому при образовании метаморфизованных и автохтонно-метаморфических месторождений новые по сравнению с окружающими породами элементы в руду не привносились, а происходило лишь их перераспределение.

4. При образовании метаморфических и ультраметаморфических руд преобладали метасоматические процессы; секущие жилы встречаются здесь редко и имеют подчиненное значение. Рудные залежи не выходят за пределы горизонтов вмещающих пород, аналогичных по составу рудным залежам. Преобладают пластовые рудные залежи.

5. Размещение рудных залежей и месторождений обусловлено пластообразными складчато-трещинными структурами. Крупные разрывные нарушения и даже трещины отдельностей

обычно являются пострудными. Наблюдается строгое сочетание рудообразующего процесса в пространстве и во времени со складкообразованием.

Все эти особенности достаточны для того, чтобы отличить метаморфизованные и метаморфические месторождения от магматогенных или экзогенных. Ультраметаморфические и аллохтонно-метаморфические месторождения в большинстве случаев отличаются от постмагматических (плутоно-гидротермальных) по следующим особенностям.

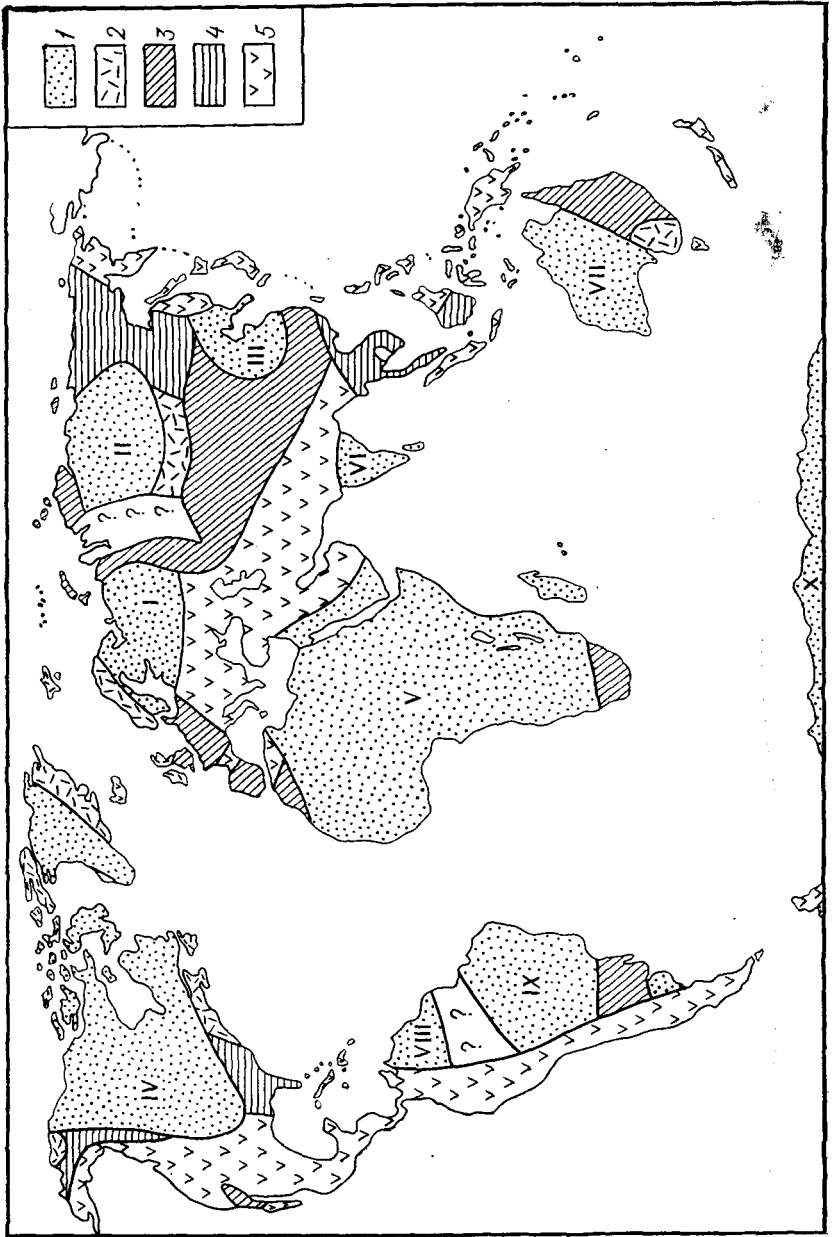
1. Размещение залежей обычно контролируется протяженными зонами складчато-трещинных структур. Обычно залежи приурочены к относительно узким участкам смятия, сложенным милонитами, катаклазитами или бластомилонитами. Такие рудоносные зоны часто протягиваются на десятки и даже сотни, а в отдельных случаях и на тысячи километров среди метаморфических и ультраметаморфических пород, на которые они наложены как метасоматические образования.

2. Фронт метасоматитов обычно достаточно широк и приводит к коренному изменению вмещающих пород, в то время как рудные образования занимают в нем относительно небольшое место. Так, очень характерны зоны щелочного метасоматоза с образованием микроклинитов, альбититов, эгиринитов и других ощелоченных пород; зоны кальциево-углекислого метасоматоза с образованием зон доломитизированных, сидеритизированных, анкеритизированных пород; зоны силификации с полями окварцевания и даже вторичных кварцитов. Среди этих измененных пород обычно в наложенных смятых зонах располагаются рудные тела, составляющие, вероятно, лишь несколько процентов от объема метасоматитов.

3. Месторождения этого типа размещаются преимущественно среди метаморфических пород вблизи полей гранитизации. При этом интрузии, встреченные в районе, обычно имеют более поздний возраст, чем метаморфизм и рудообразование.

Приведенные критерии отличия аллохтонно-метаморфических и ультраметаморфических месторождений от постмагматических не всегда достаточно определены. Не всегда они позволяют определить генетический тип месторождения, особенно когда месторождение расположено среди метаморфизованных пород и образовано из горячих растворов. Месторождения могут быть генетически связаны с ультраметаморфическими или с постмагматическими процессами, являясь в том и другом случаях гидротермальными по условиям образования, однако они будут резко отличаться закономерностями размещения.

От контактово-метаморфических месторождений метаморфогенные отличаются по многим указанным выше признакам, а также тем, что первые развиваются только в пределах экзоконтактов интрузивов и чаще всего сопровождаются скарнами среди карбонатсодержащих и осадочно-эффузивных пород.



1 — платформы и щиты: I — Русская, II — Сибирская, III — Сино-Корейская, IV — Канадская, V — Африкано-Аравийская, VI — Индостанская, VII — Западно-Австралийская, VIII — Гвианская, IX — Бразильская, X — Антарктическая; 2—5 — складчатые пояса: 2 — каледонского возраста, 3 — герцинского возраста, 4 — киммерийского возраста, 5 — альпийского возраста

В отличие от них метаморфогенные месторождения широко распространены среди полей метаморфических пород и не зависят от интрузивных тел.

Таким образом, среди эндогенных месторождений на равных основаниях с магматогенными можно выделить самостоятельный класс метаморфогенных месторождений. Эти два класса отвечают двум главнейшим глубинным процессам — породо- и рудообразованию и являются основными ветвями генетической классификации эндогенных месторождений.

### **ВИДЫ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ И РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Метаморфогенные месторождения наиболее широко распространены на кристаллических щитах и древних платформах, реже встречаются в фанерозойских складчатых сооружениях.

Древние платформы и щиты, занимающие более половины суши земного шара (рис. 1), распространены во всех частях света и являются носителями крупнейших, имеющих мировое значение месторождений железа, марганца, хрома, меди, золота, платины, урана, кобальта, никеля и многих других металлов, а также графита, апатита, кианита, асбеста и слюды. В них заключено (в %): около 70% достоверных запасов железных руд, марганцевых руд 63, меди 60, никеля 72, кобальта 93, урана 66, почти все запасы мусковита, флогопита и большая часть запасов золота и платины (Быховер, 1963). Удельный вес докембрийских месторождений в мировой добыче составляет (в %): железных руд 53, марганцевых руд 74, хромитов 49, меди 47, никеля 78, кобальта 94 и урана 53.

Месторождения докембрийского возраста распространены на щитах всех континентов мира. Наибольшее количество месторождений к настоящему времени известно в Канадском щите и в южной части Африканского щита, где находятся крупнейшие в мире месторождения многих металлов.

подавляющее большинство месторождений железа, марганца, золота, меди, никеля, урана, платины, кианита и слюды и некоторые свинцово-цинковые месторождения образовались при осадочно-метаморфических, метаморфических и ультрамета-

Д45  
5431

морфических процессах, имевших огромное значение в истории геологического развития щитов и древних платформ. К числу метаморфогенных месторождений относятся крупнейшие месторождения железа с многомиллиардными запасами на Австралийском (бассейн Хамерсли), Канадском (озера Верхнее в США и Лабрадор в Канаде), Бразильском (Минас-Жерайс в Бразилии и Эль-Пао в Венесуэле), Индийском (Сингхбумский и Бихарский районы), Балтийском (Кируна в Северной Швеции и Заимандрийское на Кольском полуострове) и Украинском (Кривой Рог) щитах, а также на Китайской платформе (Аньшанское), Курско-Воронежском массиве (КМА) и в других районах выходов докембрийских складчатых сооружений. Все эти месторождения приурочены к железорудным или джеспилитовым формациям, широко распространенным в нижнем протерозое и в меньшей степени в верхнем архее. Очень крупные месторождения медных и медно-никелевых руд, образованные в результате метаморфизма осадочно-эффузивных толщ, также довольно широко распространены на щитах. Это месторождения медного пояса Замбии, Сингхбумского рудного пояса в Индии и многие другие. Метаморфогенные месторождения марганца имеются в Бразилии, Индии, Западной и Южной Африке, Центральном Казахстане и Западной Сибири в Советском Союзе, а также в некоторых других районах. Среди месторождений марганцевых руд этого генезиса выделяется несколько разновидностей. К одной из них относятся месторождения, сложенные браунитом и псиломеланом, сформированные при метаморфизме окисных руд (месторождения Советского Союза, Индии и Бразилии); к другой — месторождения силикатно-карбонатного состава, которые образуются при метаморфизме опало-карбонатных руд; к третьей — высокометаморфизованные месторождения, представленные биксонитом, вреденбургитом с гранатом и ставролитом, образовавшиеся при метаморфизме осадочно-эффузивных толщ, содержащих марганец.

В докембрийских щитах Канады, Бразилии, Южной Африки и Австралии известны крупнейшие метаморфогенные месторождения урана. Они приурочены в основном к нижнепротерозойским метаконгломератам, которые нередко являются одновременно рудой меди и золота. Представителями метаморфогенных месторождений являются месторождение свинца и цинка Брокен-Хилл в Западной Австралии, многие месторождения бассейна Никольсон Северной территории Австралии, Холоденское месторождение Северного Прибайкалья и др.

К метаморфогенным месторождениям относятся также некоторые медные, марганцевые и железорудные месторождения, расположенные в подвижных зонах постпротерозойского возраста.

Таким образом, по запасам минерального сырья и промышленному значению метаморфогенные месторождения железа,

марганца, меди, никеля, урана, слюды, кианита, графита и золота, приуроченные к докембрийским щитам, занимают ведущее место в мировой экономике.

## **РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МЕТАМОРФОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ**

Понятие о метаморфизме пород и заключенных в них месторождений ввел в 1825 г. Ч. Лайель (Смирнов, 1969<sub>1</sub>). Долгое время к метаморфизованным месторождениям относили мраморы, кровельные сланцы, графит, силлиманит и андалузит, кианитовые и гранатовые сланцы.

В начале XX в. К. И. Богданович одним из первых дал определение метаморфических месторождений. Он считал, что главным признаком для них «... должна быть одновременность (сингенетичность) образования рудного тела и вмещающих кристаллических сланцев, следовательно, подчиненность месторождения определенной группе пород, но такая подчиненность зависит не от стратиграфического положения этой группы, а от ее одновременного пребывания в соответствующих условиях, вызывающих метаморфизм» (Богданович, 1913, с. 357). Хотя это определение справедливо только для метаморфизованных месторождений, оно сохранило свое значение и до наших дней.

В. А. Обручев (1934) относил к группе метаморфических такие месторождения, которые после своего образования были изменены различными наложенными процессами — пирометаморфизмом, динамометаморфизмом и др.

Н. И. Свитальский (1933) к группе метаморфических месторождений относил месторождения, претерпевшие существенные изменения в составе под влиянием регионального метаморфизма, либо образовавшиеся непосредственно в результате регионального метаморфизма горных пород. К метаморфическим месторождениям он относил железистые роговики и джеспилиты Кривого Рога, КМА и оз. Верхнего, некоторые марганцевые месторождения Урала, а также месторождения колчеданных руд Мегген и Раммельсберг в ФРГ.

П. М. Каниболоцкий (1946) впервые высказал предположение о возможности образования богатых руд Саксаганского района Кривого Рога при циркуляции метаморфических вод.

В. С. Домарев (1954, 1956) обстоятельно изучил особенности месторождений метаморфического генезиса на примере железорудных месторождений северного района Кривого Рога, медистых песчаников Мангышлака и колчеданных месторождений Урала, что позволило ему выделить три основные группы метаморфогенных месторождений, отличающихся геологическими условиями проявления метаморфизма: 1) месторождения, возникшие или преобразованные под непосредственным влиянием магматической интрузии в контактовом ореоле послед-

ней; 2) месторождения, возникшие или преобразованные при процессах регионального метаморфизма; 3) месторождения, возникшие или преобразованные при процессах ультраметаморфизма.

В зарубежной литературе известны многие работы, обосновывающие различные стороны метаморфогенного рудообразования. Так, П. Рамдор (Ramdohr, 1953) в работе «О метаморфизме и вторичной мобилизации вещества» на примере месторождений Раммельсберг, Витватерсранд и Брокен-Хилл показал, что метаморфизм при температуре 200—400°С создает такие условия, которые имитируют нормальный гидротермальный процесс.

Основываясь на экспериментальных данных и многочисленных наблюдениях, К. Андреатта (Andreatta, 1954) делает вывод о том, что во время тектонического метаморфизма наблюдается активизация вещества в форме водных растворов, ионов или ионных групп, которые в соответствии с местными условиями, господствовавшими в отдельных зонах метаморфизма, были отделены от кристаллической решетки существовавших до этого минералов. В результате активизации ионов ионные группы начинают перемещаться; пути их перемещения следуют направлению тектонических деформаций. При возникновении благоприятных местных условий ионы и ионные группы объединяются в кристаллические решетки минералов, стабильных в различных глубинных зонах. К. И. Сулливан (Sullivan, 1957) источником металлов при образовании эндогенных месторождений считал ассимиляционные процессы при метаморфизме, вследствие которых возникли перераспределение и концентрация металлов, рассеянных в осадочных породах. В его представлении рудные месторождения образуются в течение цикла гранитизации и существенно отличаются от месторождений вулканического или абиссального происхождения.

Среди метаморфогенных месторождений П. М. Татаринов (1955) выделил метаморфизованные и метаморфические. К первой группе он отнес месторождения, которые в процессе метаморфизма были значительно изменены, но сохранили свои основные физико-химические и промышленные свойства. Это осадочно-метаморфические месторождения железа, марганца, золота, апатита и др. Ко второй — метаморфической — группе относятся месторождения, которые созданы заново в процессе метаморфизма (например, кровельные сланцы, мраморы, графит, кианит и др.).

Я. Н. Белевцев, Ю. П. Мельник, А. И. Стрыгин и др. (Белевцев, 1955; Генезис железных руд..., 1959; Белевцев, Стрыгин, 1960; Белевцев, 1964<sub>1</sub>) рассмотрели метаморфогенное рудообразование на примере железорудных месторождений Кривого Рога, КМА, КНР и Индии. Они выделили три генетические группы метаморфогенных месторождений: метаморфизованные,

метаморфические и ультраметаморфические, образовавшиеся в условиях динамотермального (регионального) метаморфизма.

Н. Г. Судовиков (1964, 1965) обосновал главнейшие вопросы метаморфогенного рудообразования — мобилизацию рудных элементов, миграцию, перенос и отложение рудного вещества, а также рассмотрел роль интрузий при метаморфогенном рудообразовании и масштабы регионального метаморфизма в сравнении с контактовым.

В. И. Смирнов (1965) выделяет две группы метаморфогенных месторождений: метаморфизованных и метаморфических. Группу метаморфизованных месторождений он в свою очередь разделяет на два класса: регионально-метаморфизованных и контактово-метаморфизованных. В. И. Смирнов допускает также возможность образования полезных ископаемых при процессах ультраметаморфизма.

На основании расчетов и геохимических данных В. В. Белюсов (1965) показал, что метаморфизм и метаморфогенное рудообразование происходят в подвижных зонах земной коры благодаря повышенному потоку тепловой энергии из зоны верхней мантии. Эти потоки тепловой энергии должны были быть особенно мощными в докембрии.

В нашей и зарубежной печати уже давно обсуждается вопрос о возможности метаморфогенного рудообразования многих месторождений. В последние годы на основании детального и всестороннего изучения различных месторождений многие геологи приходят к выводу о метаморфогенном их образовании либо о существенном изменении месторождений вследствие наложения регионального метаморфизма. А. К. Банерджи (1964) обосновал метаморфическое образование медных месторождений Масабани в Сингхбумском рудном районе Индии; Г. И. Вертушков (1960) указал на вынос железа из зоны гранитизации железистых пород и концентрацию его в благоприятных зонах; В. А. Буряк (1964) показал влияние процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации; Я. Н. Белевцев, Ю. П. Мельник (Генезис железных руд..., 1959) обосновали метаморфическое образование многих залежей богатых железных руд Криворожского бассейна; В. С. Домарев (1956) рассмотрел метаморфогенное образование медистых песчаников Мангышлака.

Благодаря многочисленным исследованиям, проведенным геологами СССР и зарубежных стран, установлено наличие не только метаморфизованных, но и собственно метаморфических рудных месторождений, к числу которых отнесены некоторые месторождения богатых магнетитовых и магнетито-гематитовых, медных, урановых, полиметаллических руд и руд редких металлов, размещенных среди метаморфизованных эффузивных или осадочно-эффузивных толщ. Установлено, что большая роль в рудообразовании принадлежит ультраметаморфическим про-

цессам, с которыми связано перемещение в постмагматических водных растворах магния, кальция, натрия, калия, вызывающих подвижность железа, урана, свинца, цинка и других металлов.

Эти метаморфогенные месторождения распространены не только в докембрийских щитах, но во многих случаях встречаются и среди палеозойских и мезозойских метаморфических образований. Примером этому могут быть Бакальское месторождение железа на Урале, железные руды Горной Шории и Усинское месторождение карбонатного марганца, приуроченные к кембрийским кристаллическим породам, Балягинское железорудное месторождение в Забайкалье, залегающее среди среднепалеозойских метаморфических пород, и многие другие.

Таким образом, по мере изучения рудных месторождений класс метаморфогенных месторождений все больше и больше расширяется по количеству металлов, образующих эти месторождения, и «продвигается» вверх по стратиграфическому разрезу в область метаморфических образований палеозоя.

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

---

## Глава I

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В этой главе рассмотрены особенности геологического развития и металлогении щитов, освещены эпохи рудообразования и главнейшие провинции метаморфогенных месторождений, которые определяют закономерности размещения месторождений в геологическом разрезе докембрия и на площадях его развития.

#### ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЩИТОВ

История геологического развития щитов и кристаллических оснований древних платформ до настоящего времени не раскрыта в полной мере и, следовательно, не поняты и не установлены закономерности образования и размещения рудных месторождений.

История геологического развития докембрийских щитов долгое время рассматривалась как смена тектоно-магматических циклов, т. е. комплексов осадочно-эффузивных и интрузивных образований. Широкое развитие гранитоидов трактовалось (а рядом исследователей и до сих пор трактуется) как проявление интенсивной интрузивной деятельности в докембрийских геосинклиналях. Систематически недооценивается значение осадочных и осадочно-вулканогенных пород как первичного эквивалента подавляющего большинства метаморфических пород. Образование эндогенных месторождений на щитах и платформах и теперь многие исследователи генетически связывают с магматическими интрузиями, аналогично тому, как это принято для послекембрийских подвижных зон.

Новые материалы, полученные при изучении металлогении Украинского щита и Курско-Воронежского массива, сопоставленные с материалами по месторождениям Кольского полуострова, Алдана, Китайской платформы, Индийского, Австралийского и Канадского щитов и литературными данными по другим щитам мира, позволили наметить важные особенности геологиче-

ского развития докембрийских щитов: 1) щиты и кристаллические основания платформ в большей части представлены глубоко измененными породами — продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных образований эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных областей; 2) образование и размещение месторождений в кристаллических основаниях щитов и древних платформ зависят от первичного содержания металлов в осадочно-вулканогенных формациях и их метаморфизма в процессе превращения подвижной зоны в складчатое платформенное сооружение.

Геологическое развитие в докембрии происходило в условиях самого раннего и длительного периода геологической жизни Земли, который отличался маломощной и мобильной корой, своеобразием химизма атмосферы и гидросферы, интенсивностью вулканизма, специфическими условиями седиментационных процессов, развитием метаморфизма и ультраметаморфизма. Геосинклинали, занимавшие в протерозое значительно большие площади, чем в фанерозое, являлись зонами повышенного притока тепловой энергии, а тепла в докембрии выделялось гораздо больше, чем в поздние геологические эпохи. Все эти особенности были причиной своеобразного неповторимого геологического развития докембрия.

Длительность докембрия в пять раз больше всех фанерозойских эпох геологической жизни Земли и составляет около 3 млрд. лет. Такая продолжительность обусловила значительную стабильность термодинамических условий, что выразилось большими масштабами проявления всех глубинных процессов и, в частности, метаморфизма и гранитизации.

Докембрий был насыщен многими событиями, которые не повторились или слабо проявились в последующее геологическое время. К таким событиям относится грандиозная вулканическая деятельность, составившая одну из главнейших особенностей развития архея. По этой причине основную часть разреза архея (3,5—2,8 млрд. лет) составляют продукты метаморфизма вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород основного и ультраосновного состава. Они представлены амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, серпентинитами, тальковыми сланцами и продуктами их гранитизации — всевозможными гранитоидами с останцами основных магматических пород, в меньшей степени парагнейсами или кристаллическими сланцами. Например, архейские образования Украинского щита более чем на половину состоят из метаморфических продуктов спилито-кератофировой толщи или мигматитов — амфиболитов, амфиболовых гнейсов и мигматитов по этим породам. Мощность этих пород по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) около 30—35 км, а такие щиты, как Канадский, Бразильский, Австралийский, Балтийский и Индийский, в десятки раз больше Украинского щита.

По данным А. И. Тугаринова (1973), архейское основание всех щитов на 60% сложено эффузивными породами основного или ультраосновного состава. Только в верхнем архее образовались в значительном количестве осадочные породы, представленные в настоящее время различными кристаллическими сланцами, кварцитами и гнейсами. Такой состав архейских образований свидетельствует о большой мобильности земной коры в архее, относительно малой ее мощности и грандиозных накоплениях вулканических масс. Вулканические породы основного и ультраосновного состава характеризуются высоким содержанием железа, марганца, кобальта, никеля и меди, что определило металлогению архея. В настоящее время доказано, что железо поступало в зону седиментации непосредственно из основных магм при подводном (субмаринном) излиянии, и это привело к образованию значительной части железистых пород и железных руд архейских железисто-кремнистых формаций. Атмосфера и литосфера в архее имели восстановительный характер — господствовала углекислота и отсутствовал свободный кислород (Виноградов, 1954; Сауков, 1960; Ронов, 1964). Отсутствие кислорода в атмосфере в течение архея способствовало как разрушению железистых силикатов вулканитов, так и накоплению больших количеств железа, кремнезема, марганца и других металлов в водных бассейнах.

В нижнем протерозое (2,6—1,65 млрд. лет) условия геологического развития резко изменились — снизилась интенсивность вулканизма и развития процессов седиментации, что привело к образованию мощных толщ кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством вулканитов.

Изменение физико-химических условий в протерозое привело к образованию мощных кластогенных и биогенных толщ. Появление свободного кислорода в атмосфере и гидросфере вызвало массовое выпадение окислов железа, марганца, урана, кремния и других элементов — продуктов разрушения вулканогенных пород архея и протерозоя.

## Геохронология докембрия

Несмотря на длительный период геологической истории докембрия, в несколько раз превосходящий фанерозойский, до настоящего времени нет принятого стратиграфического его расчленения. Во многих случаях древние толщи разного возраста относятся к одним подразделениям, а одновозрастным толщам нередко присваиваются различные названия и значение в геологическом развитии докембрия. Все это очень затрудняет решение коренных вопросов развития докембрия и, в частности, понимание процессов рудообразования и закономерностей размещения полезных ископаемых в мощных толщах докембрия,

распространенных на огромных площадях щитов и древних платформ мира.

Для разработки стратиграфической шкалы и создания реальных представлений о геолого-историческом развитии докембрия в последнее время активно применяются изотопные, палеонтологические и собственно геологические методы.

Л. И. Салоп (1973) обосновал расчленение докембрия на пять очень крупных естественных подразделений, соответствующих по рангу группам фанерозоя. Для расчленения докембрия принято выделение интервалов геологической истории Земли, характеризующихся общностью тектонической обстановки, геохимической среды и физических условий, влияющих на возникновение определенных типов литогенеза, тектонических структур, форм и типов магматизма, которые определяют эволюцию органического мира. Границами групп являются диастрофические циклы глобального значения. Группы Л. И. Салоп объединил в две надгруппы (эонотемы, эоны): архейскую, состоящую из одной архейской группы (эры), верхняя граница которой определяется саамским диастрофизмом, датируемым приблизительно 3500 (3500—3700?) млн. лет, и протозойскую, которая расчленяется на четыре группы (эры) — палеопротозойскую, мезопротозойскую, неопротозойскую и эпипротозойскую. Палеопротозойская эра оканчивается кеноренским диастрофизмом (2600—2800 млн. лет), мезопротозойская эра — карельским (1900—2000 млн. лет), неопротозойская эра — гренвилльским (1000—1100 млн. лет) и эпипротозойская эра — катангским диастрофизмом (650—680 млн. лет).

На основании определения изотопного возраста тремя методами ( $Pb-U-Th$ ;  $Pb-Sr$ ;  $K/Ar$ ) А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1970) подразделили докембрий на катархей с верхней возрастной границей 3500 млн. лет, архей (2600 млн. лет) и протерозой (650 млн. лет). Протерозой в свою очередь подразделяют на нижний протерозой с верхней возрастной границей 1900 млн. лет и средний+верхний протерозой.

Для щитов и массивов древних платформ СССР большой коллектив геологов (Геология и металлогения..., 1976) на основании анализа материалов по Украинскому, Балтийскому и Алданскому щитам, Воронежскому, Белорусскому массивам и Енисейскому выступу подразделяет докембрий на четыре эпохи: архейскую с верхним возрастным рубежом 2800—2600 млн. лет, нижнюю протерозойскую (1900 млн. лет), среднепротерозойскую (1600 млн. лет) и верхнепротерозойскую (600 млн. лет). Выделенным эпохам отвечает определенный тип геотектонического режима: прогеосинклинальный, протогеосинклинальный, протоорогенный и платформенный.

Для Восточно-Европейской платформы по многочисленным последним изотопным данным, полученным  $U-Th-Pb$ ,  $Pb-Sr$  и  $K-Ar$  методами, достаточно обосновано установлены три

рубежа первого ранга (2800—2600, 1900—1800 и 1100—900 млн. лет), которые делят всю историю докембрия на четыре крупных мегацикла, соответствующих архею, нижнему, среднему и верхнему протерозою (Геохронология и принципы расчленения..., 1976). Такое расчленение докембрия на естественно-исторические циклы геологического развития подтверждается для подавляющего большинства щитов и платформ и принимается нами при рассмотрении металлогения докембрия.

В геологическом развитии подвижных зон докембрия в некоторых районах достаточно четко выделяются начальный и ранний, средний и поздний этапы. Приведем примеры геологического развития подвижных зон докембрия Украинского щита. Фундамент его сложен осадочно-вулканогенными породами, глубоко измененными метаморфизмом и ультраметаморфизмом. С целью раскрытия первичных эквивалентов метаморфических пород и установления этапов геологического развития Украинского щита нами применен новый метод анализа фактического материала, сводящийся к следующему: а) условному «снятию» метаморфизма и гранитизации и на основе этого выделению (реконструкции) первичных осадочных и вулканогенных формаций; б) получению геохронологических данных для отдельных членов разреза; в) анализу мигматитов и гранитов с позиций ультраметаморфизма и установлению первичных эквивалентов; г) установлению роли глубинных разломов в характере седиментации, вулканизма и интрузивной деятельности; д) анализу складчатых структур.

Все это позволило определить циклы геологического развития докембрия Украинского щита. Такой подход к рассмотрению материала дал возможность раскрыть историю формирования складчатой области, развившейся на докембрийской геосинклинали Украинского щита (Белевцев, Прус, 1962; Белевцев, 1964<sub>2</sub>). Выделено три геолого-исторических цикла развития: архейский, раннепротерозойский и поздне-(средне-)протерозойский, различающиеся областями накопления осадков, планами складчатости, полнотой геосинклинального развития и характером метаморфизма. Первые два цикла отнесены к геосинклинальному, а позднепротерозойский — к платформенному типам развития.

Архейский цикл развития относится к самому раннему времени геологической жизни докембрийской геосинклинали. Архейские образования распространены в Среднем Приднепровье, Западном Приазовье и на Побужье. Они представлены преимущественно метаморфизованными вулканическими породами, во многих местах превращенными в мигматиты и граниты. Накопление исходных вулканитов, составивших основу всех пород архея, относится к самой ранней стадии прогибания геосинклинали. Относительно редко встречаются кластогенные метаморфизованные породы.

Раннепротерозойский цикл распространен в сравнительно узких субгеосинклинальных зонах, примыкающих к глубинным разломам. Образование этого цикла характерны полной набор геосинклинальных формаций — от нижней терригенной, затем хемогенной до лагунной и молассовой, относящихся к конечным этапам развития. В пределах щита, по последним данным, выделяются четыре субгеосинклинали (Брусиллов-Одесская, Криворожско-Кировоградская, Орехово-Павлоградская и Центрально-Приазовская), в которых установлены как сравнительно выдержанные по мощности и простираению субгеосинклинальные, так и субплатформенные образования этого цикла. Гранитизация в пределах этих зон различная; здесь господствуют метаморфические породы различных фаций — от зеленосланцевой до гранулитовой.

Поздне-среднепротерозойский цикл проявился лишь на крайнем северо-западе щита, где характеризуется накоплением субплатформенных образований овручской серии (нижняя терригенная формация), породы которой в западной части складчатые и гранитизированные.

Анализ мощностей, состава «реконструированных» формаций и их взаимного расположения во времени и пространстве позволил установить стадийность развития и некоторые черты сходства и отличия докембрийских подвижных зон в сравнении с фанерозойскими.

В первую — седиментационно-вулканогенную стадию геосинклинального развития наблюдается закономерное образование первичных геосинклинальных толщ. В основании их, как правило, залегают вулканогенные формации, представленные преимущественно спилито-кератофировыми породами, которые выше сменяются терригенными и вулканогенно-терригенными формациями. Последние развиты во внутренних геосинклинальных зонах, иногда венчаются хемогенными осадками джеспилитовой формации. Серия этих пород перекрывается терригенно-карбонатно-углистой, лагунной и молассовой формациями. Вулканогенные формации занимают зоны геосинклинальных рвов и глубинных разломов, терригенные — пространства внутренних геосинклинальных областей, а лагунные и молассовые формации венчают отложения внутренних зон на сравнительно небольших площадях. Первая стадия геосинклинального развития в докембрии в общих чертах сходна с развитием геосинклиналей фанерозоя (Белевцев, 1964<sub>2</sub>). Однако в течение этой стадии в некоторых зонах широко проявляется хемогенно-джеспилитовая формация, не развитая в фанерозойских геосинклиналях.

Первая стадия развития, названная автором седиментационно-вулканогенной (Белевцев, Прус, 1962), в нижнепротерозойском цикле Украинского щита может быть разделена на две.

1. Начальную, или вулканогенно-терригенную, которая характеризуется зарождением глубинных разломов и образованием вулканогенной (метабазитовой), нижней терригенной (конгломератово-песчаносланцевой) формаций и формации ультраосновных эффузивов (тальк-карбонатные породы).

2. Раннюю, или терригенно-хемогенную стадию, характеризующуюся широким накоплением кремнисто-железистых осадков, ритмично чередующихся с илесто-глинистыми, которые вместе составили в дальнейшем известную джеспилитовую формацию. Эти осадки образовывались преимущественно во внутренних геосинклинальных и частично во внешних парагеосинклинальных зонах. Джеспилитовая формация представляет собой оригинальное образование, состоящее из пластов джеспилитов и железистых роговиков, ритмично чередующихся с пластами сланцев преимущественно железисто-силикатного состава. Мощность джеспилитовой формации достигает 2000 м. В ней выделяют до семи пластов железистых роговиков или джеспилитов мощностью от 10—20 до 350—400 м.

Во вторую — складчато-метаморфическую стадию развития подвижной зоны осадочные и вулканогенные формации подверглись интенсивной складчатости и глубинному метаморфизму и ультраметаморфизму с образованием метаморфических (кристаллические сланцы, джеспилиты, метапесчаники, метабазиты и ультрабазиты) и ультраметаморфических (гнейсы, мигматиты, анатектиты и граниты) пород. Таким преобразованием осадков во вторую стадию развития докембрийская геосинклинальная зона принципиально отличается от фанерозойской. Эта стадия развития названа автором складчато-метаморфической, что отвечает главному геологическому процессу этой стадии.

Складчато-метаморфическая стадия в нижнепротерозойском цикле характеризуется инверсией геотектонических условий, образованием сжатых складчатых структур — синклинориев. Одновременно со складчатостью возникает и развивается метаморфизм пород. Формируются узкие синклинории, врезанные в кристаллические породы первого цикла с необращенными складчатыми формами, такие как Криворожско-Кременчугская, Белозерско-Конкская и Брусиллов-Одесская структурно-фациальные зоны. Методом ГСЗ определена глубина их заложения: в Криворожском бассейне около 7—8 км, а на Белозерском месторождении — 4—5 км. Широкое развитие ультраметаморфических и гранитизационных образований, неизвестное в таких крупных размерах для фанерозойских геосинклиналей, является характернейшей особенностью складчато-метаморфической стадии.

Наличие в докембрии одних и тех же структурно-фациальных зон как метаморфических, так и ультраметаморфически-гранитизационных образований привело к трактованию послед-

них как более древних, хотя часто наблюдаются постепенные переходы, например, углистых сланцев в гнейсы или метаморфические пород в гранитоидные к западу от Криворожско-Кременчугской полосы. Сохранность метаморфических пород при гранитизации предопределяется первичным составом и структурными условиями размещения. Наиболее полно развиты внутренние части геосинклиналей, особенно ее краевые прогибы, характерны преобладанием метаморфических пород; в синклинальных структурах сохраняются гнейсы и мигматиты, а для антиклиналей и антиклинальных зон (интрагеоантиклиналей) характерны обширные поля мигматитов, метасоматических и иных гранитов.

В третью — разломно-интрузивную стадию наблюдается повсеместное развитие разломных структур и внедрение интрузий. К этой стадии развития многие геологи относят Токовские, Боковянские, Верблюженские, Коростенские, Корсунь-Новомиргородские интрузии, а также интрузии щелочных пород Приазовья и Павлоградского района. Все эти породы по разным определениям имеют возраст 1700—1900 млн. лет и относятся к завершающей стадии нижнепротерозойского геосинклинального цикла. К этой стадии относятся разломные структуры, расчленившие складчатую зону на множество различных блоков. По этим разрывным структурам иногда развиваются малые жильные интрузии основного и ультраосновного состава. Наряду с интрузиями кислого и основного состава в разломных зонах, особенно в длительно развивавшихся глубинных разломах, проявляются и метасоматические образования. На Украинском щите широко развиты рудоносные тектоно-метасоматические зоны, представленные альбититами, микроклинитами, пегматоидами, карбонатитами и карбонатами.

Аналогичные данные о литологическом составе первичных эквивалентов кристаллических пород имеются для многих щитов мира. Они свидетельствуют об особенностях геологического развития в докембрии, которые определили условия образования и закономерности размещения эндогенных, в частности метаморфогенных, месторождений.

## Метаморфизм

Метаморфизм — это процесс преобразования горных пород, идущий без существенного их расплавления в результате изменения физико-химических условий (Фации метаморфизма, 1970). Такие изменения пород осуществляются в широком интервале температур — от 100—300 до 1000—1200°С; верхней границей метаморфизма являются температуры, при которых порода частично плавится.

Литостатическое давление, возникающее в земной коре и определяющее давление при метаморфизме, достигает при мак-

симальной толщине земной коры (50—60 км) 14 кбар. Однако встречены такие минеральные парагенезисы, которые, по данным экспериментальных исследований, могли образоваться при давлениях не ниже 17—25 кбар. Такие высокие давления связаны, вероятно, с перегрузками, вызванными тектоническими движениями, и они должны рассматриваться как локальные, а не региональные явления.

Возникновение высокой температуры в породах могло быть обусловлено двумя причинами: 1) поднятием снизу расплавленных масс; 2) погружением пород на значительную глубину. В первом случае возникает контактовый метаморфизм, во втором — региональный. Сибирская школа ученых во главе с В. С. Соболевым выделяет региональный метаморфизм, учитывая совокупность геологических признаков и прежде всего распространенность метаморфизованных пород на большой площади и отсутствие связи с контактами интрузивов.

Процесс метаморфизма пород всегда проходил в присутствии водных растворов, содержащих  $\text{CO}_2$  и некоторые другие компоненты (Cl, F,  $\text{SO}_4$ , S). Растворы могли поступать извне, в частности подниматься из области мантии, или выделяться непосредственно при реакциях минералообразования из первичных водосодержащих минералов.

Установлено два типа метаморфических изменений: изохимический, идущий без существенного изменения состава пород, и аллохимический, или метасоматический, — процесс, идущий с привнесением и выносом компонентов и изменением первичного состава породы. По фактическим материалам бывает трудно отличить породы этих двух типов изменения, так как в ходе процесса изохимический метаморфизм нередко сменяется аллохимическим.

Учение о метаморфических фациях претерпело длительную эволюцию. В настоящее время под метаморфической фацией понимают определенную область *PT*-условий, ограниченную линиями нескольких наиболее важных реакций, которые прослеживаются в наиболее распространенных природных составах пород и при этом должны хотя бы примерно соответствовать границам *PT*-условий образования естественных ассоциаций метаморфических горных пород (Фации метаморфизма, 1970). Породы, образовавшиеся в пределах данной *PT*-области, называются породами этой фации метаморфизма. В предложенной сибирскими геологами схеме фаций метаморфизма выделены группы фаций по давлению (Фации метаморфизма, 1970): А — фации низких давлений, примерно соответствующие контактовому метаморфизму; В — фации средних давлений, соответствующие региональному метаморфизму; С — фации высоких давлений, соответствующие метаморфизму зон высоких давлений, вызванных тектоническими перегрузками; Д — фации сверхвысоких давлений (в мантии).

Для понимания метаморфогенного рудообразования наибольшее значение имеют фации среднего давления (В), которым отвечают наиболее распространенные на щитах и древних платформах породы регионального метаморфизма. Фации высоких (С) и сверхвысоких (D) давлений еще мало изучены и их значение в рудообразовании остается неясным. Фации низких давлений (А), отвечающие условиям контактового метаморфизма, нами не изучались и в настоящей книге не рассматриваются, так как они представляют собой другой генетический класс и относятся к магматогенным месторождениям (Смирнов, 1969; Котляр, 1970; Жариков, 1968).

Среди фаций средних давлений выделены следующие фации по *РТ*-условиям образования (Фации метаморфизма, 1970):

$V_1$  — фация двупироксеновых гнейсов (гранулитовая); температура метаморфизма от 750—800 до 900—1000°С, давление от 4—5 до 12—13 кбар;

$V_2$  — фация силлиманит-биотитовых гнейсов (амфиболитовая); температура метаморфизма 650—800°С, давление от 3—4 до 8—10 кбар;

$V_3$  — фация андалузит(силлиманит)-мусковитовых сланцев (эпидот-амфиболитовая); температура метаморфизма 600—650°С, давление от 2—3 до 7—8 кбар;

$V_4$  — фация зеленых сланцев; температурный интервал от 350—400 до 500—550°С, давление от 2 до 7—10 кбар;

$V_5$  — цеолитовая фация и региональный эпигенез; температуры от 100 до 300—350°С, давления обычно не превышают 3—5 кбар.

Региональный динамотермальный метаморфизм развивался в земной коре одновременно с образованием первичных складчатых структур в геосинклинальных зонах, и пространственно и причинно связан с региональным горообразованием. Он захватывает значительные по площади участки земной коры, в пределах которых метаморфизм протекал равномерно при постоянных термодинамических условиях. Метаморфические реакции контролируются главным образом температурой, так как она увеличивает химическую активность поровых растворов. Меньшее влияние оказывает изменение давления, которое определяет деформацию пород и создает условия для фильтрации и диффузии метаморфических растворов, способствующих зарождению центров кристаллизации. Региональный динамотермальный метаморфизм развивался только в таких складчатых областях, которые формировались на значительных глубинах и там, где был повышенный приток тепловой энергии. Одно глубокое погружение пород или их интенсивная складчатость не приводили к сколько-нибудь интенсивному метаморфизму осадков.

Для областей развития регионального динамотермального метаморфизма характерны следующие особенности: 1) равномерная перекристаллизация пород в пределах одной фации —

зеленосланцевой, амфиболитовой или гранулитовой; 2) преимущественно изохимический характер метаморфизма, т. е. без привноса и выноса вещества, и в результате этого отсутствия значительного развития метасоматитов; 3) усиление процессов дегидратации и десиликфикации с переходом от низких к более высоким ступеням метаморфизма; уменьшение содержания воды и кремнезема с переходом от фации зеленых сланцев к амфиболитовой и гранулитовой фациям.

Высвобождающиеся при метаморфизме воды образовывали метаморфические растворы, которые способствовали не только перекристаллизации пород, но и перемещению подвижных рудогенных компонентов. В период пластической деформации, совпадающей с развитием регионального метаморфизма, в породах возникали складчато-трещинные зоны, по которым вследствие перепада давления проходили растворы.

Породы различных фаций регионального метаморфизма распространены на щитах неравномерно. Породы гранулитовой и в меньшей мере амфиболитовой фации метаморфизма характерны для архея и во многих случаях для нижнего протерозоя; реже они встречаются в среднем протерозое. Для нижнего протерозоя характерны породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой, реже зеленосланцевой фаций метаморфизма; лишь в локальных участках нижнего протерозоя наблюдаются породы гранулитовой фации (Приазовье, Северное Криворожье, Кольский полуостров). Для среднего и верхнего протерозоя характерны породы зеленосланцевой, цеолитовой и отчасти эпидот-амфиболитовой фаций.

### Ультраметаморфизм

Региональный ультраметаморфизм проявился на завершающих стадиях образования складчатых структур в геосинклинальных областях; он захватывал значительно меньшие площади земной коры, чем метаморфизм, и проявлялся неравномерно (зонально). Ультраметаморфизм развивался в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального динамотермального метаморфизма в местах положительных геотермических аномалий, связанных с поступлением повышенных количеств тепла и растворов из подкорových частей Земли. Ультраметаморфизм пород осуществлялся в условиях закрытой и открытой систем, вследствие привноса и выноса материала растворами.

Учитывая отсутствие единства взглядов на образование кристаллических и прежде всего гранитоидных пород, которые мы относим к ультраметаморфическим, рассмотрим кратко новые данные о происхождении кислых магматических пород. Долгое время в петрографии господствовало представление о единой родоначальной магме, из которой в результате дифференциации образовались разного состава магмы и магматические по-

роды. Однако эта гипотеза противоречила многим геологическим наблюдениям и экспериментально не подтвердилась. Оказалось, что в результате кристаллизационной дифференциации из базальтового расплава (недосыщенного кремнекислотой) нельзя получить сколько-нибудь значительного количества расплава кислого состава. За последние годы в экспериментальных лабораториях получены новые данные, чрезвычайно важные для выяснения петрогенетических вопросов: выявлена эвтектоидная природа гранитовой магмы, доказано существование «андезитового термального трога» — минимума температуры плавления андезитов при высоких давлениях, установлена полная смесимость силикатных расплавов и водных растворов при давлении выше 9,7 кбар и др. Полученные факты привели к пересмотру представлений о магме и путях ее кристаллизации и созданию новой петрогенетической гипотезы, учитывающей все современные достижения геологической науки и результаты лабораторных экспериментов (Петров, 1972).

В. П. Петров приводит большое число геолого-петрографических и экспериментальных данных о генезисе магматических горных пород, включая новейшие результаты отечественных и зарубежных экспериментаторов. Они подтвердили представления Ф. Ю. Левинсоном-Лессинга (1949) о двух родоначальных магмах земной коры — гранитовой и габброидной (базальтовой), а также о том, что все изверженные породы, начиная с архейской эры, образовались в результате переплавления твердых частей земной коры. В последние годы развиваются представления о независимом существовании в природе магм корового и мантийного происхождения, среди которых преобладают гранитовая, генерирующая на сравнительно малых глубинах в толще земной коры, и базальтовая, которая образуется в зоне волновода мантии на глубинах 200—400 км. Обе родоначальные магмы в областях их генерации представляют собой наиболее легкоплавкие жидкости, находящиеся в равновесии с вмещающими их твердыми составляющими. При перемещении магм в области других термодинамических условий равновесие нарушается. Последующие процессы становления того или иного магматического комплекса вызываются дифференциацией расплава, ассимиляцией вмещающих пород, условиями кристаллизации, а также их внедрением в выщерасположенные часто неметаморфизованные толщи пород. Таким образом, разнообразие магматических пород обусловлено, во-первых, различием исходных материнских магм и, во-вторых, длительностью и сложностью процессов, сопровождающих кристаллизацию этих магм в чистом или смешанном виде.

Основным маглообразующим процессом является процесс селективного плавления. По экспериментальным данным и особенно геологическим наблюдениям основная масса гранитоидов возникла в результате кристаллизации палингенной кислой

магмы, появившейся вследствие выборочного плавления метаморфизованного материала осадочных и вулканогенных пород.

В докембрийских комплексах чаще всего наблюдается тесное переплетение суперкрупных образований и продуктов кристаллизации палингенной гранитовой магмы, которая попала в условия кристаллизации вместе с вмещающими метаморфическими породами, являющимися для нее материнскими. Гнейсово-мигматитовые комплексы докембрия можно рассматривать в качестве своеобразной модели областей зарождения кислой магмы. Однако следует учитывать, что со времени генерации магмы до ее кристаллизации проходил сложный, иногда очень длительный процесс. В частности, резко изменялся термодинамический режим и образующиеся толщи подвергались интенсивной деформации. Возможно некоторые древние гранито-гнейсовые комплексы вообще не попадали в зону генерации гранитовой магмы, а наблюдаемые в них ультраметаморфические преобразования (мигматизация, гранитизация) вызваны преимущественно перекристаллизацией первичного материала и высокотемпературным калий-натровым метасоматозом.

Таким образом, ультраметаморфизм приводил к селективному выплавлению, зарождению кислых магм из состава материнских осадочных и вулканогенных пород. Состав этих магм, гранитоидных пород и связанных с ними полезных ископаемых зависит от состава материнских пород.

В настоящее время многие петрографы выделяют два типа ультраметаморфизма: 1) метаморфический, или палингенно-анатектический, протекающий в закрытой системе и приводящий к образованию магм за счет расплавления метаморфических пород; 2) палингенно-метасоматический, протекающий в открытой системе под влиянием растворов подкорового происхождения (трансмагматических, по Д. С. Коржинскому, 1967). На конечных стадиях гранитизации происходило переплавление пород, близких уже к гранитоидному составу. Создавались условия для реоморфизма.

Прогрессивный региональный ультраметаморфизм, развивающийся под влиянием фронта подкоровых растворов, является мощным фактором мобилизации, переноса и концентрации рудного вещества. Ультраметаморфизм проявлен с различной интенсивностью на всех щитах мира. Наиболее развит он в породах архея и нижнего протерозоя и значительно меньше — в среднем и верхнем протерозое.

В ряде мест Украинского щита установлено широкое развитие пород различных фаций метаморфизма, на которые в отдельных местах наложились процессы гранитизации с образованием мигматитов, анатектитов и гранитов. Вероятно, динамотермальный метаморфизм развивался в первый период инверсии геосинклинали, а ультраметаморфизм протекал в завершающие этапы развития геосинклинальной зоны, для которой

характерны разломная тектоника, реоморфические гранитоидные интрузии и максимальное проявление метасоматической деятельности по зонам смятия и разломам. Разломная тектоника привела к образованию плитового (блокового) строения щитов. На Украинском щите выделяется ряд блоков — плит, перемещенных по вертикали на 15—25 км один относительно другого; они сложены породами различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма. Зоны сочленения этих блоков благоприятны для размещения многих месторождений различного генезиса.

Приведенные особенности геологического строения и развития щитов позволяют считать, что характер формирования земной коры в докембрии существенно отличался от последующих геологических эпох. Это выражено прежде всего в грандиозных накоплениях вулканогенных пород в архейских и хемогенных образований в нижнепротерозойских циклах геосинклинального развития, безынверсионном развитии геосинклиналей и исключительной интенсивности и всеобщности регионального метаморфизма и ультраметаморфизма пород. Эти особенности докембрия создали благоприятные условия для накопления металлов и образования метаморфогенных месторождений, характерных для осадочных и вулканогенных пород докембрия (железа, марганца, меди, никеля, урана и др.).

### ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЩИТОВ

На щитах и древних платформах, непосредственно связанных с длительной геологической историей геосинклинальных и платформенных периодов развития, размещены многочисленные месторождения Fe, Ni, Co, Zn, W, Sn, V, Ti, Mo, Cr, Cu и др. Эти месторождения образовались в нескольких металлогенических эпохах. В пределах каждой эпохи в древних подвижных зонах наблюдается последовательное образование различных минеральных комплексов, тесно связанных с историей геологического развития зоны. Пространственная и временная связь различных групп месторождений с развитием определенных элементов геосинклиналей и платформ позволила произвести металлогеническое районирование и выделить металлогенические эпохи. Особенности геологического развития щитов были благоприятны для накопления в осадках и эффузивах большой массы металлов, которые при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме явились источником для образования многих метаморфогенных месторождений.

Обобщив материалы по изотопному возрасту пород и руд различных месторождений щитов, А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1970) выделили в докембрии три эпохи образования месторождений главных металлов (Fe, Pb, Cu и др.): 1) ранне-

докембрийскую, возраст 3500—2600 млн. лет; 2) среднедокембрийскую, возраст 2600—1900 млн. лет; 3) позднедокембрийскую, возраст 1900—570 млн. лет. По данным этих авторов, золото накапливалось в раннем докембрии среди гипербазитов, россыпные месторождения золота образовались в среднем и позднем докембрии, а эндогенные — только в позднем. Железо появилось в осадках раннего докембрия, а основная масса его выпала в среднем и частично позднем докембрии; эндогенные месторождения железа появились лишь в позднем докембрии. Уран накапливался в осадках в среднем и позднем докембрии; эндогенные месторождения урана образовались в позднем докембрии. Образование месторождений свинца относится к позднему докембрию. Осадочные месторождения меди образовались в среднем и позднем докембрии, а эндогенные — в конце раннего и позднего докембрия.

На щитах и массивах Русской и Сибирской платформ распределение ведущих полезных ископаемых во времени позволило выделить четыре металлогенические эпохи: архейскую, раннепротерозойскую, среднепротерозойскую и позднепротерозойскую — палеозойскую (Геология и металлогения..., 1976).

Детальные работы, проведенные в последние годы на Украинском щите, позволили выделить пять металлогенических эпох (Металлогения Украины и Молдавии, 1974).

1. Архейская эпоха (возраст свыше 3000 млн. лет) характеризуется месторождениями железных руд, принадлежащих к формации Алгома или верховцевской, никеля, кобальта и меди. Благоприятной предпосылкой для образования месторождений в эту эпоху было преобладание в архее основных и ультраосновных пород (базальтов, диабазов, габбро и гипербазитов), свойственных ранним стадиям формирования земной коры. При метаморфизме и гранитизации происходило перераспределение и концентрация рудогенных элементов.

2. Архей-раннепротерозойская эпоха (возраст 3000—2600 млн. лет) характеризуется месторождениями железа (железистые кварциты типа Алгома), хромитов, медно-никелевыми и графитовыми месторождениями и проявлениями некоторых редких металлов. Генетически месторождения связаны с джеспилитовой и офиолитовой формациями.

3. Раннепротерозойская эпоха (возраст 2800—1900 млн. лет), в которой наиболее полно развиты структурно-формационные зоны. Здесь выделяются образования всех этапов геосинклинального развития, представленные вулканогенными, терригенными и хемогенными формациями криворожской, тетеревской, ингульской и ингулецкой серий, с которыми связаны месторождения железа, графита, тальк-магнезита, а также редкометалльные пегматиты и щелочные метасоматиты (микроклиниты).

4. Среднепротерозойская эпоха (возраст 1900—1600 млн. лет). Эта эпоха отвечает платформенному этапу геологического

развития, характеризующемуся глыбово-блоковыми подвижками, с которым связаны формации рапакиви, анортозитовая и грайтоидная щелочная. Для этой эпохи характерны месторождения титановые, медно-никелевые в габбро-анортозитах, флюоритовые, камерных пегматитов и редкометальные метасоматиты (альбититы, карбонатиты, силициты).

5. Рифей-вендская, или байкальская, эпоха (возраст 1600—600 млн. лет), соответствующая периоду стабилизации кристаллического основания щита и формированию осадочного чехла. Оруденения данной эпохи связаны с тектонической активизацией в кристаллических породах и осадконакоплением в чехле. Это терригенные субконтинентальные россыпные месторождения титаномагнетита, кварциты, фосфориты и рудопроявления в трапфовой формации.

В соответствии с главными особенностями каждой эпохи выделено более 20 рудных формаций, месторождения которых принадлежат к следующим генетическим типам: метаморфогенному (метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические), магматогенному (сегрегационные, пневмато-гидротермальные, пегматитовые и контактово-метасоматически-скарновые), осадочному, россыпному и др. Такое широкое разнообразие генетических типов месторождений свидетельствует о многосторонности рудообразующих процессов, связанных с осадконакоплением, магматизмом, метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

Многочисленные фактические данные, полученные в последние годы при осмотре и изучении многих месторождений щитов и докембрийских массивов в СССР, Канаде, Индии, Австралии и на Китайской платформе, а также обобщение литературных данных по другим щитам мира позволяют выделить следующие металлогенические эпохи докембрия: архейскую, раннепротерозойскую, среднепротерозойскую и позднепротерозойскую.

Архейская металлогеническая эпоха отвечает самому древнему циклу геологического развития с изотопным возрастом более 2800 млн. лет, который имел прогеосинклинальный тип геотектонического режима. Она определяется ассоциацией метаморфогенных месторождений, образовавшихся в связи с процессами регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций и ультраметаморфизма. Наиболее характерны для этой эпохи железорудные формации типа Алгома (США) или Верховцево (СССР), представленные гиперстен-кварц-магнетитовыми и амфибол-магнетитовыми свитами и горизонтами пород, перемежающимися с метабазами (Гросс, 1972).

К этой эпохе относятся многие железные и марганцевые руды Индии, провинции Онтарио в Канаде, Оленегорские месторождения железистых кварцитов на Кольском полуострове, железистые кварциты Среднего Приднепровья и Западного

Приазовья на Украине и значительная часть железных руд района Верхнего озера в США, а также, вероятно, полиметаллические месторождения Конго, золото-кварцевые жилы Южной Родезии, кианит-корундовые, графит-силлиманитовые и флогопитовые месторождения Алдана и Украины, связанные с процессами ультраметаморфизма. К этой же эпохе относятся магматические месторождения хрома, титана, никеля, кобальта и меди.

Металлогения архейской эпохи преимущественно связана с областями геосинклинальных рвов, в пределах которых благодаря интенсивной вулканической деятельности накапливалось железо и отчасти никель, кобальт и титан. Геохимический профиль этой эпохи можно оценить как железный с концентрацией целого ряда подчиненных рудных элементов.

Архейская эпоха менее богата полезными ископаемыми, чем следующая за ней раннепротерозойская. Вероятно, это можно объяснить очень интенсивным метаморфизмом и гранитизацией первичных вулканогенных и осадочных пород архея, что привело к выносу из них рудогенных элементов.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха отвечает второму циклу геологического развития с полным возрастом 2800—1900 млн. лет (палеопротозой, по Л. И. Салопу, 1973; нижний протерозой, по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу, 1970), который имеет протогосинклинальный тип геотектонического режима. Эта эпоха очень богата многочисленными крупнейшими месторождениями железных руд на всех шитах мира, золото-урановыми конгломератами в Канаде, Бразилии и Южной Африке, медными месторождениями в Индии, Канаде, Южной Африке (медный пояс Родезии), Швеции, полиметаллическими месторождениями в Австралии и Канаде, месторождениями марганца в Западной Африке, урановыми месторождениями в Австралии и Канаде и многими другими. Кроме того, для раннепротерозойской эпохи характерны слюдяные, керамические и редкометальные пегматиты, месторождения хрома, амфиболового асбеста, силлиманита и кианита, титаномагнетитовые руды, связанные с габбро-анортозитами, серноколчеданные месторождения.

Наибольшее металлогеническое значение для эпохи имеют образования внутренних геосинклинальных зон, примыкающих к глубинным разломам. Они представлены терригенными и хемогенными формациями, в которых накопились огромные массы железа и значительные количества циркония, меди и других металлов. Геохимический профиль этой эпохи может быть определен как железный по преобладанию крупнейших месторождений, принадлежащих ей.

Железорудные месторождения представлены джеспилитовой формацией типа Суперитор (США) или криворожским типом (СССР), образующей крупные рудные районы и бассейны, та-

кие как Криворожский и КМА в СССР, Хамерсли в Австралии, Верхнее озеро в США, Лабрадор в Канаде, Минас-Жерайс в Бразилии.

В пределах Европейской части СССР раннепротерозойские образования и связанные с ними метаморфогенные месторождения располагаются в относительно узких субмеридиональных складчато-фациальных зонах, развившихся из субгеосинклиналей нижнепротерозойского времени.

На других щитах наблюдаются аналогичные относительно узкие складчатые полосы метаморфических пород, в пределах которых сосредоточено подавляющее большинство метаморфогенных месторождений. В качестве другого примера укажем на Сингхбумский складчатый пояс в Восточной Индии, Аньшанскую полосу метаморфогенных месторождений железа на Ляодунском полуострове, Медный пояс Родезии и некоторые другие.

В раннепротерозойской эпохе ведущим процессом рудообразования являлся метаморфизм. В отличие от архейской эпохи, в ней формировались крупнейшие месторождения железа и других металлов, приуроченные к породам низких и средних фаций метаморфизма (зеленосланцевой и амфиболитовой). Гораздо большее значение, чем в архейской эпохе, имеют процессы рудообразования, обязанные ультраметаморфизму и проявившиеся в виде рудоносных пегматитов (редкие и многие другие металлы) и различного состава метасоматитов (альбититы, микроклиниты). Месторождения, связанные с магматическими интрузиями, имеют в раннепротерозойскую эпоху подчиненное значение.

Среднепротерозойская металлогеническая эпоха отвечает третьему циклу геологического развития с изотопным возрастом 1900—1100 млн. лет (неопротозой, по Л. И. Салопу, 1973; средний протерозой, по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу, 1970). Этот цикл геологического развития имеет протоорогенный тип геотектонического режима. Ведущим типом тектонических движений в нем были глыбово-блоковые перемещения, сопровождающиеся магматической активизацией и вулканогенно-осадочными молассоидными образованиями.

Эндегенные месторождения этой эпохи связаны с магматическими формациями: гранитов-рапакиви, щелочно-гранитовой, габбро-норитовой и габбро-анортозитовой, с которыми связаны месторождения титана, камерных пегматитов, медно-никелевые, флюоритовые и метасоматические редкометалльные (альбититы, микроклиниты, карбонатиты) месторождения. Вероятно, к этой эпохе должны быть отнесены знаменитые сульфидные месторождения района Садбери в Канаде, связанные с интрузией норитов (изотопный возраст 1720 млн. лет), а также месторожде-

ния олова и флюорита, генетически связанные с гранитами Бушвельдского комплекса (возраст 1950 млн. лет).

Большую роль в металлогении этой эпохи играют осадочно-метаморфизованные месторождения медных руд в песчаниках и конгломератах (Канада, США, Балтийский и Южно-Африканский щиты). Значительна также роль редких металлов — золота, молибдена, циркония, олова и вольфрама, которые связаны с пневматолито-гидротермальными и пегматоидными процессами. Наблюдаются крупные тектоно-метасоматические зоны в виде апогранитовых и апогнейсовых альбититов, микроклинитов, доломитов, эгиринитов и других образований, с которыми связаны редкометалльные и редкоземельные руды. По условиям залегания, распространения и изотопному возрасту они, вероятно, могут быть отнесены к образованиям среднепротерозойской активизации.

Ведущими металлами среднепротерозойской эпохи являются медь, редкие и редкоземельные металлы.

Позднепротерозойская (байкальская) металлогеническая эпоха отвечает четвертому циклу геологического развития с изотопным возрастом 1100—650 млн. лет (эпипротерозой, по Л. И. Салопу, 1973; верхний протерозой, по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу, 1970). Данный цикл развития имеет платформенный тип геотектонического режима.

Эта эпоха характеризуется месторождениями двух генетических типов: эндогенными, образовавшимися в связи с тектономагматической и метасоматической активизацией, и экзогенными. С зонами активизации связано образование железных, титановых и редкометалльных месторождений, которые приурочены к интрузивным формациям щелочных-ультраосновных пород с карбонатитами и нефелиновыми сиенитами. К экзогенным месторождениям этой эпохи относятся многочисленные осадочные метаморфизованные месторождения железа (Ангаро-Питский район в Сибири), магнезита, талька и кварцитов, а также россыпные месторождения титана, циркония и др.

Рассмотренные металлогенические эпохи неоднозначны по количеству и ценности месторождений, которые с ними связаны. Наиболее продуктивна раннепротерозойская металлогеническая эпоха, в меньшей мере — архейская. Намечается некоторая закономерность стратиграфического размещения метаморфогенных месторождений в докембрии: 1) подавляющее большинство всех метаморфогенных месторождений образовалось на рубеже позднего архея и раннего протерозоя; 2) размещаются различные рудогенные формации метаморфогенных месторождений в различных частях стратиграфического разреза докембрия. Так, к верхнему архею приурочены главным образом месторождения вулканогенно-метаморфических формаций железа, меди и никеля, а в нижнем протерозое и особенно в его

первых 1500 метрах размещено подавляющее число месторождений осадочно-метаморфических формаций железа, меди и др. Наиболее крупные месторождения железа на Канадском, Южно-Африканском, Индийском, Бразильском и Украинском щитах принадлежат к нижнему протерозою. К этому же времени

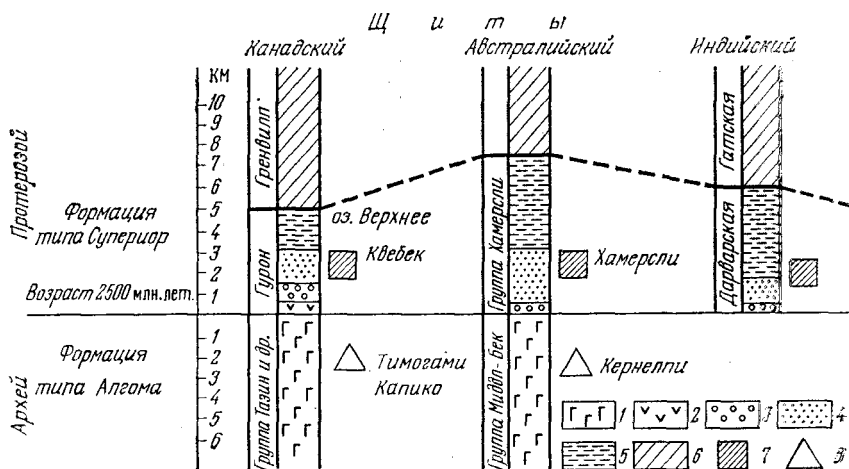


Рис. 2. Стратиграфическое положение метаморфогенных железорудных формаций и 1 — формация типа Алгома; 2—5 — формация типа Супернор; 2 — силито-кератофицевая свита; 6 — перекрывающие породы; 7—8 — месторождения железных руд; 7 —

относится образование знаменитых золото-урановых конгломератов и медных руд Канады, Африки и Австралии (рис. 2).

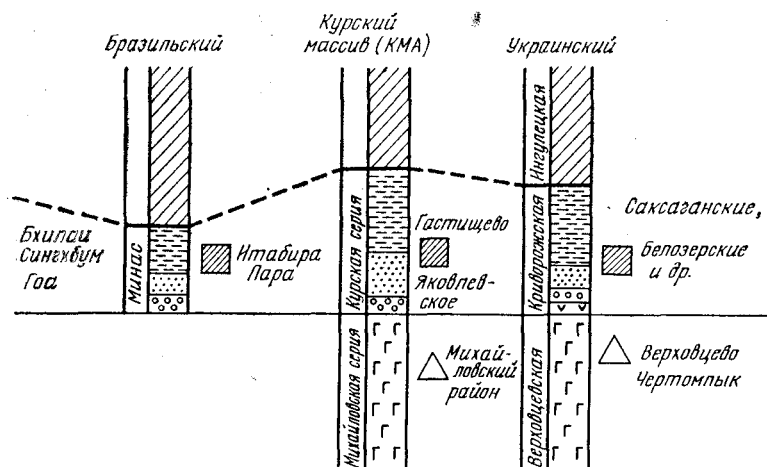
При изучении рудных месторождений некоторых щитов отмечается много общих черт не только в стратиграфическом их положении, но и в структурно-литологических особенностях размещения, уровне метаморфизма, минеральных парагенезисах и геохимических ассоциациях. Отчетливо установлено, что складчатые зоны метаморфических осадочных и вулканогенных пород нижнего протерозоя играют выдающуюся роль в металлогении земной коры. В осадках и эффузивах этих зон накапливались различные металлы, явившиеся источником для концентрации их в месторождениях при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме.

Необычайно высокая рудоносность нижнего протерозоя объясняется благоприятным сочетанием многих природных причин, возникших на рубеже новой эры:

1) интенсивная вулканическая деятельность в предшествующую позднеархейской эпоху обусловила накопление мощных эффузивов, богатых железом, магнием и многими другими металлами; она была приурочена к зонам глубинных разломов и геосинклинальным рвам, по которым вулканический материал

легко поставлялся через относительно маломощную архейскую кору;

2) с началом протерозоя связано интенсивное развитие жизни на Земле, вызванное резким повышением содержания кислорода в атмосфере и литосфере. Железо, уран и другие ме-



месторождений на платформах и щитах.

вая свита, 3 — нижняя кластогенная свита, 4 — железорудная свита, 5 — верхняя сланцеватая свита Супернор, 8 — формации Алгома. Названия серий на рисунке опущены

таллы, поступающие в большом количестве в протерозойское море как продукты разрушения основных вулканических пород, под влиянием кислорода участвовали в процессе седиментации и литификации осадков;

3) накоплению грандиозных масс железа и урана в морских бассейнах способствовало отсутствие осадочного покрова, благодаря чему происходило интенсивное химическое разложение эффузивов и вынос из них железа и других элементов;

4) наличие мощных толщ эффузивов благоприятствовало накоплению в них меди, никеля, кобальта — типичных металлов основных вулканогенных пород;

5) большое значение в концентрации металлов имели метаморфические процессы, которые вызывали подвижность элементов и скопление их в благоприятных физико-химических условиях.

Рассмотренные главнейшие черты металлогении щитов дают возможность раскрыть последовательность образования минеральных комплексов в истории геологического развития кристаллического фундамента и осадочного чехла, а также позволяют определить некоторые общие закономерности металлогении щитов и древних платформ, характеризующиеся тремя рез-

ко разграниченными периодами развития, непосредственно связанными с геологической историей. Различают металлогению подвижных зон докембрийского фундамента, металлогению платформенного периода развития фундамента и металлогению осадочного чехла.

Металлогения подвижных зон докембрийского фундамента закономерно связана с накоплением металлов в терригенных, хемогенных и вулканогенных породах, а также с метаморфической и ультраметаморфической дифференциацией элементов осадочных и вулканогенных пород. В начальные этапы развития подвижных зон в осадочно-вулканогенных и хемогенных образованиях накапливались железо, уран, меньше титан, медь, кобальт, золото, платина, хром, никель. При этом в вулканических породах концентрировались медь, никель, кобальт, хром, в терригенных осадках — медь, титан, золото, платина, уран, в хемогенных и хемогенно-вулканических — железо и в меньшей степени уран.

В средние этапы развития подвижных зон многие металлы благодаря метаморфизму и ультраметаморфизму оказались достаточно подвижными и при определенных тектоно-физических условиях образовывали промышленные скопления. С метаморфическими процессами связано образование: 1) осадочно-метаморфических месторождений железа (железистых роговиков и джеспилитов), меди, циркония и титана в песчаниках и конгломератах; 2) метаморфических месторождений гематит-магнетитовых, силикатно-магнетитовых, полиметаллических и медных руд в эффузивах, а также месторождений графита, мрамора, корунда, силлиманита. С ультраметаморфическими процессами (гранитизацией) связана интенсивная миграция железа, кальция, магния, меди, ванадия, свинца, цинка, урана и других элементов из полей интенсивной гранитизации в области слабо затронутые или не затронутые гранитизацией. Гранитизация вызвала процессы магнезиального, железного, щелочного, углекислого и других типов метасоматоза, с которыми генетически связано возникновение титаномagnetитовых, силикатных, редкоземельных и других рудных скоплений и месторождений.

Выделяется большая группа гранитизационных месторождений, которые можно подразделить на мигматитовые, скарновые, гидротермальные и пегматитовые. В пространственном размещении метаморфогенных месторождений главную роль играли трещинно-складчатые структуры.

В конечные этапы геологического развития подвижных зон к интрузивным породам основного и ультраосновного состава приурочены месторождения хрома и силикатного никеля, кобальта, титана, титаномagnetитов и некоторых редких металлов. Многие интрузивные породы явились источником россыпных месторождений (титан, олово, цирконий и др.) в породах

рыхлого чехла. Продукты плутоно-гидротермальной деятельности, связанной с интрузиями гранитов, играют второстепенное значение и представлены полиметаллами, медью и редкими металлами.

Характер и размещение месторождений различных металлов зависят от состава вмещающих пород и метаморфизма. Так, породы джеспилитовой формации содержат железорудные, а эффузивно-осадочные — медные, никелевые и кобальтовые месторождения. Песчано-конгломератные формации включают рудопроявления меди, урана, золота и других металлов.

Концентрация различных металлов зависит не только от первичного состава пород, но и от подвижности элементов, вызываемой метаморфизмом и гранитизацией. Например, гранитизация и образование мигматитов в породах джеспилитовой формации сопровождается выносом железа, магния и кальция и увеличением кремнезема, алюминия и щелочей. В связи с этим в расслоенных породах в экзоконтакте гранитизации иногда наблюдаются титаномагнетитовые и медно-сульфидные рудопроявления.

Наиболее металлогенны сложноскладчатые метаморфические породы. По мере развития в них гранитизации до возникновения полей мигматитов и анатектитов общая металлоносность их снижается. Ведущая роль в эндогенной минерализации принадлежит не магматической деятельности, а метаморфизму и гранитизации. Продукты типичной постмагматической деятельности имеют весьма подчиненное распространение. В конечные стадии гранитизации и метаморфизма проявились процессы, имитирующие плутоно-гидротермальное рудообразование.

Металлогения платформенного периода развития кристаллического фундамента связана с зонами ранней тектоно-магматической или тектоно-метасоматической активизации. К этим зонам относятся месторождения меди, вольфрама, кобальта, никеля, тантало-ниобатов, хрома и молибдена, реже свинца и цинка. В платформенный период формировались также гипергенные месторождения алюминия, железа, никеля в древней коре выветривания или в глубинных зонах окисления.

Металлогения платформенного чехла непосредственно связана с образованием пород чехла. Известны платформенные образования верхнепротерозойского, рифейского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Для них обычно характерны россыпные осадочные и инфильтрационные месторождения железа, марганца, титана, олова, цинка, кобальта, урана и других металлов. Размещение этих месторождений определяется источниками сноса и палеофациальными особенностями.

Приведенное краткое описание металлогении щитов, а также некоторые общие выводы являются попыткой раскрыть историю геологического развития кристаллического основания щитов и рассмотреть их металлогению. Это явилось основанием

для выделения разновозрастных подвижных зон, реставрации геосинклиналей с установлением циклов и стадий их развития, а также позволило понять геохимию различных металлов, связанную со стадиями развития геосинклинального периода подвижных зон, понять причины накопления металлов и образования месторождений в ходе седиментационных, вулканогенных и метаморфических процессов.

Все это помогло установить зависимость образования месторождений от геологического развития подвижных зон, наметить металлогенические эпохи и прийти к пониманию закономерностей размещения полезных ископаемых на территории щитов. Примененные к анализу фактического материала методы и установленные закономерности будут, вероятно, полезны для широких кругов геологов и научных работников, занятых изучением щитов и древних платформ.

### **ГЛАВНЕЙШИЕ ПРОВИНЦИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Несмотря на наличие крупных месторождений, рудных районов и рудных провинций метаморфогенных месторождений, они распространены на территории щитов очень неравномерно и занимают относительно небольшие их части. В пределах древних щитов и платформ выделяются следующие главные металлогенические провинции метаморфогенных месторождений: Канадская, Бразильская, Южно-Африканская, Балтийская, Южно-Русская, Якутская, Индийская, Китайско-Корейская и Западно-Австралийская.

**Канадская металлогеническая провинция** метаморфогенных месторождений располагается в центральной и восточной частях Канадского щита. По данным канадских геологов и частично наблюдениям автора, в составе щита отчетливо выделяются четыре группы метаморфических пород: архейские, нижне-, средне- и верхнепротерозойские.

Архейская группа (возраст метаморфизма более 2,2—2,5 млрд. лет) на юге щита представлена метавулканитами и в меньшей мере метаседиментами (конгломератами, кристаллическими сланцами, железорудной свитой формации Алгома). На севере, в районе озер Атабаска, Большое Невольничье и Медвежье, развита группа Тазин, представленная амфиболитами, различными мигматитами и гнейсами. С архейской группой связаны месторождения железа, пегматитов, циркония, убогие урановые месторождения в пегматитах (Банкрофт) и др.

Нижний протерозой (Pt<sub>1</sub>, Гурон) на юге щита (в районах Эллиот-Лейк, Агнью-Лейк и др.) представлен сериями Кобальт и Брюс, сложенными рудоносными и безрудными метаконгломератами, кварцитами, кристаллическими сланцами, аргиллитами, известняками и железорудной формацией типа Супериор.

На севере щита нижний протерозой представлен группой Мартин, а на востоке — группой Лабрадор. С породами нижнего протерозоя связаны метаморфогенные месторождения бедных и богатых железных руд джеспилитовой формации в США (Вермиллон, Месаби, Маркет и др.), Канаде (Лабрадор, Гуле, Мичипикотен и др.); знаменитые ураноносные и золотоносные конгломераты Эллиот-Лейк, которые по запасам и добыче занимают одно из первых мест в мире.

Породы рудоносной группы Брюс (нижний Гурон), представленные различными песчаниками и конгломератами, образуют протяженную (55—60 км в широтном направлении) синклинальную складку, открывающуюся к западу и имеющую ширину 15—18 км. Рудный пласт олигомиктовых конгломератов залегает в самом основании кластогенной группы непосредственно на эродированных породах архея, либо в ближайшем (100—150 м) от нее расстоянии, среди песчаников или полимиктовых конгломератов. Рудный пласт конгломератов мощностью от 1 до 5 м отличается высоким содержанием сульфидов в цементе, повышенным количеством галечника и преимущественным кварцитовым составом галек. Метаморфизм пласта и вмещающих пород относится к зеленосланцевой фации. Колчеданные месторождения, залегающие среди метаморфизованных эффузивов Гурона, равно как и полиметаллическое месторождение Сулливан, обладающее крупными запасами свинца, цинка, меди и золота, с достаточным основанием также относятся многими исследователями к метаморфогенному генезису.

Средний протерозой (Pt<sub>2</sub>, Гренвиль) представлен метаседиimentами и метавулканитами; верхний протерозой (Pt<sub>3</sub>, Кевенован) — щелочными сиенитами, фельзитами, конгломератами, основными и кислыми вулканитами. Металлоносность пород среднего и верхнего протерозоя не интенсивная и в литературе освещена слабо.

**Бразильская металлогеническая провинция** метаморфогенных руд представлена многочисленными месторождениями железа, марганца и золото-ураноносными конгломератами. Она расположена в восточной части Южно-Американской платформы на территории Бразилии. Геологическое строение провинции характеризуется залегающими в основании архейскими орто- и парагнейсами и кристаллическими сланцами, которые перекрываются серией Итаколуми протерозойского возраста. Основание этой серии сложено кварцитами, кварц-серицитовыми сланцами и мусковитовыми гнейсами. Выше расположены различные сланцы, которые перекрываются горизонтом итабиритов, а последние в свою очередь доломитами и мраморами.

Метаморфогенные месторождения железа в Бразилии (Кэуэ-Пика, Жекие, Каталао, Катас-Алтас и другие в центральной части области Итабира в штате Минас-Жерайс) представлены бедными рудами — итабиритами (железистые роговики) и бо-

гатыми рудами, образовавшимися при метаморфизме железисто-кремнистой формации протерозоя. По запасам метаморфогенных железных руд Бразилия занимает одно из первых мест в мире. Ярким представителем метаморфогенных месторождений марганца в Бразилии является месторождение Морруда-Минас. Кроме того, в штате Байя около г. Жакобина недавно открыто месторождение золото-урановых конгломератов.

**Южно-Африканская металлогеническая провинция метаморфогенных месторождений** расположена в восточной части Южно-Африканской платформы и отличается большой сложностью геологического строения и насыщенностью крупнейшими месторождениями меди, урана, железа и марганца. В пределах провинции развиты отложения архея (возраст свыше 3000 млн. лет), нижнего (2700—2000 млн. лет, родезийская эпоха), среднего (1800—2000 млн. лет) и верхнего (600—700—750 млн. лет, катангская эпоха) протерозоя.

Метаморфогенные месторождения определяют перспективу и промышленную ценность этого района. Медные, медно-кобальтовые, золото-медно-урановые месторождения образуют значительный медный пояс Катанги — Замбии, который протягивается более чем на 600 км в северо-западном направлении при ширине до 50—60 км. Здесь находятся многочисленные месторождения медных, медно-кобальтовых и урановых руд (Шинколовбе, Луневиши, Луишия и др.), размещающихся в песчаниках, сланцах, доломитах и аркозах серии Роан. Рудный горизонт состоит из метаморфизованных сланцев, аргиллитов и полевошпатовых песчаников и кварцитов. Многочисленны месторождения железистых кварцитов и связанных с ними богатых руд (Бособоло-Зонго, Кило, Мото, Касан и Ломани в Конго, Наганбва-Памба, Чонгве-Гизамба в Замбии, Кве-Кве, Мельсеттер в Южной Родезии и др.).

Метаморфогенные железные руды добываются в Сьерра-Леоне и широко распространены в Либерии, Гвинее, Габоне, Мавритании, Мадагаскаре и других странах Африканского континента. Общие запасы железистых кварцитов Южной Африки 2500 млрд. т. К метаморфогенным месторождениям марганцевых руд относятся Постмасбург, Иоганенбург в ЮАР, Бечуаналенд и Огисонду в Намибии и некоторые другие. Марганцевые рудные тела обычно представлены псиломеланом и браунитом, реже манганитом и родонитом. Широко известны месторождения золото-ураноносных конгломератов Витватерсранда с колоссальными запасами и добычей золота и урана.

**Балтийская металлогеническая провинция** метаморфических месторождений расположена в северо-восточной части Балтийского щита и представлена месторождениями руд железа и меди. По последним данным советских и зарубежных геологов, территория провинции сложена породами нижнего протерозоя с возрастом пород 1800—2000 млн. лет (беломорская форма-

ция) и среднего протерозоя с возрастом 1400—1600 млн. лет (ладжская формация).

Железородные месторождения на Кольском полуострове образуют группу Заимандрийских месторождений (Оленегорское, Кировоградское, Комсомольское и др.), где они представлены железистыми кварцитами, залегающими среди сланцев и гнейсов. В Норвегии месторождения железистых кварцитов сосредоточены в районе Зиндварангер, где они залегают среди сланцев карельской формации. Аналогичные метаморфические месторождения известны в северных районах Финляндии и в Северной Швеции (Стриппа, Стриберг, Страсса и Хакеберг). Для шведских месторождений во многих случаях характерно исчезновение полосчатой структуры пород и переход к массивным магнетитовым рудам (Кирунавара, Люисавара и др.). В последние годы установлена генетическая связь сульфидных месторождений Балтийского щита с эволюцией метаморфизма от прогрессивного к регрессивному и метасоматозу (Турченко, 1978).

**Южно-Русская металлогеническая провинция** метаморфогенных месторождений расположена в пределах Украинского щита и Курско-Воронежского кристаллического массива.

Украинский кристаллический щит представляет собой многоэтажное складчато-блоковое сооружение, развившееся из докембрийской геосинклинальной области. Анализ формаций пород, складчатых структур, наложенных процессов и данных изотопного возраста позволили выделить четыре цикла геологического развития Украинского щита: 1) архейский (возраст 3600—2800 млн. лет); 2) нижнепротерозойский (2800—1900 млн. лет); 3) среднепротерозойский (1900—1600 млн. лет); 4) верхнепротерозойский (1600—600 млн. лет). Около 77% площади щита занимают мигматиты, анатектиты и ультраметаморфические граниты; около 10% — гнейсы, сланцы и метабазиты; около 11% — интрузии платформенного типа и 2% — интрузии основного и ультраосновного состава. Первичными эквивалентами метаморфогенных пород являются вулканогенные образования, особенно характерные для архейских циклов и терригенно-хемогенные осадки с подчиненным количеством вулканогенных, широко распространенные в протерозойских циклах развития. В пределах этой провинции располагаются метаморфогенные железные руды, представленные многочисленными месторождениями Криворожского бассейна, Кременчугского района и Курской магнитной аномалии. Большинство железорудных месторождений приурочено к нижнепротерозойским субгеосинклинальным отложениям, которые образуют ряд узких зон, несогласно налегающих на архейский фундамент. Яркими представителями этой провинции являются Криворожский бассейн и ряд месторождений Курско-Воронежского кристаллического массива.

Криворожский бассейн железорудных месторождений расположен в центральной части Украинского щита, где он образует относительно узкую субмеридиональную складчатую зону метаморфических пород нижнего протерозоя, глубоко врезанную в породы архея вдоль долгоживущего глубинного разлома. Он протягивается более чем на 250 км при ширине в несколько километров. Криворожская серия представлена нижней (аркозово-кварцевой), средней (роговиково-сланцевой, железорудной) и верхней (сланцевой) свитами общей мощностью до 4—5 км. Эти породы образуют сложный синклиниорий, погружающийся на глубину до 7—8 км. Продуктивна средняя свита, состоящая из семи горизонтов роговиков и джеспилитов, представляющих собой бедные осадочно-метаморфические руды с содержанием от 30 до 42% железа. Эти руды в настоящее время эксплуатируются пятью горнообогатительными комбинатами и являются важнейшей сырьевой базой черной металлургии.

Богатые метаморфогенные руды представлены магнетитовыми и магнетит-гематитовыми разностями. Они залегают в виде рудных столбов, пластовых залежей и гнезд среди пластов железистых роговиков и джеспилитов. Залежи богатых руд приурочены к складчато-трещинным структурам в ядрах крупных синклиналей или на их крыльях. Во многих случаях эти руды подверглись гипергенному изменению в условиях глубинных зон окисления и площадной коры выветривания и превращены в пористые или мягкие мартитовые руды.

Совершенно аналогичны условия залегания метаморфогенных руд в Кременчугском районе и на территории Курской магнитной аномалии. В послевоенные годы в Белгородском районе открыты месторождения богатых железных руд, подавляющая часть которых является окисленными разностями метаморфогенных руд, меньшая часть относится к разряду переотложенных.

Медные и медно-никелевые руды встречены в ряде районов Украинского щита и Воронежского массива. Расположены они в метаморфизованных вулканогенных и осадочно-вулканогенных породах, характерных для геосинклинальных рвов архейского цикла развития геосинклинальных зон. Среди расслоенных вулканогенно-осадочных пород наблюдаются вкрапленные руды, а также массивные руды в виде прожилков, приуроченных к поперечным трещинам. Рудоносные конгломераты встречены в нижней свите криворожской серии в Криворожском и Курском районах.

Указанные месторождения и рудные скопления приурочены к метаморфическим породам. Их расположение находится в прямой зависимости от состава пород и их метаморфизма и не зависит от наличия или отсутствия в районе гранитных интрузий.

**Якутская металлогеническая провинция** занимает огромные пространства в бассейне р. Алдана, в Олекмо-Витимской горной

стране, на Енисейском кряже и в пределах Анабарского массива. В этих районах широко развиты породы докембрия — гнейсы, кристаллические сланцы и различные гранитоиды. Метаморфогенные месторождения железных руд (Таежное, Сивальги, Сосновый Байц и др.) представлены магнетитовыми кварцитами, залегающими среди гнейсов и кристаллических сланцев в виде согласных пластов, протягивающихся на 10—15 км. Встречены и богатые амфибол-магнетитовые и гематит-магнетитовые руды, залегающие среди железистых кварцитов.

**Индийская металлогеническая провинция** метаморфогенных месторождений расположена в восточной и юго-восточной частях Индийской платформы. Район провинции сложен глубоко метаморфизованными и сложно построенными тремя докембрийскими системами — Дарварской, Восточно-Гатской и Сатпурской, которые в свою очередь подразделяются на серии и свиты.

В пределах Индийской провинции широко распространены метаморфогенные железные, марганцевые и медные руды. Месторождения железных руд располагаются среди метаморфических пород Дарварской и Восточно-Гатской систем, где они представлены полосчатыми гематитовыми и магнетитовыми кварцитами и связанными с ними богатыми массивными железными рудами. Наиболее распространены железные руды в штатах Бихар и Орисса (район Сингхбум), Мадхья-Прадеш (район Бхилаи) и Мадрас (район Салет), а также во многих других местах. Богатые массивные руды метаморфогенного образования залегают в виде рудных столбов, пластовых залежей, штокверков и гнезд среди складчато-трещинных структур в железистых роговиках и джеспилитах.

Марганцевые метаморфогенные месторождения образуют ряд рудных районов в штатах Мадрас, Мадхья-Прадеш, Орисса и других, из которых особое значение имеет район в штате Мадхья-Прадеш, где гондитовые (гондиты — смесь спессартина, родонита и кварца) месторождения марганца протягиваются в субмеридиональном направлении на 190 км при ширине около 80 км. Рудные залежи имеют пластовую, реже линзовидную форму больших размеров (до 3000 м по простиранию при 13—15 м мощности). Руды представлены псиломеланом и браунитом. С. Рой (Roy, 1964) выделяет три зоны метаморфизма марганцевых руд. Первая — хлорит-биотитовая с характерным рудным минералом браунитом; вторая — гранатовая с биксбитом и третья — ставролит-силлиманитовая с вреденбургитом. Большинство индийских геологов считают, что марганцевые месторождения образовывались при метаморфизме спилито-кераитофиловых пород, содержащих марганцевоносные осадочные слои.

Медные метаморфогенные месторождения известны в Сингхбумском рудном районе в штате Орисса. Месторождения меди

приурочены к складчато-разрывному поясу, протягивающемуся более чем на 200 км при ширине 15—20 км. Месторождения медных руд (Масабани, Ракха Роом и др.) располагаются среди рассланцованных и измененных основных эффузивов и кварц-хлоритовых или биотитовых сланцев, иногда вблизи тел (останцов) нерассланцованных и слабоизмененных основных эффузивов или натриевых гранитов. Генезис медных руд рассматривается большинством исследователей (Banerji, 1964) как метаморфогенный. Рудные компоненты частично привнесены растворами из зон мигматизации, а основная их масса заимствована из пород за счет реакции поднимающихся растворов с вулканическими продуктами в зоне разрывов.

Урановое месторождение Джадугуда и соседние с ним располагаются в пределах той же смятой зоны Сингхбумского разлома, где они приурочены к пластам дробленных метаконгломератов и хлоритовых сланцев. Вкрапленные руды образуют пластовые залежи, прослеживающиеся по падению и простиранию пород. Урановые минералы (уранинит и настуран), как и в Южной Родезии, находятся в тесной парагенетической связи с сульфидными минералами меди и никеля.

Таким образом, в районе складчато-сколовой зоны Сингхбумского рудного пояса широко развиты метаморфические и ультраметаморфические процессы, с которыми связаны концентрации железа, марганца, урана, меди и фосфора. Ранняя стадия этого процесса отличалась окисным составом, что вызвало локализацию железа, фосфора и урана. Поздняя стадия характеризовалась господством сернистых соединений, что привело к локализации сульфидов меди с кобальтом и никелем при температуре 340—325° С.

**Китайско-Корейская металлогеническая провинция** метаморфогенных руд расположена в Северо-Восточном Китае и в Корее. Она представлена месторождениями железных руд джеспилитовой формации на Ляодунском (Аньшанский рудный район), Шантунском полуостровах и месторождением Мусан в Корее. В этих районах преимущественно развиты железистые кварциты, меньше — богатые железные руды, представленные гематитовыми и магнетитовыми разностями. В наиболее изученном Аньшанском рудном районе в основании докембрийских пород залегают мигматиты и гнейсы серии Шанга, на которых покоится Аньшанская серия пород, представленная кристаллическими сланцами, амфиболитами и гематитовыми кварцитами. После большого несогласия эта серия перекрывается кварцитами, песчаниками и конгломератами свиты Пандзялу, которую многие китайские геологи относят к синийской системе.

В разрезе Аньшанской серии на руднике Гунчанлин имеется пять железистых горизонтов, представляющих собой осадочно-метаморфические бедные руды с содержанием железа 33—38%. Среди железистых кварцитов размещаются залежи богатых же-

лезных руд в виде пластовых залежей или рудных столбов, сложенных амфибол-магнетитовыми рудами с содержанием железа от 50 до 60%. Во многих местах хорошо видны вторичные метаморфические образования богатых железных руд в виде мелких и крупных гнезд и залежей в сложноскладчатых участках железистых роговиков.

Кроме железорудных в докембрии Китая встречены осадочно-метаморфические месторождения меди, приуроченные к кварцевым песчаникам, сланцевым и карбонатным горизонтам. Рудные тела имеют пластовую форму, залегают согласно с вмещающими породами.

**Западно-Австралийская металлогеническая провинция** метаморфогенных месторождений сложена метаморфическими и ультраметаморфическими породами архея и протерозоя. Архей представлен гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. На нем несогласно залегают породы протерозоя — конгломераты, филлиты, кварциты и различные кристаллические сланцы.

Эта провинция знаменита крупнейшими в мире метаморфическими месторождениями железа, полиметаллических и урановых руд, а также золотоносными и редкометальными пегматитами, образовавшимися в результате ультраметаморфических процессов.

Железорудные месторождения представлены железисто-сланцевыми формациями, слагающими один из крупнейших в мире железорудный бассейн Хамерсли, где находятся месторождения Маунт-Том-Прайс, Маунт-Ньюмен и многие другие. Содержание железа в рудах этих месторождений 57—68%. Руды гематитовые.

Среди полиметаллических метаморфогенных месторождений в Австралии выделяются: знаменитые месторождения Брокен-Хилл и Маунт-Айза и целый ряд средних и мелких, таких как Лейк-Джордж в Новом Южном Уэльсе. Все они залегают среди кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых гнейсов с возрастом 1600—1020 млн. лет, отвечающих верхнепротерозойской эпохе. Месторождение Брокен-Хилл является одним из крупнейших в мире полиметаллических месторождений. Рудные тела представлены пластовыми и седловидными залежами и удлиненными линзами, вытягивающимися на 5—6 км при мощности рудной зоны 30—60 м. Они залегают согласно со смятыми в сложные складки боковыми породами, реже образуют жилы вдоль «главного» нарушения. Минеральные ассоциации руд представлены сфалеритом, галенитом, родонитом, полевыми шпатами, марганцевым гранатом и пироксеном. Такое сочетание минералов свидетельствует о довольно высокотемпературном характере метаморфизма. Парагенезис почти полностью свободен от гидроксилсодержащих минералов, что свидетельствует о высокой степени метаморфизма.

По данным австралийских геологов, месторождение Брокен-Хилл является вулканогенно-осадочным, претерпевшим сильный метаморфизм с полным изменением состава руд с небольшим перемещением рудного вещества. Н. Фишер (Смирнов, 1969) на основании данных о пластовом залегании, отсутствии подводящих разломов, несовпадении абсолютного возраста руд и гранитоидных пород пришел к выводу о первичном сингенетическом генезисе этого месторождения с последующим интенсивным преобразованием в обстановке регионального метаморфизма. Как установлено свинцово-изотопным методом, галенит из Брокен-Хилла был образован приблизительно 1100 млн. лет назад (Рамдор, 1957). Оруденение образовалось, вероятно, в близповерхностных условиях, так как содержит большое количество марганца, но затем претерпело сильный метаморфизм, вызвавший перемещение рудного материала и его перекристаллизацию.

Урановые месторождения метаморфогенного генезиса известны в районе Аделаиды, который сложен архейскими гнейсами и протерозойскими кварцитами, метаморфическими сланцами и амфиболитами. Самое крупное месторождение района Радий-Хилл, менее значительны — Маунт-Пейнтер, Крокер-Уэлл, Мери-Кетлин и др. Месторождение Радий-Хилл генетически и пространственно связано с натриевым метасоматозом, развившимся по первичноосадочным метаморфическим породам. Рудная минерализация представлена магнетитом, гематитом, ильменитом, рутилом, браннеритом и давидитом. Вероятнее всего, эти месторождения относятся к типу ультраметаморфических.

Приведенный краткий обзор металлогенических провинций метаморфогенных месторождений свидетельствует об огромном распространении в природе крупнейших месторождений и целых рудных районов, образованных в результате динамотермального (регионального) метаморфизма и ультраметаморфизма. Выделяется группа месторождений железных руд (Кривой Рог в СССР, оз. Верхнее в США, Лабрадор в Канаде, Хамерсли в Австралии, Сингхбум в Индии и др.) с запасами более 3 трлн. т. Они за небольшим исключением сосредоточены в породах джеспилитовой формации. Среди железорудных месторождений хорошо выделяются: а) богатые и бедные руды осадочно-метаморфического генезиса (джеспилиты, такониты, итабириты); б) богатые магнетитовые и гематит-магнетитовые руды, расположенные среди джеспилитовой формации, образовавшиеся при метаморфической дифференциации и относящиеся к группе собственно метаморфических пород); в) богатые марганцевые и гематитовые (мягкие) руды, образовавшиеся при наложении гипергенных процессов на метаморфические руды. Месторождения марганца осадочно-метаморфического генезиса в зарубежных странах содержат главную массу мировых

ресурсов этого металла и обеспечивают около 75% мировой добычи (без СССР). Наиболее крупные месторождения расположены в Индии, Бразилии и Южно-Африканской рудной провинции. Все эти месторождения осадочно-метаморфические, и отличаются только различными фациями метаморфизма.

Месторождения меди, расположенные в породах докембрия, составляют около 60% мировых запасов. Месторождения этих металлов залегают среди метаморфизованных осадочных и осадочно-эффузивных пород, содержащих вкрапленное оруденение в виде согласных залежей, рудных линз, и по всем данным относятся к классу метаморфогенных.

В урановых месторождениях докембрийского возраста сосредоточено около 70% мировых ресурсов урана капиталистических стран. Из них более 90% приурочены к метаморфизованным песчано-конгломератовым породам и относятся к группе метаморфогенных образований. Наибольшие промышленные концентрации урана осадочно-метаморфического происхождения сосредоточены в конгломератовых породах Канады, Бразилии и Южной Африки. Некоторая часть урана ассоциируется с медными месторождениями, относящимися к группе метаморфических (Шинколобве и др.). Встречены месторождения урана, расположенные среди сложно дислоцированных пород, где они образовались в конечные стадии щелочного и кальциево-углекислого метасоматозов (Раднум-Хилл, Эльдorado и др.). Такие месторождения относятся к группе ультраметаморфических образований.

Месторождения полиметаллических руд не характерны для докембрия, однако такие крупные метаморфогенные месторождения, как Брокен-Хилл в Австралии и Сулливан в Канаде свидетельствуют о большом значении процессов метаморфизма в образовании полиметаллических месторождений.

Месторождения золота в докембрии занимают очень большое место в общем балансе этого металла. Сюда относятся золотоносные конгломераты Канады, Бразилии и Южной Африки, а также золотые месторождения рудного поля Колар в Индии.

## **Глава II**

### **ПЕРВИЧНОЕ НАКОПЛЕНИЕ, ПЕРЕНОС И КОНЦЕНТРАЦИЯ МЕТАЛЛОВ В ПОРОДАХ**

В этой главе на основании геологических наблюдений и экспериментальных данных рассмотрены условия первичного накопления металлов в осадках и вулканитах, а также подвижность и концентрация их при метаморфизме и ультраметаморфизме.

## НАКОПЛЕНИЕ МЕТАЛЛОВ В ОСАДКАХ И ВУЛКАНИТАХ ДОКЕМБРИЯ

Первым и вместе с тем очень важным условием накопления рудного материала в земной коре является разделение первичного вещества Земли на оболочки вследствие расплавления, перемещения и кристаллизации, например, по схеме зонного плавления А. П. Виноградова (1962). Плавление первичного вещества Земли сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразных элементов, которые способствовали перемещению многих металлов в земной коре. По этой схеме рудные элементы должны размещаться в зонах плавления и кристаллизации в зависимости от способности их к плавлению. В мантии стабилизировались преимущественно тугоплавкие металлы, выше — в зоне эклогитов и базальтов — они должны смениться более легкоплавкими элементами и, наконец, самые легкоплавкие металлы должны подняться в область сиалического слоя земной коры.

По данным химии высоких давлений, рудные элементы при разделении земной коры на оболочки должны расположиться в ней в соответствии с величиной геостатического давления. В самых нижних частях земной коры расположатся металлы с малыми размерами ионов, выше они должны смениться металлами со средними размерами ионов, а в самых верхних частях земной коры — с наибольшими величинами ионов.

Первичное преобразование планетарного вещества Земли должно было привести к обогащению земной коры легкоплавкими металлическими компонентами, которые в различные геологические эпохи жизни Земли явились источником для образования осадочных и многих эндогенных месторождений.

Вторым важным условием первичного накопления металлов в породах докембрия является грандиозная вулканическая деятельность, представленная главным образом основными магмами, образовавшими мощные толщи основных пород спилито-кератофировой и офиолитовой формаций. Вулканические породы архея и протерозоя богаты железом, медью, кобальтом, никелем, хромом, титаном и ванадием, поднимавшимися из подкорковых глубин в зону геологических процессов у поверхности Земли (табл. 1). В современных амфиболитах, являющихся в большинстве метаморфизованными эффузивами, подавляющая часть металлов входит в решетку амфиболов и лишь небольшая их часть, особенно медь, никель и кобальт, связаны с рассеянной сульфидной минерализацией.

Третьим условием первичного накопления металлов в породах докембрия, несомненно, была кора выветривания и седиментация. В отличие от архея, в протерозое господствовала седиментация при подчиненном значении эффузивных процессов. В нижнем протерозое изменился характер осадков — образова-

лись мощные кластогенные, хемогенные и биогенные формации с подчиненным количеством эффузивов. Такие изменения в осадконакоплении связаны с появлением в атмосфере и гидросфере значительного количества свободного кислорода, что вызвало массовое накопление железа и кремнезема на обширных про-

Таблица 1

*Средние содержания малых металлов в главнейших группах пород Украинского щита [в %]*

Группы пород	Металлы			Сумма
	сидерофильные	халькофильные	литофильные	
	Ti, Cr, Co, Ni, V	Pb, Cu, Sn, Zn, Ag	Zr, Ba, Mo, Mn	
Вулканогенные основные и ультраосновные	0,226	0,019	0,095	0,340
Терригенные	0,122	0,013	0,206	0,341
Хемогенные	0,028	0,004	0,090	0,122

странствах водных бассейнов. К этому периоду относится образование джеспилитовой формации, где сконцентрировано более 70% всех железных руд земного шара. Увеличение свободного кислорода вызвало интенсивное развитие жизни на Земле, развитие седиментации и широкое образование в разрезе протерозоя кластогенных, хемогенных и органогенных пород с подчиненным количеством вулканогенных.

Протерозой щитов и кристаллических оснований платформ более чем на 80% сложен седиментогенными породами, которые затем в результате метаморфизма превратились в метаморфические сланцы, гнейсы, мигматиты и граниты. Первичными эквивалентами мигматитов, анатектитов и полигенных гранитов были в значительной мере седиментогенные сланцы, песчаники и карбонатные породы. Так, на Украинском щите гнейсы и кристаллические сланцы занимают в настоящее время около 15—20% территории; мигматиты, анатектиты и полигенные граниты — 77%, из которых более половины образовались из седиментогенных пород.

Осадочные, кластогенные и хемогенные породы содержали значительные количества различных металлов и прежде всего марганца, титана, никеля, циркония и кобальта (см. табл. 1). В одном кубическом километре 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 учесть, что объем первичноосадочных пород в пределах Украинского щита составляет не менее 5—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 (1960), среди осадочных пород довольно широко распространены микрорудные фации — породы, содержащие значительные, в несколько раз превышающие фоновые, скопления металлов (медистые песчаники, убогие руды свинца, цинка, урана, золота и многих других металлов). Микрорудные фации образовались вследствие эмбриональных условий рудоотложения; они несравненно чаще встречаются, чем макрорудные и концентрируют в себе подавляющую часть рудных компонентов осадочных пород.

По мнению Н. М. Страхова (1963), главная масса железа, алюминия и марганца, выносимых вадозными гидротермами, мобилизована в пределах вулканических построек за счет выщелачивания слагающих их лав, пирокластов и вулканопластов. Гидротермы поднимались на поверхность и в виде ручьев и потоков переносили растворенные вещества в озера и моря, где они отлагались, образуя рудные скопления в осадочных породах.

Другим источником металлов в осадках явились гидротермальные растворы конседиментационного подводного и наземного вулканизма, выносившие кремнезем, марганец, алюминий и малые металлы — медь, свинец, цинк, мышьяк и др. (Дзоцендзе, 1969). Минерализованные вулканические гидротермы несли также  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{SO}_3$ , которые, смешиваясь с морской водой, понижали ее Eh, что способствовало осаждению силикатов и карбонатов железа и марганца, в решетки которых входили малые металлы; при наличии  $\text{H}_2\text{S}$  они образовывали самостоятельные сульфидные минералы. По данным К. К. Зеленова (1961), в результате деятельности источников в кальдере вулкана Богдан Хмельницкий образовывались скопления железных руд, запасы которых каждые сутки увеличивались примерно на тонну.

Источники металлов определили набор типичных наиболее часто встречающихся элементов в докембрийских осадочных породах: железо, марганец, титан, никель, медь, уран и некоторые другие, поступившие в осадочные породы из вулканических пород и продуктов вулканических извержений. Например, среди песчаников, алевролитов и конгломератов накапливаются золото, платина, медь, уран, свинец и некоторые другие металлы. Особенно богаты металлами конгломерато-песчанистые горизонты нижнепротерозойских субгеосинклиналией, к числу которых относятся знаменитые золото-урановые конгломераты многих щитов мира.

Биотитовые гнейсы, как метаморфические продукты илистого-глинисто-кремнистых образований, содержат значительные количества рассеянных металлов (табл. 2). Большинство металлов входит в состав биотита, хлорита или других темноцвет-

ных минералов, и лишь незначительное их количество встречается в виде самостоятельных минералов.

Хемогенные образования, представленные на всех щитах железистыми роговиками и джеспилитами (итабириты, железистые кварциты и др.), обычно бедны малыми металлами. Лишь

Таблица 2

Содержание металлов в биотитовых гнейсах Украинского щита

Металл	Геохимический фон в гнейсах	Максимальное содержание в отдельных пробах, %	Кларк осадочных пород	Кларк литосферы
Ti	0,375	0,69—0,90	0,45	0,6
Mn	0,157	0,4—0,6	$6,7 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-2}$
Cr	0,014	0,02	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$
V	0,0183	0,03	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	0,0161	0,03—0,06	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Ni	0,0096	0,01—0,03	$2 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$
Zn	0,0007	0,006	$8 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Co	0,0076	0,01—0,20	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Pb	0,0023	0,006—0,02	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ag	$7 \cdot 10^{-5}$	0,0003	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$

железисто-силикатные роговики, состоящие в основном из амфибола, 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 изменяется от 20 до 40—50%, в среднем 30—32%.

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

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

Многочисленные работы, выполненные в послевоенное время по 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 мета-

морфизма, включая верхи амфиболитовой фации, в валовом составе пород существенных изменений не происходит, кроме потерь летучих компонентов (Heier, Adams, 1965; Adams, 1969; Хильтова, Савельев, Шулешко, 1969; Лобач-Жученко, Чекулаев, Афанасьева, 1972; Ронов, Мигдисов, Хаин, 1972). Другие исследователи (Судовиков, 1964; Белевцев, 1955, 1964<sub>1</sub>, 1968; Великославинский, 1966; Другов, Леонтьев, 1968; Смирнов, 1970; Маракушев, Безмен, Сорокин, 1971; Мобилизация металлов..., 1972; Проблема сохранности..., 1973; Петров, Макрыгина, 1974, 1975; Сапрыкин, 1974 и др.) располагают данными об изменении химического состава пород, начиная с самых низких фаций метаморфизма; при этом чем выше степень метаморфизма, тем сильнее изменяется минеральный и химический состав пород. Вопрос о подвижности рудогенных элементов при метаморфизме и ультраметаморфизме пород и размерах метаморфогенной дифференциации рудного вещества имеет первостепенное значение для понимания источников металлов, условий их миграции и концентрации при метаморфогенном рудообразовании.

С целью получения фактического материала выполнены многочисленные работы по геохимии метаморфизма и ультраметаморфизма различных щитов, показавшие изменение не только минерального, но и химического состава метаморфических пород в сравнении с их первичными эквивалентами.

В секторе металлогении ИГФМ АН УССР группой сотрудников (В. Ю. Фоменко, В. Н. Кучер, С. В. Кузенко и др.) под руководством автора настоящей книги выполнены большие работы по изучению геохимии рудогенных элементов в породах регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Проведенные исследования имели целью раскрыть условия подвижности рудогенных элементов в породах различных формаций (вулканогенных, терригенных и 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**

Содержание отдельных элементов или их геохимических групп в различных породах зависит от фаций метаморфизма (табл. 3), так же как и характер изменения содержания суммы рудогенных элементов, их групп и отдельных элементов (рис. 3 и 4).

Породы дозеленосланцевой фации метаморфизма представлены песчаниками и менилитовыми сланцами неогена Карпат, а также песчаниками, алевролитами и аргиллитами пласта  $h_8$  свиты  $C_3^2$ , претерпевшими стадию метаморфизма длиннопла-

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

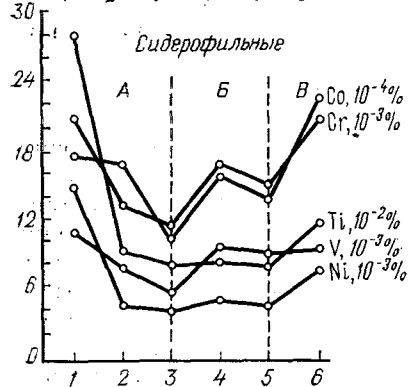
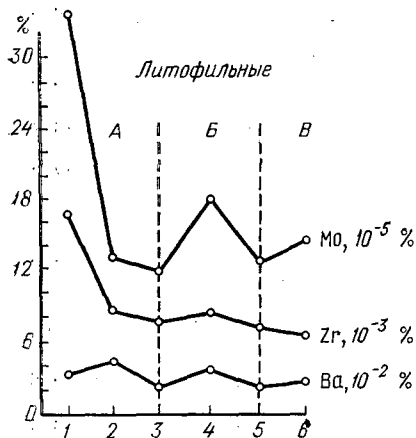
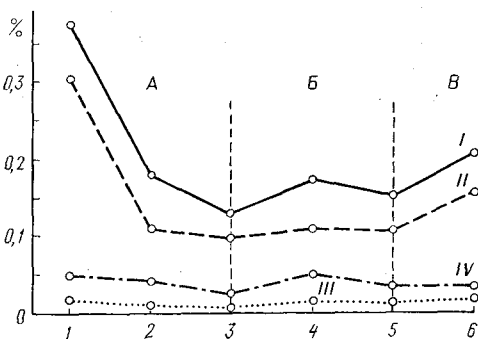
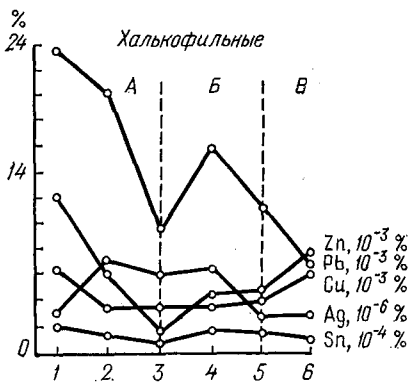


Рис. 4. Изменение содержания главных рудогенных элементов при метаморфизме терригенных пород.

А и В — поля повышенной подвижности элементов; Б — поле малой подвижности элементов. Фации метаморфизма: 1 — дозеленосланцевая; 2 — зеленосланцевая; 3 — промежуточная между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой; 4 — эпидот-амфиболитовая; 5 — амфиболитовая; 6 — гранулитовая



менных и газовых углей (Г-Д) и полуантрацитов и антрацитов (ПА-А). Эта группа пород характеризуется самыми высокими содержаниями Ti, Ni, Pb, Zn, Mo, Zr, а также самыми большими суммами как всех элементов, так и отдельно сидерофильных, халькофильных и литофильных элементов (см. рис. 3).

Таблица 3

Содержание рудогенных элементов в породах различных фаций мета

Группы пород и фации метаморфизма	Количество проб	Сумма всех элементов, %	Сидерофиль			
			Ti 10 <sup>-2</sup>	Cr 10 <sup>-4</sup>	Co 10 <sup>-4</sup>	Ni 10 <sup>-4</sup>
<b>Терригенные</b>						
Дозеленосланцевая фация метаморфизма	246	0,387	26,96	198,53	16,43 Σ 0,316	142,91
Зеленосланцевая	353	0,170	8,48	121,74	15,63 Σ 0,110	42,60
Промежуточная между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой	100	0,124	7,27	98,70	9,32 Σ 0,093	38,62
Эпидот-амфиболитовая	130	0,169	8,08	159,28	14,71 Σ 0,112	46,63
Амфиболитовая	156	0,145	7,85	138,38	13,16 Σ 0,107	43,78
Гранулитовая	125	0,203	11,54	199,82	21,88 Σ 0,155	77,32
<b>Хемогенные</b>						
Зеленосланцевая	175	0,038	2,36	49,59	0,0 Σ 0,031	7,95
Промежуточная между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой	96	0,025	1,27	43,71	0,0 Σ 0,019	7,15
Эпидот-амфиболитовая	23	0,026	1,50	34,30	0,0 Σ 0,020	5,80
Амфиболитовая	100	0,024	1,10	58,77	0,0 Σ 0,020	23,05
Гранулитовая	126	0,061	3,04	71,90	2,55 Σ 0,039	0,0

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 простиранию пород. Лишь в отдельных случаях использовались материалы по железорудной серии Кольского полуострова, Приазовья, Побужья на Украине и Тараташского района на Южном Урале.

Породы зеленосланцевой фации метаморфизма изучались по двум большим группам пород Криворожского железорудного

бассейна, представленным терригенными (различные сланцы средней и верхней свит, конгломераты нижней и верхней свит) и хемогенными (гематит-мартитовые и магнетитовые разности джеспилитов и железистых кварцитов) образованиями. Терригенные породы зеленосланцевой фации характеризуются значи-

*морфизма (в %)*

ные	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>
10,28	22,76	6,22	2,35 Σ 0,021	11,89	3,30	16,36	3,36 Σ 0,050	33,39
7,31	19,62	3,58	1,44 Σ 0,012	5,82	6,55	8,29	3,94 Σ 0,048	12,64
5,25	8,97	3,42	0,80 Σ 0,006	1,45	5,32	7,22	1,77 Σ 0,025	11,25
8,93	15,38	3,85	1,83 Σ 0,010	4,53	5,85	8,30	3,80 Σ 0,047	17,85
8,80	9,79	3,85	1,30 Σ 0,009	3,90	3,02	6,81	2,20 Σ 0,029	12,43
9,22	6,36	6,30	0,88 Σ 0,015	7,44	3,34	6,22	2,70 Σ 0,033	14,40
1,16	2,62	2,38	0,0 Σ 0,005	2,35	0,0	2,30	0,0 Σ 0,002	0,0
0,72	0,0	1,89	0,0 Σ 0,004	1,96	0,00	1,76	0,0 Σ 0,002	0,0
0,87	0,0	1,80	0,0 Σ 0,003	1,50	0,0	3,00	0,0 Σ 0,003	0,0
0,77	0,0	2,12	0,0 Σ 0,004	2,27	0,0	0,0	0,0 Σ 0,0	0,0
1,28	3,80	2,98	0,0 Σ 0,008	4,74	0,88	5,00	0,87 Σ 0,014	4,10

тельным уменьшением содержания суммы всех рудогенных элементов по сравнению с содержанием их в терригенных образованиях дозеленосланцевой фации метаморфизма, а также уменьшением содержания суммы отдельных групп элементов. Если принять за 100% содержание суммы всех элементов в терригенных образованиях дозеленосланцевой фации, то сумма этих же элементов в породах зеленосланцевой фации метаморфизма составит всего 43,9%. Для терригенных пород, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой фации, особенно значительно по отношению к породам дозеленосланцевой фации ме-

таморфизма уменьшение содержания таких элементов как Ti, Ni, Zn, Mo, Zr, Cu (см. рис. 4). Терригенные образования характеризуются значительно большим набором рудогенных элементов, чем хемогенные, и содержание в них этих элементов значительно выше (в 4—7 и более раз). Для железистых кварци-

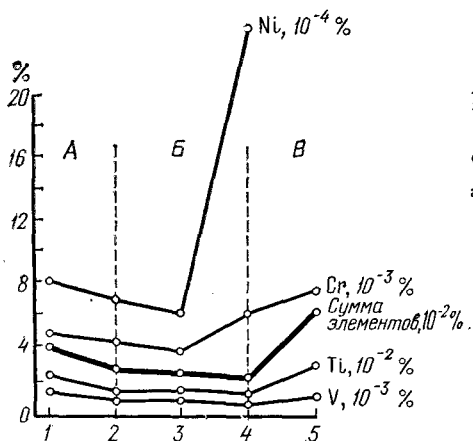


Рис. 5. Изменение содержания главных сидерофильных элементов и их суммы при метаморфизме хемогенных пород.

А и Б — поля малой подвижности элементов; В — поле повышенной подвижности элементов.

Фаши метаморфизма: 1 — зеленосланцевая; 2 — промежуточная между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой; 3 — эпидот-амфиболитовая; 4 — амфиболитовая; 5 — гранулитовая

тов почти повсеместно характерно отсутствие таких элементов, как Co, Sn, Ag, Ba, Mo (рис. 5).

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

Породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма представлены сланцами различного состава Анновского участка и Западно-Ингулецкой зоны и 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 хром, молибден и ванадий здесь содержится значительно больше, чем в породах зеленосланцевой фации метаморфизма.

К породам амфиболитовой фации метаморфизма отнесены терригенные (железистые сланцы и гнейсы амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые Северного Криворожья, а также Оленегорского месторождения на Кольском полуострове) и хемогенные (магнетитовые разности кварцитов тех же районов) образо-

вания. Общая сумма рудогенных элементов для терригенных образований несколько уменьшается в относительных процентах от 43,6 в эпидот-амфиболитовой до 37,2 в амфиболитовой фации метаморфизма. Для хемогенных образований сумма рудогенных элементов в амфиболитовой фации остается приблизительно такой же, как и для двух предыдущих. Интерес представляет уменьшение содержания в терригенных породах этой фации метаморфизма хрома, кобальта, свинца, серебра, а также всех литофильных элементов (молибдена, циркония и бария).

Породы гранулитовой фации метаморфизма представлены терригенными (железисто-силикатные сланцы Приазовья и Побужья и пироксен-плагиоклазовые гнейсы района с. Петрово) и хемогенными (магнетитовые разности кварцитов Приазовья и Прибужья) образованиями. Исследованные породы взяты из разных районов, но относятся к одной железисто-сланцевой формации протерозоя Украинского щита, поэтому их первичный химический состав может иметь лишь небольшие отличия. Для всех этих пород характерно увеличение суммы рудогенных элементов и особенно группы сидерофильных элементов. Так, для терригенных образований гранулитовой фации содержание суммы всех рудогенных элементов, по сравнению с такими же образованиями амфиболитовой фации, в относительных процентах составляет 140, а содержание суммы сидерофильных элементов — 144,9 (см. рис. 3). Значительное увеличение по содержанию характерно для кобальта, хрома, титана, никеля, и только для одного ванадия это не характерно (см. рис. 4). Для хемогенных образований общая сумма рудогенных элементов увеличивается более чем в два раза (см. рис. 5).

В небольшом объеме изучены гнейсы и мигматиты месторождения Радостного Тараташского района Южного Урала, отнесенные к терригенным образованиям, и разновидности магнетитовых кварцитов этого же месторождения. Эти породы метаморфизованы в гранулитовой фации. Общая сумма всех рудогенных элементов как для гнейсов и мигматитов, так и для железистых кварцитов несколько выше, чем в аналогичных образованиях Побужья и Приазовья, характеризующихся также гранулитовой фацией метаморфизма, однако это превышение не более чем на 20%. Значительно выше содержание суммы халькофильных элементов в гнейсах и мигматитах, а также в железистых кварцитах Урала.

Отмечаются некоторые закономерности подвижности рудогенных элементов при метаморфизме (см. табл. 3; рис. 3—5). Так, почти все рудогенные элементы при метаморфизме терригенных пород, метаморфизованных в дозеленосланцевой и зеленосланцевой фациях, обладают высокой подвижностью. Менее значительное изменение суммы элементов наблюдается в терригенных породах при переходе от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой и амфи-

болитовой фациям метаморфизма. На рис. 3 и 4 выделяется поле менее интенсивной подвижности элементов, в котором Ni, Cu, Sn, Ba, Zr, Ti характеризуются малой подвижностью; однако Co, Cr, Zp, Pb и Mo имеют в этом поле значительную подвижность. Повышенная подвижность рудогенных элементов

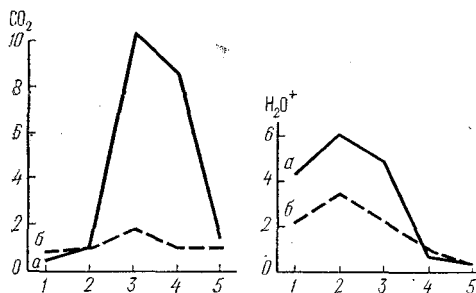


Рис. 6. Распределение CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> (в вес. %) на фациальном профиле железисто-кремнистой фации Криворожья в породах фации зеленых сланцев (а) и эпидот-амфиболитовой фации (б). По Б. А. Горлицкому и др. (Геохимические особенности... 1975).

Породы: 1 — алюмосиликатного ряда; 2 — глиноземисто-магнезиально-железистого ряда; 3 — ряда железисто-кремнистых сланцев; 4 — ряда железисто-силикатных кварцитов; 5 — ряда железистых кварцитов

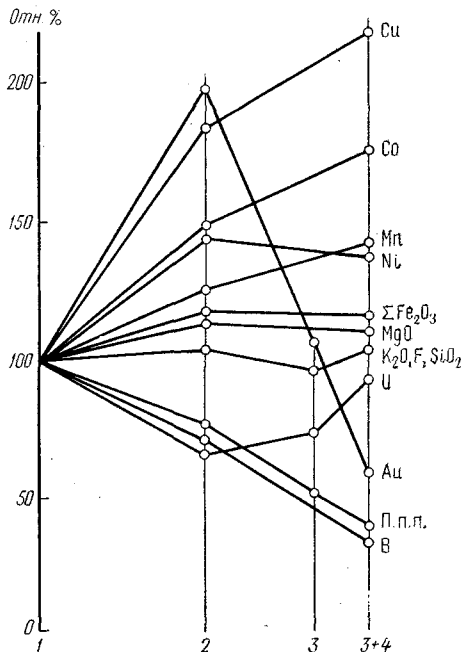
фиксируется как в терригенных, так и в хемогенных породах гранулитовой фации метаморфизма, где происходит накопление Ti, Cu, Cr, Co, Zp; Ni накапливается только в терригенных породах гранулитовой фации метаморфизма, а в хемогенных породах он накапливается в амфиболитовой фации; Pb и Zr, наоборот, накапливаются в хемогенных породах, а в терригенных содержание этих элементов уменьшается (см. табл. 3).

Интересные данные по геохимическим особенностям железисто-кремнистых пород Криворожского бассейна получили Б. А. Горлицкий, М. А. Ярошук и др. (Геохимические особенности... 1975), которые изучили содержание рудогенных элементов (Ni, Co, V, Cr, Cu, Ge, Ga, B, Ti, Fe, Mn) в метаморфических породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Материал отобран и проанализирован по фациальному профилю первичных эквивалентов пород — от кластогенных сланцев до хемогенных железисто-кремнистых роговиков и джеспилитов. Сравнение содержаний элементов в породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций показало вынос Ni, Cr, Cu, Co и MnO, инертность Al, V, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, накопление SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, CaO, Na<sub>2</sub>O. Обращают на себя внимание данные Б. А. Горлицкого о значительном содержании органического вещества в породах и выносе CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O при метаморфизме пород в эпидот-амфиболитовой фации (рис. 6). Вода выносилась в больших количествах из терригенных пород (ряды 1, 2, 3), а углекислота из пород хемогенных (ряды 4 и 5), с которыми они были связаны по условиям седиментации. В прямой зависимости от декарбонатизации и дегидратации выносились рудогенные элементы, что особенно четко видно на примере выноса Cu, Cr, Ni, Co и некоторых других элементов. К этому же периоду относится активизация щелочей (Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O) и щелочноземельных компо-

нентов (СаО), что видно по перераспределению их количества в породах эпидот-амфиболитовой фации.

Ценный материал по миграции рудогенных элементов в породах при региональном метаморфизме получен Б. В. Петровым и В. А. Макрыгиной (1975) по району Байкало-Патомского на-

Рис. 7. Подвижность рудогенных элементов при региональном метаморфизме песчано-глинистых пород Патомского нагорья. По Б. В. Петрову и В. А. Макрыгиной (1975). Фации метаморфизма: 1 — зеленосланцевая; 2 — эпидот-амфиболитовая; 3 — амфиболитовая; 3+4 — гранулитовая



горья. Работа проведена на участках с секущей простираие метаморфической зональностью, что дало возможность изучить изменение одних и тех же пород в зонах различных фаций метаморфизма. По геохимии регионального метаморфизма установлено следующее.

1. Метаморфизм первичноосадочных пород вызвал высокую подвижность Cu, Co, Au, В, меньшую Ni, Mn и очень слабую Fe и Mg (рис. 7).

2. Мало заметна подвижность олова, свинца, цинка и некоторых редких элементов.

3. Дегидратация и декарбонатизация пород при метаморфизме явились ведущими процессами, вызвавшими подвижность многих элементов, так как большинство элементов (Fe, Mg, Co, Ni, Cu, Au и U) переносились водными растворами.

4. 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  $C_{орг}$  в породах уменьшилось от 1,73 в зеленосланцевой до 0,44% в гранулитовой фации для хлорит-серицит-кварцевых сланцев и от 1,64 до 0,51% соответственно для туфоалевролитов. Уменьшение содержания  $C_{орг}$  во всех изученных случаях сопровождалось восстановлением трехвалентного железа и образованием  $CO_2$ .

5. Метаморфизм пород Патомского нагорья протекал в условиях низкого парциального давления кислорода, о чем свидетельствует отсутствие гематита и магнетита в метаморфических породах и развитие ильменита, а также незначительное содержание  $Fe_2O_3$  в составе железистых сланцев.

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

Важные фактические материалы о подвижности рудогенных элементов при метаморфизме низких фаций получил Е. П. Сапрыкин (1975) по мезозойским породам, слагающим центральную часть главного синклиория Сихотэ-Алиня. По степени и характеру метаморфизма он выделил три группы терригенных пород: 1) неизменные (исходные) породы с гидрослюдисто-хлоритизированным цементом и слабо измененным обломочным материалом; 2) серицит-биотитизированные породы, в которых цементирующая масса замещена гидрослюдисто-серицитовым цементом с биотитом; из новообразований характерен альбит; 3) биотиты и роговики кварц-биотитового и кварц-полевошпат-биотитового состава.

Полученные данные о содержании рудогенных элементов в породах выделенных групп показали различную по величине миграцию Hg, Ag, Pb, Cu, Sn, W, Nb, Ta, Be, Mo. Одни из них накапливались в средней (серицит-биотитовой) зоне, другие — в биотитах, третьи (Sn, Mo) не мигрировали. Относительное накопление отдельных элементов составляет от 60 до 300%. Абсолютный привнос всех изученных рудогенных элементов на  $1 \text{ км}^3$  породы превышает 2000 тыс. т. Вероятно, никакой конкретный интрузивный массив, даже самый рудоносный, не может экстрагировать такое количество рудных элементов (Сапрыкин, 1975). Прогрессивный метаморфизм, даже на низких ступенях, вызвал, по-видимому, широкую дифференциацию состава пород и перераспределение рудогенных элементов.

Подвижность рудогенных элементов при метаморфизме вулканогенных пород охарактеризована нами весьма ограниченно. Изучены амфиболиты зеленосланцевой фации рудника им. Фрунзе, амфиболиты эпидот-амфиболитовой фации Анновского участка и габбро-амфиболиты Криворожского бассейна. Суммы всех рудогенных элементов в амфиболитах зеленосланцевой фации равна 0,73%, эпидот-амфиболитовой 0,54%, в габбро-амфиболитах 0,44%, причем основную массу составляют сидерофильные элементы, на порядок ниже содержание литофильных элементов и на два порядка — халькофильных. С повышением метаморфизма терригенных образований от пород дозеленосланцевой фации до пород метаморфизованных в амфиболитовой фации идет значительный вынос большинства изученных рудогенных элементов — до 60% от исходного их содержания (основную массу составляют сидерофильные элементы — Ti, Co, V, Cr, Ni). Груп-

па хомогенных пород характеризуется такой же закономерностью, однако сам процесс по масштабам значительно меньше, так как сумма содержаний всех рудогенных элементов здесь составляет для амфиболитовой фации примерно 17% от суммы их в терригенных породах. Терригенные и хомогенные породы, претерпевшие метаморфизм гранулитовой фации, отличаются повсеместным повышением содержания большинства элементов, за исключением некоторых.

Эта общая закономерность подвижности металлов при метаморфизме усложняется тем, что некоторые металлы накапливаются в отдельных метаморфических фациях. Еще более она усложняется при метаморфическом изменении различных пород — терригенных, вулканогенных и магматических, содержащих различные группы элементов (литофильные, халькофильные и сидерофильные). Литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых комплексных соединений, охотно концентрируются 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 образование медно-никелево-платиновых руд в амфиболитовой и верхней части гранулитовой фаций. Сидерофильные элементы часто концентрируются в породах высоких ступеней метаморфизма, однако многие из них весьма активно образуют кислородные соединения, силикаты и сульфиды, отлагавшиеся в зонах относительно низких ступеней метаморфизма. Многие элементы этой группы можно назвать космополитными, так как вследствие изменяющихся условий метаморфической дифференциации они накапливаются в разных минеральных формах среды пород низких, средних и высоких ступеней метаморфизма.

### **Геохимия рудогенных элементов при ультраметаморфизме**

Область ультраметаморфизма характеризуется еще более интенсивной подвижностью рудогенных элементов, о чем свидетельствует резкое снижение содержания большинства металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами, за счет которых они образовались. Частичное выплавление и полная перекристаллизация осадочных и вулканогенных пород, господствующая в зоне ультраметаморфизма, приводила к возникновению гранитоидных пород (мигматитов, анатектитов, гранитов), которые принципиально отличаются от исходных потерей значительных количеств Fe, Mg, 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).

Таблица 4

Распределение малых и рудогенных элементов в ультраметаморфических образованиях Украинского щита

Элемент	Группа элементов	Кларк (К), по А. П. Виноградову	1		2		3		4	
			N	N/K	N	N/K	N	N/K	N	N/K
Cr	I	$2,5 \cdot 10^{-3}$	7,25	2,90	1,95	0,79	2,19	0,80	1,81	0,78
Co		$0,3 \cdot 10^{-3}$	0,59	1,96	0,56	1,87	0,55	1,83	0,54	1,81
V		$4,0 \cdot 10^{-3}$	4,95	1,24	3,18	0,77	1,75	0,44	1,00	0,25
Ti		$2,3 \cdot 10^{-2}$	19,00	0,83	18,69	0,81	6,81	0,29	4,19	0,18
Mn		$6 \cdot 10^{-2}$	2,61	0,43	2,08	0,35	1,98	0,33	1,67	0,28
Cu		$2 \cdot 10^{-3}$	3,58	1,89	1,60	0,80	1,32	0,66	1,33	0,65
U	II	$4,1 \cdot 10^{-4}$	6,40	1,58	8,10	1,98	9,40	2,30	7,80	1,94
Pb		$2 \cdot 10^{-3}$	1,44	0,71	3,13	1,56	2,43	1,21	3,96	1,98
Ba		$8,3 \cdot 10^{-2}$	3,85	0,47	5,178	0,62	2,24	0,26	4,10	0,50
Zr		$2 \cdot 10^{-2}$	0,88	0,44	1,83	0,91	0,68	0,33	0,94	0,46
Sr		$3 \cdot 10^{-2}$	0,25	0,084	1,83	0,61	1,30	0,43	0,47	0,15

Примечания: 1 — гнейсы биотит-плагиоклазовые (19 анализов); 2 — гранит порфиобластический кировоградский (32 анализа); 3 — гранит аплит-пегматоидный (21 анализ); 4 — пегматит (22 анализа); N — среднее содержание элемента в породе.

Однако ряд элементов (U, Pb, Ba, Sr) проявляет тенденцию к накоплению в некоторых ультраметаморфических породах. Обращает на себя внимание повышение содержания многих элементов в реоморфических гранитах, являющихся продуктами кристаллизации анатектической или палингенной магм, образованных вследствие расправления различных пород в зонах ультраметаморфизма.

По характеру миграции при процессах ультраметаморфизма все малые рудогенные элементы достаточно четко разделяются на две группы. Группа I в основном содержит сидерофильные элементы (см. табл. 4), большинство которых характеризуется хорошей миграционной способностью, высокой подвижностью — на протяжении почти всего процесса они выносятся из зоны ультраметаморфизма. Эти элементы подчиняются определенной закономерности — все они мигрируют из зоны гранитизации, причем наиболее четко подобная тенденция выражена у сидерофильных элементов. Несколько менее отчетливо она проявлена у кобальта и марганца. При магматическом замещении гнейсового

субстрата гранитоидами концентрации этих элементов уменьшаются очень незначительно. Элементы группы II, обладая хорошей миграционной способностью, в отличие от сидерофильных элементов увеличиваются в конечных продуктах ультраметаморфизма — с накоплением в постранинизационных гидротермальных

Таблица 5

Распределение некоторых элементов в тектонитах, диафторитах и натровых метасоматитах Украинского щита

Элемент	Кларк (К), по А. П. Ви- ноградову	1		2		3		4	
		N	N/K	N	N/K	N	N/K	N	N/K
Cr	$2,5 \cdot 10^{-3}$	1,95	0,79	2,48	0,99	1,61	0,64	1,61	0,64
V	$4,0 \cdot 10^{-3}$	3,18	0,77	2,03	0,50	1,79	0,45	2,07	0,51
Ti	$2,3 \cdot 10^{-2}$	18,69	0,81	18,60	0,80	18,04	0,78	13,54	0,59
Mn	$6,0 \cdot 10^{-2}$	2,08	0,35	2,46	0,41	2,00	0,33	1,72	0,28
Ni	$8,0 \cdot 10^{-4}$	11,10	1,40	6,90	0,85	9,60	1,20	7,66	0,97
Cu	$2,0 \cdot 10^{-3}$	1,60	0,80	1,51	0,75	1,96	0,98	2,32	1,16
U	$4,1 \cdot 10^{-4}$	8,10	1,98	9,00	2,20	10,00	2,68	8,10	2,70
Ca	$2,0 \cdot 10^{-3}$	1,65	0,82	3,16	1,58	2,33	1,16	2,05	1,02
Pb	$2,0 \cdot 10^{-3}$	3,13	1,56	1,73	0,86	3,35	1,67	3,76	1,88
Zr	$2,0 \cdot 10^{-2}$	1,83	0,91	1,05	0,52	1,21	0,60	0,51	0,25
Sr	$3,0 \cdot 10^{-2}$	1,83	0,61	0,49	0,16	1,61	0,54	1,05	0,35
Ba	$8,3 \cdot 10^{-2}$	5,18	0,62	2,73	0,33	4,78	0,57	3,04	0,36
Y	$3,4 \cdot 10^{-3}$	0,82	0,24	0,28	0,08	0,39	0,11	0,35	0,10
Yb	$3,6 \cdot 10^{-4}$	0,65	0,18	0,37	0,09	0,40	0,11	0,38	0,10
Be	$5,5 \cdot 10^{-4}$	1,23	0,22	0,38	0,77	1,40	0,25	1,39	0,25

Примечания: 1 — гранит порфиروبластический кировоградский (32 анализа); 2 — милониты и катаклазиты гранитов (32 анализа); 3 — «сиенит» — микроклинит апогранитный (23 анализа); 4 — альбитит апогранитный (28 анализов); N — среднее содержание элемента в породе

ных образованиях. Лучше всего эта закономерность проявляется для урана и свинца.

Вторым примером могут быть данные о подвижности рудогенных элементов в образованиях постранинизационных, развитых в зонах милонитизации и объемного катаклаза (Белевцев, Комаров, 1975).

В породах Украинского щита широко развиты метасоматические и жильные диафториты, представленные микроклинитами, альбититами и другими разновидностями постультраметаморфических образований (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 никеля и ванадия, которые довольно интенсивно выносятся из зоны ка-

таклаза и милонитизации. Наблюдается незначительный привнос хрома и марганца. Содержание титана и меди в милонитах и катаклазитах практически не изменяется. В целом 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 регрессивного метаморфизма (зона «сиенитизации» пород) резко изменяется характер миграции Ni и Cr — из зоны диафтореза выносятся Cr и привносятся Ni. Кроме того, выносятся Ga, Be и Zr и привносятся U, Ba, Sr, Pb, Cu.

Натровый метасоматоз отличается привносом в зону альбитизации Cu, U и Pb (в прямой зависимости от интенсивности натрового метасоматоза). В слабо альбитизированных породах концентрации их изменяются весьма незначительно по сравнению с исходными породами. Из зоны альбитизации выносятся Cr, Ti, Ni, Mn, Sr, Zr, Y, Yb (см. табл. 5).

Свинец и другие элементы проявляют тенденцию к накоплению в реоморфических гранитах и постультраметаморфических образованиях. Это свидетельствует о том, что в конечной стадии ультраметаморфизма наблюдается мобилизация этих элементов из метаморфических пород, перенос и накопление их в постметаморфических гидротермальных образованиях (микроклинитах, альбититах и др.). Эта закономерность особенно четко видна при дислокационном метаморфизме и натровом метасоматозе.

Следовательно, в гидротермальную стадию Pb, Cu и другие элементы проявляют способность к миграции в растворах, перераспределению и частичной локализации в породах амфиболитовой фации метаморфизма, в диафторитах (по гранитам, мигматитам, гнейсам) и альбититах.

Третьим примером может служить изменение содержания металлов в породах различных фаций метаморфизма Байкало-Патомского нагорья. По данным Б. В. Петрова и В. А. Макрыгиной (1975), область гранитизации отличается убыванием значительного количества широко распространенных металлов — Cu, Mn, Co, Ni, Fe и Mg, некоторым увеличением содержания в гранитоидных породах  $\text{SiO}_2$  и значительным K (рис. 8). Последние накапливались 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, развитым среди пород Байкало-Патомского нагорья. Как и во многих других районах метаморфических по-

род, жилы того или иного состава и строения приурочены к породам аналогичного состава.

Так, наши наблюдения показали следующее:

а) железистые кварциты содержат множество кварцевых, силикатных и железорудных жил с гематитом, хлоритом и суль-

Рис. 8. Подвижность рудогенных элементов при гранитизации пород Байкало-Патомского нагорья. По Б. В. Петрову и В. А. Макрыгиной (1975).

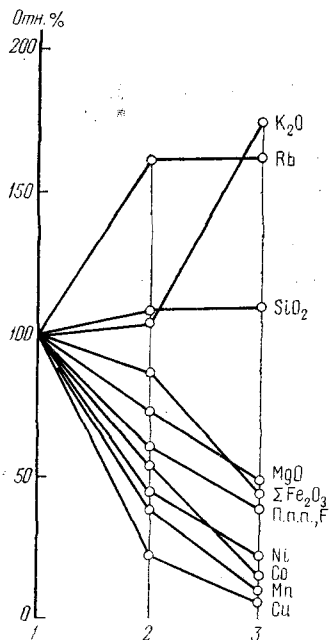
1 — исходный состав; 2 — плагиоклазовые магматиты; 3 — калиевые магматиты

фидами Pb, Fe и Zn в зеленосланцевой фации сульфиды представлены пиритом, а в высоких фациях метаморфизма (амфиболитовой и гранулитовой) — пирротинном, силикаты — амфиболами, пироксенами и гранатами;

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

в) породы существенно карбонатного состава (доломиты, мраморы) или карбонатно-силикатные содержат жилы карбонатного состава (доломит-кальцитовые, кварц-карбонатные) или карбонато-полевошпатовые, а при высоком метаморфизме — пегматитовые.

Четвертым примером являются данные о миграции рудогенных элементов в мигматитах и гранитах района Криворожского бассейна, Приазовья и Побужья, а также участка Александровка вблизи центральной части Криворожья. Установлено, что 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. Так, отмечено значительное повышение содержания Ni, Co и Cr в мигматитах амфиболитовой фации метаморфизма, а также значительное уменьшение в них свинца. Удивительно однообразно ведут себя литофильные элементы — Zr и Mo (табл. 6).



Группа гранитов содержит примерно в два раза больше рудогенных элементов, чем мигматиты. Наиболее высокое содержание этих элементов наблюдается в боковьянских порфиризовидных гранитах, отнесенных к гранулитовой фации метаморфизма (сумма всех рудогенных элементов 0,32%), в то время как ос-

Таблица 6

Содержание рудогенных элементов в ультраметаморфических породах Приазовья и Побужья (в %)

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

тальные граниты характеризуются практически постоянной суммой рудогенных элементов (от 0,24 до 0,26%). Исследовались плагиоклазовые саксаганские граниты из Октябрьского карьера, граниты карьера Савро, токовские микроклин-плагиоклазовые граниты, корсунь-шевченковские граниты рапакиви, кировоградские граниты, анадольские граниты из Приазовья, долиньские и уманские граниты. Только для V, Ni и Co отмечено значительное повышение их содержания от амфиболитовой фации к гранулитовой.

Приведенные данные, а также ранее опубликованные материалы (Судовиков, 1956, 1964, 1965; Буряк, 1970; Вертушков, 1960) позволяют сделать заключение о геохимии рудогенных элементов при ультраметаморфизме.

При ультраметаморфизме образуются парагранитоиды двух типов.

1. Полигенные — при метаморфической перекристаллизации и анатектические, возникающие при кристаллизации коровых магм. Последние имеют интрузивные формы, резкие контакты с вмещающими породами и активно воздействуют на них. Для них характерно постоянство минерального состава и структуры. С

*различных фаций метаморфизма по Криворожскому бассейну,*

ные	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>
2,89	11,18	3,62	1,45 Σ 0,009	3,75	6,66	7,38	4,37 Σ 0,051	10,90
4,42	6,54	2,65	0,84 Σ 0,007	4,04	2,01	6,13	2,64 Σ 0,033	8,74
3,24	19,13	2,81	1,21 Σ 0,008	2,84	2,37	7,64	4,37 Σ 0,051	8,41
8,22	4,10	3,00	1,10 Σ 0,009	5,60	4,10	8,30	4,00 Σ 0,048	11,40
4,21	34,72	2,09	1,33 Σ 0,009	2,83	2,68	11,93	9,01 Σ 0,104	154,44
3,87	21,30	2,20	1,48 Σ 0,010	5,37	4,28	14,91	5,55 Σ 0,071	28,95
11,40	16,00	2,30	1,20 Σ 0,010	5,70	3,60	11,40	7,10 Σ 0,083	32,80

этимитами связано подавляющее большинство месторождений редких и рудных элементов.

2. Полигенные гранитоиды, образовавшиеся при метаморфической перекристаллизации осадочно-вулканогенных пород, характеризуются согласным залеганием, нечеткими контактами с вмещающими породами, содержат останцы последних, обладают непостоянным минеральным составом (Сидоренко, Ляхович, 1975).

При образовании полигенных гранитоидов (мигматитов) 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) сопровождалось выносом таких рудогенных элементов, как Co, Ni, Mn, Cu, V и одновре-

менным накоплением Pb, U, редких земель и других металлов.

Особое значение имеют диафториты или метасоматические и жильные образования, возникшие вследствие гранитизации метаморфических пород, в которых накапливается большинство металлов, подвижных при гранитизации.

Метасоматиты представлены альбититами, грейзенами, эгиринитами, карбонатитами, листвинитами и березитами. По данным изотопной геохронологии метасоматиты и жилы образовались в завершающие этапы ультраметаморфизма. В метасоматитах и жильных образованиях находятся месторождения многих металлов. Генетически эти месторождения связаны с процессами гранитизации метаморфических пород и должны рассматриваться как гидротермальные постгранитизационные месторождения (Кушев, 1972; Стрыгин, 1972; Белевцев, Коваль, 1968).

В качестве примера приведем данные о подвижности урана при метаморфизме и ультраметаморфизме.

В последние годы значительное место в геохимических исследованиях в СССР и в зарубежных странах уделялось вопросам распределения урана в породах регионального метаморфизма (Heier, Adams, 1965; Ермолаев, Жидиков, 1966; Смыслов, Титов, 1967; Ермолаев, 1971, 1973; Мельгунов, 1972; Жуков, Жукова, 1972; Мобилизация металлов..., 1972; Белевцев, Комаров, 1975; Средние содержания урана..., 1975). В результате этих работ выявлены интересные закономерности подвижности урана в связи с процессами метаморфического преобразования и гранитизации осадочных и вулканогенных пород.

Украинский щит сложен в основном пара- и ортометаморфическими породами. Из них в первоначальном виде часто сохранились протерозойские образования, архейские отложения в основном гранитизированы. Более или менее уцелевшие от гранитизации архейские породы выступают только в Среднем Побужье, Приднестровье и Приазовье в виде гнейсов и кварцитов.

Метаморфические породы Украинского щита охарактеризованы достаточно представительными сериями проб (многие десятки и сотни). Содержание урана в них определялось люминесцентным методом (чувствительность  $5 \cdot 10^{-5}\%$ ). Для определения подвижной формы урана в породах применялось извлечение его при кипячении в 5%-ном растворе соды в течение 30 мин. Обработка большинства анализов производилась с привлечением методов математической статистики; определялись — среднее содержание, стандартное отклонение и коэффициент вариации. Для небольших выборок (до 10 определений) высчитывалось только среднее арифметическое значение.

Метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы Украинского щита характеризуются, как правило, невысоким

содержанием урана. Более низкие концентрации его наблюдаются в образованиях доорогенного этапа развития щита. Здесь подавляющее большинство пород содержат уран не более  $3 \cdot 10^{-4}\%$ . В последующие этапы развития докембрийской геосинклинали в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях концентрация урана несколько возрастает, но не превышает величины  $5 \cdot 10^{-4}\%$ .

Среди вулканогенных пород наиболее низким содержанием отличаются формации, связанные с основным вулканизмом геосинклинали этапа. Невысоко содержание урана и в породах трахиандезит-порфировой формации овручской серии ( $3 \times 10^{-4}\%$ ), связанной с вулканизмом платформенного этапа в верхнем протерозое. Подформация средних и кислых гранитизированных эффузивов осницкой серии ( $Pt_2$ ), представленная клесовитами и лептитами, характеризуется заметно более высоким содержанием урана ( $6,3 \cdot 10^{-4}\%$ ). Содержание урана в метаморфизованных вулканогенных формациях не обнаруживает связи ни со временем их образования, ни с этапом развития территории, а зависит лишь от состава первичных пород, увеличиваясь от основных к более кислым образованиям.

Среди осадочных формаций наиболее низкие концентрации наблюдаются в хемогенных железисто-кремнистых (джеспилитовых) горизонтах ( $1,0—1,3 \cdot 10^{-4}\%$ ), тогда как в сланцевых концентрация его увеличивается в 2 раза. Указанный характер распределения урана в железорудных толщах обусловлен различным фаціальным положением исходных осадков и их составом. Содержание рассеянного урана в гнейсифицированных толщах изменяется в широких пределах и обусловлена главным образом субстратом, по которому они образовались. Вулканогенно-терригенные толщи архейского возраста (биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-пироксеновые и пироксеновые гнейсы) характеризуются невысоким содержанием урана ( $0,6—2,0 \cdot 10^{-4}\%$ ), редко оно поднималось до  $2,5—3,1 \cdot 10^{-4}\%$ . Это связано, по-видимому, с тем, что составляющие их исходные терригенные и вулканогенные (основного состава) породы изначально не были обогащены этим элементом. Несколько выше ( $3,0—3,5 \cdot 10^{-4}\%$ ) содержание урана в гнейсифицированной терригенной формации нижнепротерозойского возраста (биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-силлиманито-графитовые гнейсы).

На фоне довольно низкой ураноносности метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных образований выделяются породы с повышенными кларковыми концентрациями урана. Это графитовые гнейсы и породы терригенной формации ( $5,2 \cdot 10^{-4}\%$  и несколько выше). Обращают на себя внимание значения коэффициентов вариации в образованиях рассматриваемой группы формаций. Они, как правило, невысоки ( $40—60\%$ ), что свидетельствует о равномерном распределении урана. Однако в графитовых гнейсах и сланцах, а также в нижней

терригенной формации Ингулецкого района Криворожья уран распределяется весьма неравномерно (коэффициент вариаций равен соответственно 85—94 и 71—127%).

Кларки урана в породах ультраметаморфического комплекса Украинского щита изменяются в значительных пределах (от минимальных в биотит-гранатовых и пироксеновых мигматитах и гранитах Среднего Приднестровья и Мангуша до максимальных в Токовских и Пержанских гранитоидах). Как и в рассматриваемых метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных образованиях, наиболее низкая ураноносность характерна для пород доорогенного этапа развития щита. Содержание урана здесь ( $0,4—2,3 \cdot 10^{-4}\%$ ) ниже кларка урана земной коры. Позднеорогенные и посторогенные образования отличаются некоторым возрастанием концентрации урана по сравнению с породами доорогенного этапа.

Образования платформенного периода в отношении ураноносности представляют довольно пеструю картину. Наиболее низкая концентрация урана ( $1,0 \cdot 10^{-4}\%$ ) наблюдается в породах основного состава анортозитовой подформации гранитов рапакиви. Последние, как и гранит-сиениты Приазовья, по величине ураноносности ( $4,4—6,2 \cdot 10^{-4}\%$ ) мало отличаются от позднеорогенных гранитов и мигматитов кировоградско-житомирского комплекса. Кларковым содержанием урана характеризуются гранитоидные щелочные формации Украинского щита (пержанские граниты и щелочные сиениты Октябрьского массива Приазовья). Высокий коэффициент вариации ( $v=80—100\%$ ) в последних дает основание предполагать привнос урана в них наложенными процессами.

Среди гранитоидных образований (гранитов и мигматитов) наблюдается явное возрастание среднего содержания урана от плагиогранитоидов к существенно микроклиновым гранитам, от более древних к более молодым. Более низкой концентрацией этого элемента ( $1,3—1,6 \cdot 10^{-4}\%$ ) характеризуются доорогенные (архей) плагиомигматиты, чарнокиты, собиты и т. д., а также чудново-бердичевские граниты ( $2,3 \cdot 10^{-4}\%$ ). Низкая ураноносность их связана, вероятно, с тем, что, во-первых, эти породы образовались в результате гранитизации слабо радиоактивной первичной вулканогенно-осадочной толщи (пироксеновые гнейсы, амфиболиты) и, во-вторых, в самом процессе образования плагиоклазовых гранитов и мигматитов уран не привносился, а скорее выносился. Несколько выше содержание урана ( $4,1—4,8 \cdot 10^{-4}\%$ ) в позднеорогенных (нижний протерозой) микроклин-плагиоклазовых мигматитах кировоградско-житомирского комплекса. Еще выше концентрация урана ( $5,6—7,0 \cdot 10^{-4}\%$ ) в микроклиновых гранитоидах этого же комплекса и в посторогенных существенно микроклиновых гранитах днепровско-токовского комплекса ( $8,2 \cdot 10^{-4}\%$  и выше). Это связано, вероятно, с последующими наложенными процессами.

Отмеченная закономерность — приуроченность повышенных содержаний урана к более молодым, существенно калиевым микроклиновым гранитоидам обусловлена, по-видимому, общим направлением развития сиалической коры региона, важным элементом которого явилась широкая гранитизация вулканогенно-осадочных толщ в протерозойское время. В ходе этого процесса уран поступал с щелочными растворами сначала существенно калиевого, а затем существенно натриевого состава.

Для выяснения роли метаморфизма в направленной миграции урана в породах изучались образования разного состава и различных фаций метаморфизма: гранулитовой (Мариупольское железорудное месторождение и Среднее Приднестровье), амфиболитовой (Белозерское месторождение, Западное Приазовье, Криворожье), зеленосланцевой (Белозерское месторождение, Центральное Криворожье), а также продукты их гранитизации, широко развитые на щите.

Изучение распределения урана в различных типах метаморфических пород проводилось с учетом геохимических особенностей формирования исходных терригенных и вулканогенных толщ. Фактический материал по содержанию урана в различно метаморфизованных образованиях представлен графиком (рис. 9). Среди метаморфических пород выделены вулканогенные, хемогенные и терригенные. Среди ультраметаморфических — непемещенные (автохтонные — изофациальные) парагранитоиды и перемещенные (аллохтонные — реоморфические) граниты, метасоматиты.

В продуктах прогрессивного регионального метаморфизма концентрация урана закономерно падает по мере усиления метаморфизма. Наиболее низкое содержание наблюдается в породах гранулитовой фации. Бiotит-силлиманит-гранатовые гнейсы Среднего Приднестровья содержат  $0,4—0,6 \cdot 10^{-4}\%$ , иногда до  $1,3 \cdot 10^{-4}\%$  урана. Такие же концентрации его отмечены в пироксеновых и пироксен-амфиболовых кристаллических сланцах Первомайского железорудного месторождения. Несколько выше ( $1,8—1,9 \cdot 10^{-4}\%$ ) содержание урана в пироксеновых и амфибол-пироксеновых гнейсах Западного Приазовья (лозоватская свита), что обусловлено более низкой степенью гранулитовой фации последних по сравнению с Приднестровьем. Железистые кварциты гранулитовой фации как Приднестровья, так и Приазовья, а также эклогитоподобные породы района Гайворон — Завалье (Среднее Побужье) практически неураноносны ( $0,2—0,3 \cdot 10^{-4}\%$ ). Среднее содержание урана для хемогенных осадков гранулитовых пород равно  $0,4 \cdot 10^{-4}\%$  (62 определения), для терригенных —  $0,7 \cdot 10^{-4}\%$  (132 определения).

В продуктах амфиболитовой и далее зеленосланцевой фаций метаморфизма концентрация урана растет. Так, в хемогенных породах (железистые кварциты) амфиболитовой фации она составляет в среднем  $0,6 \times 10^{-4}\%$  (110 определений при колебани-

ях  $0,4-0,7 \times 10^{-4}\%$ ), а зеленосланцевой фации —  $0,8 \cdot 10^{-4}\%$  (205 данных при колебаниях  $0,5-1,0 \cdot 10^{-4}\%$ ). Терригенные породы амфиболитовой фации характеризуются средним содержанием урана, равным  $1,7 \cdot 10^{-4}\%$  (355 определений), изменяясь главным образом в пределах от  $1,4 \cdot 10^{-4}\%$  до  $2,1 \cdot 10^{-4}\%$ . Кластогенные образования, метаморфизованные до зеленосланцевой ступени,

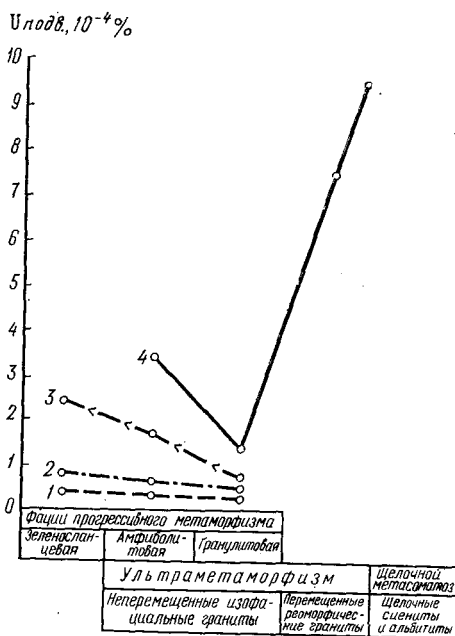


Рис. 9. Содержание урана в породах различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма.

Породы: 1 — вулканогенные; 2 — хемогенные; 3 — терригенные; 4 — ультраметаморфические

имеют среднее (из 318 определений) содержание урана  $2,4 \times 10^{-4}\%$ , а пределы колебаний в основном  $1,8-3,0 \cdot 10^{-4}\%$ . Низким и практически одинаковым в этих фациях, равно как и в гранулитовой, остается содержание урана в вулканогенных образованиях (соответственно  $0,31 \cdot 10^{-4}\%$ ;  $0,42 \cdot 10^{-4}\%$ ;  $0,31 \times 10^{-4}\%$ ). Для них, в отличие от осадочных пород, тенденция уменьшения концентрации урана с усилением степени метаморфизма менее заметна.

Перемещение урана в продуктах ультраметаморфизма характеризуется следующими закономерностями. В гранитоидах гранулитовой фации содержание урана, как правило, невысокое ( $1,4 \cdot 10^{-4}\%$  из 597 определений) и оно незначительно отличает-

ся от содержания урана в первичных эквивалентах метаморфических пород. Среди них выделяются изофациальные (так называемые синорогенные) гранитоиды, ураноносность которых почти не отличается от ураноносности субстрата, по которому они образовались. Это биотит-кордиерит-гранатовые мигматиты и граниты района Приднестровья, образовавшиеся по гнейсам того же минерального состава и содержащие, как и гнейсы,  $0,4—0,9 \cdot 10^{-4}\%$  урана, и плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые мигматиты Приазовья, аналогичные по содержанию урана ( $1,6 \cdot 10^{-4}\%$ ) гнейсовой толще этого района.

Концентрация урана в гранитоидах амфиболитовой фации выше по сравнению с содержанием его в гранулитовой фации. Среднее содержание его в продуктах гранитизации  $3,4 \cdot 10^{-4}\%$  (418 определений), что в 2 раза превышает концентрацию урана в их метаморфизованных аналогах.

таж и метасоматитах, которые местами занимают ограниченные площади. Метасоматиты представлены калий-натриевыми и калий-углекислыми образованиями, пространственно связаны с зонами смятия и объемного катаклаза, генетически представляют собой диафторические образования.

Следовательно, подвижность урана при региональном метаморфизме характеризуется постепенным снижением его среднего содержания от пород зеленосланцевой фации до высоких субфации гранулитовой фации. В породах основного и ультраосновного ряда фиксируются низкие содержания урана независимо от условий метаморфизма. В терригенных породах концентрация урана в несколько раз выше, чем в породах основного ряда, и она изменяется в значительных пределах в зависимости от интенсивности метаморфических преобразований. Область ультраметаморфизма характеризуется интенсивной подвижностью урана.

Общая потеря урана, обусловленная метаморфизмом осадочных образований от зеленосланцевой до гранулитовой фации, составляет приблизительно 60% для хемогенных и 90% для терригенных пород. Наибольшая подвижность урана связана с переходом пород амфиболитовой фации в гранулитовую; при этом освобождается около  $\frac{2}{3}$  общего количества этого элемента, присутствующего в образованиях зеленосланцевой фации. Преобразование осадочных толщ зеленосланцевой фации в амфиболитовую вызывает выделение всего лишь 25—30% урана. Метаморфизм вулканогенных образований не приводит к высвобождению практически ощутимых количеств урана.

Область ультраметаморфизма (гранитизация, реоморфизм, метасоматоз) создает наиболее значительные перемещения урана. Процесс образования изофациальных парагранитоидов приводит к сравнительно невысокому высвобождению урана (40%), однако в реоморфических гранитоидах и постгранитизационных

диафоритах содержание урана увеличивается по сравнению с продуктами гранитизации в 3—5 раз.

Изучено содержание миграционноспособного (подвижного) урана и доля его к общему; она оказалась наименьшей в поро-

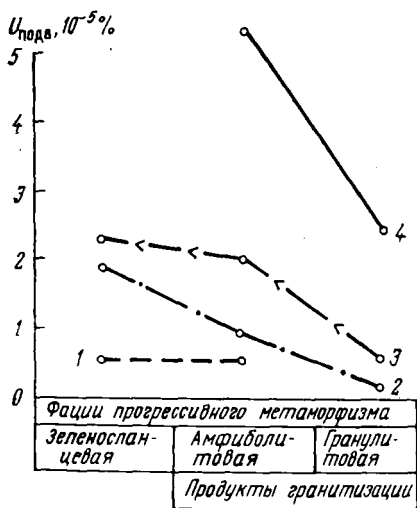


Рис. 10. Содержание легкоизвлекаемого (подвижного) урана в породах различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма. Порода: 1 — вулканогенные; 2 — хемогенные; 3 — терригенные; 4 — ультраметаморфические

дах гранулитовой и наибольшей в породах зеленосланцевой фаций метаморфизма. Ультраметаморфические породы характеризуются большими значениями «подвижного» урана, чем метаморфические (рис. 10).

Количество «подвижного» урана мало изменяется при метаморфизме вулканогенных образований. Содержание миграционноспособного урана в хемогенных породах малозаметно падает с усилением метаморфизма. Несколько иная зависимость наблюдается для терригенных образований. Здесь в области зеленосланцевой — амфиболитовой фаций содержание «подвижного» урана изменяется незначительно (от  $2,0 \cdot 10^{-5}$  до  $2,3 \cdot 10^{-5} \%$ ). Количество «подвижного» урана, равно как и высокое значение отношения его к общему (до 25%), в гранитоидах свидетельствует о том, что присутствующий в них уран в значительной мере находится в 6-валентной форме и легко может быть извлечен из этих пород. Поэтому последние могут рассматриваться как потенциальные источники миграционноспособного урана.

В гранулитовой фации содержание «подвижного» урана как в продуктах прогрессивного метаморфизма, так и в продуктах гранитизации резко падает, что объясняется, вероятно, тем, что с усилением метаморфизма до гранулитовой фации

происходит усиленный вынос урана и основными носителями его остаются только акцессорные минералы. Расчет баланса урана для железистых пород гранулитовой и амфиболитовой фаций подтверждает это положение. Установлено, что в пироксен-магнетитовых кварцитах железорудного месторождения (гранулитовая фация) с породообразующими минералами, составляющими 73% породы, связано 40% урана (кварц 15%, магнетит 10%, пироксен 15%), а с акцессорными — 60% урана. Пироксен-магнетитовые кварциты (амфиболитовая фация) концентрируют 77% урана в породообразующих минералах (кварц 23%, магнетит 10%, пироксен 42%) и лишь 23% в акцессорных (Белевцев Я. Н., Пеунова А. М., 1976 г.).

Следовательно, распределение урана в метаморфических и ультраметаморфических породах зависит прежде всего от его содержания в исходных породах, форм нахождения, подвижности при процессах регионального метаморфизма и особенно ультраметаморфизма.

#### **МОБИЛИЗАЦИЯ МЕТАЛЛОВ ПРИ ФИЛЬТРАЦИИ ХИМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ В ПОРОДАХ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)**

Экспериментальные исследования, подтверждающие или приближенно воспроизводящие условия мобилизации металлов при метаморфизме пород, до настоящего времени выполнялись очень редко. К. М. Феодотьев (1968) исследовал взаимодействие раствора хлористого натрия с алюмосиликатом, содержащим молибден. Алюмосиликат, по составу близкий альбиту, был приготовлен путем плавления смеси  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{MoO}_3$ .

Были выполнены две серии опытов. Первая — с повышением температуры от 500 до 700°С и давления от 630 до 1270 кгс/см<sup>2</sup>, вторая — в изометрических условиях (600°С) при повышении давления от 950 до 1350 кгс/см<sup>2</sup>. Полученные результаты опытов подтвердили 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 (1964) экспериментально доказали, что вынос элементов-примесей из гранита при воздействии на него водяного пара при температуре 600°С составляет 55—99% их исходного содержания. При температуре 300°С водяной пар выносит из полевого шпата и слюды заметные количества рассеянных элементов. Так, из полевого шпата при действии на него водяного пара в тече-

ние суток при температуре 300°С выносятся (в мг): 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, выполненные в Геттингенском университете (Rashid, 1973 г.), показали влияние NaCl-содержащих водных растворов на силикаты. Были проанализированы по содержанию Na, K, Mo, Ca, Fe составы NaCl-содержащих растворов (0,5; 1,0; 2,0 N), находящихся в равновесии с различными силикатами (иллитом, глауконитом, монтмориллонитом, мусковитом) при температурах 350, 450, 550°С и давлении 1000 бар. Установлен переход содержащихся первоначально в твердых фазах катионов в раствор, который из нейтрального стал кислым (рН 1—2).

В последнее время появилось несколько теоретических работ и экспериментальных исследований, устанавливающих закономерности миграции ряда химических элементов в земной коре (Смыслов, Титов, Шор, 1973; Маракушев, Безмен, Сорокин, 1971) и рассматривающих влияние на миграцию элементов режима щелочности — кислотности растворов (Павлов, 1971), присутствия органического вещества на подвижность и миграционную способность металлов (Rashid, 1973). Предпринята попытка количественной оценки относительной миграционной способности химических элементов. Многие работы посвящены подвижности отдельных элементов в гидротермальных условиях (Мобилизация металлов..., 1972; Шляпников, Штерн, 1971; Рафальский, 1973). Интересны экспериментальные данные автора (Белевцев, Коваль, Самсонов, 1969; Коваль, 1972) по мобилизации, переносу и отложению урана в гидротермальных карбонатных растворах.

Рудоносные гидротермальные растворы рассматриваются автором 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 условия миграции их в зависимости от температуры, давления, концентрации, рН и других параметров.

В последнее время появились работы по исследованию форм нахождения отдельных металлов в различных геологических объектах (Определение форм нахождения меди..., 1970; Определение форм нахождения никеля..., 1973 и др.). В лаборатории сектора металлогении ИГФМ АН УССР выполнены серии анализов по определению форм нахождения Ni и Cu как в естественных геологических объектах — горных породах (пробы до опыта), так и в пробах после опытов в различных средах. Выполнен также фазовый анализ на железо проб различных пород. Результаты этих исследований представляют большой интерес.

В геохимической лаборатории сектора металлогении Института геохимии и физики минералов (ИГФМ) АН УССР В. Ю. Фоменко, В. Н. Кучером и С. В. Кузенко под руководством Я. Н. Белевцева выполнены экспериментальные работы, имевшие целью установить возможность мобилизации рудогенных элементов из пород при фильтрации химически активных гидротермальных растворов (Мобилизация металлов..., 1972).

Изучение мобилизации рудогенных элементов проводилось на породах дозеленосланцевой фации метаморфизма, взятых в Карпатах и Донбассе, а также на породах Украинского щита, претерпевших метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фации, взятых из Криворожского бассейна, Приазовья, Побужья и других районов. Кроме того, были использованы аналогичные образования из других регионов Советского Союза (месторождения никеля и железа Кольского полуострова, железисто-кремнистые образования месторождения Калгуты Горного Алтая и железисто-кремнистые образования докембрия (тараташский комплекс) Южного Урала, а также граниты, мигматиты и некоторые вулканогенные образования (амфиболиты и др.).

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). Выполнение экспериментальных исследований повлекло за собой определение Fe и Mn из группы сидерофильных элементов, K и Ca из группы литофильных, а также Na, Al и ряда других. Изучаемые породы подразделялись по характеру исходного материала на терригенные, хемогенные, вулканогенные и др.

Опыты проводились при температуре 300°С и давлении 300 кгс/см<sup>2</sup> в кислой, нейтральной и щелочной средах до установления равновесия между твердой и жидкой фазами. Длительность опытов — 100 ч — установлена на основании специально проведенной серии на равновесие. Соотношение твердой и жидкой фаз составляло примерно 1 : 25. Всего было выполнено 74 серии опытов с легкой и тяжелой фракциями пород.

Максимальная мобилизация (растворение) тех или иных групп металлов наступает в различное время. Наиболее быстро (за 50 ч) наступает максимум мобилизации для рудогенных элементов. Мобилизация более прочно связанных в порообразующих минералах петрогенных элементов происходит медленнее, максимум ее наблюдался лишь через 100 ч. Весьма вероятно, что за 100 ч достигается кажущееся равновесие, однако проведенное увеличение длительности опытов до 550 ч показывает, что происходит совершенно незначительное увеличение металлов в растворе (в пределах точности анализа), которое не может

оказать существенного влияния на понимание изучаемых закономерностей.

Опыты проводились с породами, разделенными на группы в зависимости от фаций метаморфизма: 1) дозеленосланцевая фация (стадия длиннопламенных и газовых углей /Д — Г/ с температурой образования 40—90°С и стадия полуантрацитов и антрацитов /ПА — А/ с температурой образования 170—240°С, соответствующая пумпеллиитовой фации метаморфизма (Левенштейн, 1969) — песчаники, алевролиты и аргиллиты Донбасса, а также менилитовые сланцы Карпат (13 проб, из которых семь по ступени метаморфизма Д — Г и шесть по ступени ПА — А); 2) зеленосланцевая фация — аркозовые песчаники нижней свиты, сланцы средней и сланцы и метапесчаники верхней свиты криворожской серии и филлиты Ждановского месторождения г. Заполярного (11 проб); 3) эпидот-амфиболитовая фация — сланцы средней свиты криворожской серии (4 пробы); 4) амфиболитовая фация — гнейсы из районов Северного Криворожья и Оленегорского железорудного месторождения (5 проб); 5) гранулитовая фация — гнейсы из района Мариупольского месторождения (1 проба); 6) ультраметаморфические породы — мигматиты из района Криворожья (3 пробы).

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

Наиболее активное влияние на изменение рН как кислой, так и щелочной сред оказывает сидерит, а в щелочной среде — переотложение натрия из раствора в твердую фазу. В холостых опытах наблюдаются следующие изменения: в кислой среде рН увеличивается в среднем на 0,5; в нейтральной уменьшается на 1,0; в щелочной практически не изменяется. Изменение рН в кислой и нейтральной средах связано, очевидно, с изменением структуры и физико-химических свойств воды в результате термообработки (Влияние температурной активизации..., 1968), что, однако, не сказывается в щелочной среде из-за большой емкости карбонатного буфера. Более детально изменения рН в процессе опытов, а также объяснения причин, приведших к этим изменениям, изложены ранее (Мобилизация металлов..., 1972).

В результате проведенных 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.

Группа рудогенных элементов в целом проявляет совершенно четкую закономерность — вынос уменьшается с увеличением степени метаморфизма пород. Эта закономерность характерна для всех трех сред как тяжелых, так и легких фракций

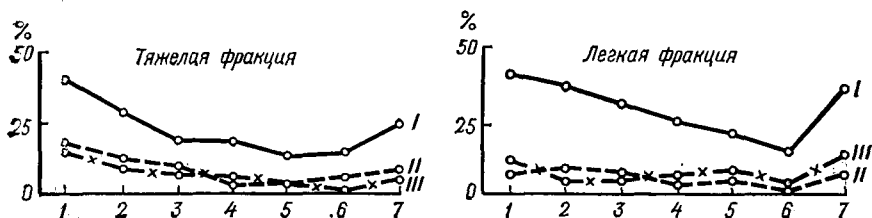


Рис. 11. Вынос суммы рудогенных элементов из пород различных фаций метаморфизма в разных средах (по экспериментальным данным).

Фации метаморфизма: 1 — дозеленосланцевая (Д—Г); 2 — то же (ПА—А); 3 — зеленосланцевая; 4 — эпидот-амфиболитовая; 5 — амфиболитовая; 6 — гранулитовая; 7 — ультраметаморфические породы. Среда: I — кислая; II — нейтральная; III — щелочная

(рис. 11). Из легких фракций вынос рудогенных элементов заметно выше, чем из тяжелых, хотя содержание их в легких фракциях в несколько раз ниже. Наиболее высокий уровень выноса наблюдается в кислых средах, в нейтральных и щелочных средах вынос резко снижается.

Приведем данные, полученные в процессе опытов для различных элементов.

Железо в отличие от остальных рудогенных элементов характеризуется более высокими содержаниями в исследуемых пробах пород и, следовательно, по нему выполнены наиболее представительные количественные определения. В проведенных опытах железо выносилось главным образом в кислой среде, причем для него, как и для большинства металлов, установлена четкая закономерность — наиболее интенсивный вынос был из легких фракций, т. е. из фракций, не содержащих, как правило, собственных минералов железа. Последнее находится здесь либо в виде легкорастворимых соединений с силикатами, либо в виде изоморфных примесей в пороодообразующих минералах. При повышенных температурах оно сравнительно легко переходит в жидкую фазу, образуя хлоридные комплексы (Хельгесон, 1967). Средний вынос железа общего в кислой среде из тяжелых фракций не превышает 20%, а из легких — не снижается ниже 29%; максимум выноса из легких фракций — 60—67,6% — относится к породам дозеленосланцевой фации (табл. 7). Даже из мономинеральных фракций сидерита вынос железа общего в кислой среде не превышает 6%, что свиде-

Таблица 7

Вынос и окисление железа (в % к исходному в пробе)

Среда	Фация метаморфизма						Мономинеральная фракция сидерита
	дозелено-сланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая	
	Д — Г	Пл — А					
<b>Вынос Fe общего</b>							
Тяжелая фракция							
Кислая	19,9	15,0	15,8	15,1	17,7	17,8	5,9
Нейтральная	4,4	2,8	1,1	0,5	1,2	0,9	1,0
Щелочная	1,5	1,4	0,7	0,0	1,2	1,1	0,8
Исходная масса, г/кг пробы	172,1	130,3	262,6	277,9	138,1	193,3	345,7
Легкая фракция							
Кислая	67,6	60,7	40,1	40,4	33,4	28,8	
Нейтральная	5,7	3,6	4,4	0,9	3,9	1,5	
Щелочная	0,8	1,3	3,1	1,2	3,3	1,6	
Исходная масса, г/кг пробы	49,0	46,5	68,4	101,1	48,8	32,2	
<b>Окисление Fe<sup>2+</sup></b>							
Тяжелая фракция							
Кислая	14,8	27,1	0,9	0,0	0,0	0,0	20,9
Нейтральная	19,8	25,3	4,7	4,8	0,0	1,4	11,9
Щелочная	30,2	35,2	11,7	0,2	0,0	0,0	24,1
Исходная масса, г/кг пробы	118,5	103,2	180,6	224,2	107,8	174,1	327,5
Легкая фракция							
Кислая	0,0	0,0	0,0	0,0	9,5	0,0	
Нейтральная	16,8	13,3	0,0	7,3	0,0	0,0	
Щелочная	38,0	38,5	3,4	3,0	0,0	0,0	
Исходная масса, г/кг пробы	38,5	40,0	55,9	80,6	35,9	24,8	
<b>Вынос Fe<sup>2+</sup></b>							
Тяжелая фракция							
Кислая	29,0	18,9	23,0	16,6	20,5	15,6	6,2
Нейтральная	6,4	3,5	1,6	0,6	0,4	1,0	1,0
Щелочная	2,1	1,7	1,0	1,1	0,0	3,2	0,8
Исходная масса, г/кг пробы	118,5	103,2	180,6	224,2	107,8	174,1	327,5
Легкая фракция							
Кислая	71,8	67,8	43,5	39,3	45,4	29,9	
Нейтральная	7,8	4,3	1,3	1,1	3,3	0,8	
Щелочная	1,1	1,5	3,8	1,5	4,2	1,6	
Исходная масса, г/кг пробы	35,8	40,0	55,9	80,6	35,9	24,8	

Среда	Фация метаморфизма							Мономинеральная фракция сидерита
	дозелено-сланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая		
	Д — Г	ПА — А						
<b>Вынос Fe<sup>3+</sup></b>								
Тяжелая фракция								
Кислая	0,0	0,0	0,0	9,1	7,9	39,6	0,0	
Нейтральная	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0	
Щелочная	0,0	0,0	0,0	0,0	10,6	3,6	0,0	
Исходная масса, г/кг пробы	53,6	27,1	82,0	53,7	30,3	19,2	18,2	
Легкая фракция								
Кислая	56,1	18,2	24,8	44,0	0,0	25,7		
Нейтральная	0,0	0,0	19,2	0,0	5,4	4,1		
Щелочная	0,0	0,0	0,0	0,0	8,5	1,4		
Исходная масса, г/кг пробы	13,2	6,6	12,5	20,5	12,9	7,4		
<b>Отношение Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup></b>								
Тяжелая фракция	1:2	1:4	1:2	1:4	1:4	1:9	1:18	
Легкая фракция	1:3	1:6	1:4	1:4	1:3	1:3		

тельствует о плохом растворении сидерита. По данным В. Ю. Фоменко, В. Н. Кучера и С. В. Кузенко (1972), в этих условиях образуются новые формы железа — магнетит и в незначительных количествах пирротин и железистый хлорит.

В кислых средах легких фракций наблюдается очень четкая зависимость величины выноса железа общего от степени метаморфизма пород (рис. 12, см. табл. 7). В кислых средах тяжелых фракций такой отчетливой закономерности не наблюдается, так как железо здесь находится преимущественно в виде собственных минералов (сидерит, магнетит, сульфиды и др.) и вынос его из них сопряжен с разрушением кристаллических решеток минералов, а по условиям опыта температура и давление оказываются недостаточными для этого. В нейтральных и щелочных средах как легких, так и тяжелых фракций вынос железа общего резко снижается, и зависимость выноса от степени метаморфизма пород прослеживается менее четко.

Для тяжелых фракций слабометаморфизованных пород (дозеленосланцевая фация) характерен высокий уровень окисления в твердой фазе Fe<sup>2+</sup> во всех трех средах, увеличивающийся, как правило, от кислых сред к щелочным (см. табл. 7). В породах зеленосланцевой фации метаморфизма уровень окисления значительно снижается, а для более высокометаморфизованных по-

род вообще не характерен. В кислых средах легких фракций окисления не происходит, а в нейтральных и щелочных наблюдается та же закономерность, что и для тяжелых фракций. Необходимо отметить, что в результате опытов, благодаря окислению и выносу  $Fe^{2+}$ , отношение  $Fe^{3+}$  к  $Fe^{2+}$  стремится приблизиться к 1:1.

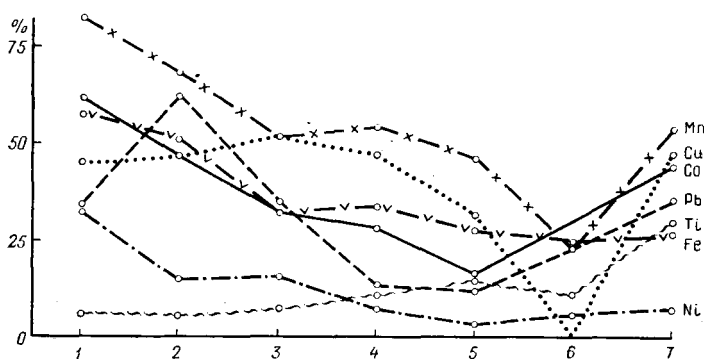


Рис. 12. Вынос рудогенных элементов в кислой среде из пород различных фаций метаморфизма.

Фации метаморфизма: 1 — дозеленосланцевая (Д—Г); 2 — то же (ПА—А); 3 — зеленосланцевая; 4 — эпидот-амфиболитовая; 5 — амфиболитовая; 6 — гранулитовая; 7 — ультраметаморфические породы

По данным опытов окисление  $Fe^{2+}$  совершенно не зависит от первоначального состояния окисленности исследуемых пород (см. отношения  $Fe^{3+}$  к  $Fe^{2+}$  в табл. 7), следовательно, наиболее легко изменение форм нахождения железа происходит не только и не столько в зависимости от среды, сколько от степени метаморфизма пород, т. е. от прочности связи его в кристаллических решетках минералов.

Результаты анализов некоторых растворов после опытов показывают, что в растворах кислой и нейтральной сред железо существует преимущественно в двухвалентной форме. Вероятно,  $Fe^{3+}$  легко гидролизует и образует малорастворимые основные соли или гидроокислы, выпадающие в осадок. Поэтому среда, обуславливающая преимущественное существование железа в двухвалентной форме (кислая или нейтральная), благоприятствует миграции железа.

Для марганца, как и для железа, характерен наиболее интенсивный вынос в кислых средах, однако в отличие от железа растворение марганца как в тяжелых, так и в легких фракциях примерно одинаковое, в количественном отношении наблюдается закономерное уменьшение выноса с увеличением степени метаморфизма пород (табл. 8). Это объясняется, по-видимому, тем, что формы нахождения марганца одинаковы и в тяжелых, и в легких фракциях. Лишь в более глубоко метаморфизованных породах вынос марганца из тяжелых фракций заметно

меньше, чем из легких. По-видимому, марганец здесь частично находится в виде собственных минералов окислов, достаточно устойчивых в условиях опытов.

Никель и кобальт также обнаруживают достаточно четко выраженную закономерность — вынос уменьшается с увеличе-

Таблица 8

Вынос марганца (в % к исходному количеству в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая
	Д — Г	ПА — А				
<b>Тяжелая фракция</b>						
Кислая	82,7	62,5	54,7	19,0	14,8	14,8
Нейтральная	10,7	8,7	7,7	2,2	0,5	0,0
Щелочная	18,7	9,8	4,8	0,4	0,8	0,0
Исходная масса, г/кг пробы	4,04	4,04	3,12	2,28	3,33	3,25
<b>Легкая фракция</b>						
Кислая	82,6	67,9	52,9	54,7	46,6	22,6
Нейтральная	9,7	5,2	8,8	6,0	9,2	1,6
Щелочная	6,7	2,9	3,8	5,5	12,2	14,5
Исходная масса, г/кг пробы	0,98	2,03	0,33	0,59	0,68	0,62

нием степени метаморфизма (табл. 9, 10). Для никеля, как и для марганца, вынос из легких и тяжелых фракций примерно одинаков (при близком исходном содержании), а для кобальта вынос из легких фракций заметно больше, что также, по-видимому, связано с формами нахождения этих элементов в породах.

Медь, свинец и цинк сохраняют тенденцию к уменьшению выноса с увеличением степени метаморфизма, хотя выражена она менее четко (табл. 11, 12, 13), вероятно, вследствие того, что содержания этих элементов очень низкие, а ошибки определения при таких содержаниях достаточно высокие.

Хром и особенно титан отличаются сравнительно низким выносом, т. е. обладают слабой миграционной способностью в условиях опытов (табл. 14, 15), причем вынос этих элементов из легких и тяжелых фракций примерно одинаков.

На рис. 12 по итоговым данным экспериментов показан вынос рудогенных элементов в кислой среде из осадочных пород, прошедших стадию эпигенеза (Д — Г), пород всех фаций мета-

Таблица 9

Вынос никеля (в % к первоначальному количеству в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая
	Д — Г	ПА — А				
<b>Тяжелая фракция</b>						
Кислая	34,9	14,0	11,7	12,9	3,5	12,67
Нейтральная	5,1	3,9	7,5	2,1	0,5	0,0
Щелочная	15,1	13,7	8,3	0,0	0,0	0,0
Исходная масса, г/кг пробы	0,203	0,280	0,124	0,055	0,250	0,300
<b>Легкая фракция</b>						
Кислая	33,0	14,5	15,9	8,1	4,5	Не опр.
Нейтральная	16,2	12,7	4,8	0,0	2,0	" "
Щелочная	28,9	2,0	4,6	2,3	5,8	" "
Исходная масса, г/кг пробы	0,190	0,085	0,081	0,029	0,102	" "

Таблица 10

Вынос кобальта (в % к первоначальному количеству его в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая
	Д — Г	ПА — А				
<b>Тяжелая фракция</b>						
Кислая	54,9	15,0	16,4	9,7	18,8	34,5
Нейтральная	20,4	8,7	8,9	0,0	0,8	1,0
Щелочная	25,0	4,0	6,8	2,7	1,6	0,0
Исходная масса, г/кг пробы	0,100	0,073	0,048	0,076	0,097	0,200
<b>Легкая фракция</b>						
Кислая	60,5	47,0	33,4	26,6	16,0	Не опр.
Нейтральная	11,6	4,8	5,1	2,5	0,8	" "
Щелочная	16,0	4,7	4,9	5,9	4,4	" "
Исходная масса, г/кг пробы	0,096	0,043	0,023	0,015	0,020	" "

Таблица 11

Вынос меди (в % к первоначальному количеству в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая
	Д — Г	ПА — А				
<b>Тяжелая фракция</b>						
Кислая	39,8	24,7	15,4	39,7	39,3	91,0
Нейтральная	17,2	5,5	12,2	5,0	12,0	71,0
Щелочная	16,1	4,1	11,9	2,4	2,6	70,0
Исходная масса, г/кг пробы	0,078	0,620	0,041	0,175	0,172	0,100
<b>Легкая фракция</b>						
Кислая	44,4	47,6	51,9	47,3	31,8	0,0
Нейтральная	17,4	17,1	23,6	6,7	3,9	0,0
Щелочная	11,4	14,0	19,9	1,0	13,1	0,0
Исходная масса, г/кг пробы	0,051	0,035	0,072	0,050	0,055	0,010

Таблица 12

Вынос свинца (в % к первоначальному количеству в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая
	Д — Г	ПА — А				
<b>Тяжелая фракция</b>						
Кислая	55,4	40,3	38,9	22,1	8,7	Не опр.
Нейтральная	22,2	29,4	9,2	1,3	1,0	" "
Щелочная	21,0	22,3	10,2	3,8	1,8	" "
Исходная масса, г/кг пробы	0,007	0,140	0,023	0,036	0,016	—
<b>Легкая фракция</b>						
Кислая	33,2	62,8	36,6	14,1	11,1	Не опр.
Нейтральная	17,0	18,3	9,6	2,9	0,7	" "
Щелочная	20,9	8,6	8,2	8,5	3,3	" "
Исходная масса, г/кг пробы	0,125	0,020	0,121	0,115	0,016	—

Таблица 13

Вынос цинка (в % к первоначальному количеству его в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая
	Д — Г	ПА — А				
<b>Тяжелая фракция</b>						
Кислая	41,0	40,1	32,8	30,7	21,9	0,0
Нейтральная	23,0	14,2	28,7	12,4	18,3	34,0
Щелочная	19,4	14,0	24,3	10,7	8,3	0,0
Исходная масса, г/кг пробы	0,267	0,370	0,460	0,101	0,250	0,30
<b>Легкая фракция</b>						
Кислая	47,9	61,2	43,4	36,7	36,4	Не опр.
Нейтральная	17,1	26,4	14,8	5,8	12,1	" "
Щелочная	23,8	5,6	14,6	14,1	19,8	" "
Исходная масса, г/кг пробы	0,147	0,14	0,10	0,21	0,16	" "

Таблица 14

Вынос хрома (в % к первоначальному количеству его в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая
	Д — Г	ПА — А				
<b>Тяжелая фракция</b>						
Кислая	24,1	22,0	13,6	26,8	4,1	12,8
Нейтральная	13,7	19,6	13,3	12,9	1,3	0,8
Щелочная	5,9	21,3	6,8	19,1	1,1	0,0
Исходная масса, г/кг пробы	0,350	0,640	0,093	0,082	0,146	0,40
<b>Легкая фракция</b>						
Кислая	26,8	15,2	25,6	16,6	28,0	13,3
Нейтральная	12,8	3,1	3,7	4,7	21,2	0,0
Щелочная	15,9	8,0	7,4	21,0	22,7	0,0
Исходная масса, г/кг пробы	0,120	0,110	0,102	0,063	0,141	0,03

морфизма — от самой низкой, вероятно пумпеллитовой (ПА — А), до гранулитовой — и ультраметаморфических пород. Установлена четкая закономерность — снижение активации (выноса) растворами никеля, меди, марганца и железа от осадочных пород до пород гранулитовой фации метаморфизма. Вынос

Таблица 15

Вынос титана (в % к первоначальному количеству его в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленосланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	Гранулитовая
	Д — Г	ПА — А				
<b>Тяжелая фракция</b>						
Кислая	16,2	20,7	5,8	10,1	4,6	14,7
Нейтральная	19,4	13,7	3,9	4,3	1,3	5,3
Щелочная	15,0	13,2	17,7	6,6	3,0	4,5
Исходная масса, г/кг пробы	8,40	13,20	3,50	0,93	8,70	29,35
<b>Легкая фракция</b>						
Кислая	5,7	5,1	8,0	9,9	14,0	10,2
Нейтральная	3,7	3,0	1,6	4,1	3,4	0,3
Щелочная	3,2	3,0	2,4	4,2	2,4	1,6
Исходная масса, г/кг пробы	5,40	5,90	3,10	1,60	3,40	3,83

кобальта закономерно уменьшается до амфиболитовой фации, а затем снова повышается в породах гранулитовой фации и ультраметаморфических. Свинец проявляет общую закономерность от пород самой низкой фации метаморфизма до пород эпидот-амфиболитовой фации. Из пород гранулитовой фации и ультраметаморфических свинец выносится все более интенсивно. Только титан не подчинен общей закономерности — его активация постепенно растет от осадочных пород до ультраметаморфических. Большинство рудогенных элементов (за исключением железа и никеля) фиксируют повышенную активацию в условиях опыта в ультраметаморфических породах.

Петрогенные элементы (табл. 16) также обнаруживают тенденцию к уменьшению величины выноса с усилением метаморфизма и подчиняются общей закономерности, установленной для рудогенных элементов. Наиболее высокий вынос наблюдается, как и для рудогенных элементов, в кислых средах. Вынос из легких и тяжелых фракций примерно одинаков.

Таблица 16

Суммарный средний вынос петрогенных элементов  
(в % к первоначальному их количеству в пробе)

Среда	Фация метаморфизма					
	дозеленсланцевая		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	гранулитовая
	Д — Г	ПА — А				
<b>Тяжелая фракция</b>						
Кислая	42,0	31,1	37,9	33,3	21,5	11,6
Нейтральная	15,0	10,1	11,1	9,3	2,5	0,1
Щелочная	11,8	8,4	6,8	7,5	3,1	1,6
Исходная масса, мг/г пробы	93,95	120,81	88,12	85,40	190,40	155,68
<b>Легкая фракция</b>						
Кислая	44,5	41,1	42,8	30,8	37,8	26,8
Нейтральная	10,4	13,6	6,1	7,7	4,6	14,0
Щелочная	5,4	6,0	5,0	4,7	4,3	5,7
Исходная масса, мг/г пробы	113,20	122,85	100,29	86,90	157,30	256,08

### ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ НИКЕЛЯ, МЕДИ, ЖЕЛЕЗА И КОБАЛЬТА В ПОРОДАХ РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Формы нахождения рудогенных элементов в породах определялись тремя способами: 1) фазовым анализом на никель и медь; 2) спектральным полуколичественным определением рудогенных элементов в пробах пород, разделенных на фракции или минералы; 3) химическим методом определения форм нахождения железа в породах.

Выделены следующие формы нахождения никеля в породах:

1) окисная форма, в которую входят: никель воднорастворимый, никель в капиллярной влаге, никель сульфатный — моренозит ( $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) и пиромелин  $[(\text{Ni}, \text{Mg})\text{O}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}]$ , никель арсенатов — 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 форма: 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  $[(\text{Ni}, \text{Fe})\text{R}_2]$ ; б) подгруппа пирротина — микровключения пентландита в пирротине или никель, изоморфно замещающий железо в пирротине, миллерит и никелин ( $\text{NiAs}$ );

3) силикатная форма, представленная собственными силикатами — ревинскимитом (коллоидная форма)  $[\text{Ni}, \text{Mg}]_3\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 \times \text{X} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , непуитом (кристаллическая форма того же состава),

гентитом  $[2(\text{Ni}, \text{Mg})\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}]$  и другими минералами, или в виде изоморфной примеси в оливине, серпентине, пироксене и др.

Окисная форма никеля проявляет достаточно четко выраженную тенденцию к увеличению содержания с усилением метаморфизма, лишь в гранулитовой фации отмечается некоторое снижение ее содержания. Такая тенденция полностью согласуется с данными по мобилизации никеля — по мере увеличения степени метаморфизма величина выноса никеля снижается, лишь несколько повышаясь в гранулитовой фации. Таким образом, чем больше в породе содержится окисных форм, тем меньше величина выноса никеля.

Подгруппа пентландита сульфидной формы никеля подчиняется таким же закономерностям, как и окисная форма; проявлены они еще более четко.

Подгруппа пирротина характеризуется повышенными содержаниями в породах дозеленосланцевой фации, постепенно снижающимися с увеличением степени метаморфизма пород и несколько повышающимися в гранулитовой фации.

Силикатная форма никеля характеризуется повышенным содержанием в породах дозеленосланцевой и зеленосланцевой фаций, снижающимся в породах элидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций и снова повышающимся в породах гранулитовой фации, что в общем согласуется с кривой выноса никеля в проведенных опытах.

Выполненные фазовые анализы распределения форм никеля в породах различных фаций метаморфизма, а также сравнение их с данными о выносе из пород никеля растворами показывают, что наиболее устойчивым при температуре  $300^\circ\text{C}$  и давлении  $300 \text{ кгс/см}^2$  является никель окисной формы и подгруппы пентландита сульфидной формы, а наиболее легко мобилизуется никель силикатной формы и подгруппы пирротина сульфидной формы.

Фазовый анализ на медь позволил выделить следующие формы нахождения меди в породах:

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

2) сульфидная форма (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 халькозинном ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ), 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  $\text{Cu}_{12}\text{X}\text{X}(\text{As, Sb})_4\text{S}_{13}$ ;

4) силикатная форма, 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 наблюдаются ковеллин (форма вторичных сульфидов), развивающийся главным образом по халькозину, реже по борниту, а также малахит, азурит и куприт (окисная форма). В неокисленных алевролитах преобладающим минералом меди является халькозин, наблюдающийся в виде конкреций, псевдоморфоз по растительным остаткам, вкрапленности 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 ассоциирующий с галенитом, развиваясь по периферии его зерен (форма первичных сульфидов).

Распределение отдельных форм меди в породах не обнаруживает в большинстве случаев столь же четких закономерностей, как это было установлено для никеля. Окисная форма имеет относительно высокое содержание в алевролитах, снижается в сланцах зеленосланцевой фации и далее с повышением степени метаморфизма пород. Форма первичных сульфидов меди занимает высокое в количественном отношении положение в породах дозеленосланцевой фации, но с повышением метаморфизма проявляет совершенно четкую закономерность снижения содержания, однако в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций оно снова повышается.

На основании малочисленных данных по формам нахождения меди в породах можно сделать вывод о значительно более сложном по сравнению с никелем поведении меди при мобилизации ее термальными растворами. Величина выноса меди зависит не только от степени метаморфизма пород или наличия той или иной формы, но и от их количественных взаимоотношений и ряда других факторов. По-видимому, в метаморфических породах эпидот-амфиболитовой фации выносилась медь окисной формы и формы первичных сульфидов, в породах амфиболитовой фации, наоборот, происходило накопление этих форм меди, в породах гранулитовой фации наблюдается накопление меди формы первичных сульфидов и в меньшей мере — вторичных сульфидов.

Медь концентрируется в основном в халькопирите (0,04—1,0%), причем наиболее высокие содержания меди, связанной

с халькопиритом, отмечается в породах дозеленосланцевой и зеленосланцевой фаций. В меньшей степени медь связана с другими сульфидами — десятые и сотые доли процента в пирротине, пирите и марказите. Еще меньше меди связано с биотитом, причем эта связь выражена не всегда отчетливо. Наиболее высокие содержания меди в этом случае отмечаются в породах амфиболитовой фации и в ультраметаморфических, содержащих существенные количества биотита. Так, например, в пробах пород амфиболитовой фации в 1 э/м фракции содержится 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 содержится соответственно 0,04 и 0,003%. Легкие фракции пород всех метаморфических фаций, а также фракции, представленные магнетитом, гранатом, амфиболами, пироксенами, содержат менее 0,01% меди.

Никель, так же 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 пирротина содержится 95—100%. Достаточно четко выражена связь никеля с биотитом. И. С. Усенко, И. Б. Щербаков и А. П. Заяц (1972) в результате детального изучения биотитов Украинского щита установили, что биотит является концентратором никеля, кобальта и хрома, причем никель в биотитах 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 четко, связь кобальта с амфиболами (до тысячных долей процента). В породах, не содержащих сульфидов и амфиболов, количество кобальта менее 0,001%.

Остальные рудогенные элементы не обнаруживают определенной связи с теми или иными минералами, за исключением единичных повышенных содержаний свинца и цинка во фракциях с сульфидами, марганца — во фракциях с гранатами и доломитом, титана — во фракциях со сфеном и некоторых других.

Таким образом, основными минералами-концентраторами меди, никеля и кобальта являются сульфиды и в меньшей степени биотит и амфиболы. В породах низких фаций метаморфизма вместе с повышенным количеством сульфидов наблюдаются и наиболее высокие концентрации рудогенных элементов. В породах, более глубоко метаморфизованных, наряду с некоторым снижением количества сульфидов снижается и общее содержание в них рудогенных элементов. Здесь проявляется силикатная

(биотит, амфиболы) форма нахождения рудогенных элементов в породах.

Выполненные экспериментальные работы дали новые материалы по качественной и некоторой количественной оценке мобилизации рудогенных элементов термальными растворами в лабораторных условиях в кислой, нейтральной и щелочной средах при температуре 300°С и давлении 300 кгс/см<sup>2</sup>, т. е. в условиях, отвечающих примерно начальным стадиям зеленосланцевой фации метаморфизма. Полученные данные основаны на изучении пород Донбасса и Украинского щита. 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 переноса и переотложения в благоприятных условиях этих металлов с образованием метаморфогенных рудных месторождений (см. рис. 12).

Из легких фракций установлен более высокий уровень выноса рудогенных элементов, чем из тяжелых, хотя в легких фракциях они находятся, как правило, не в виде собственных минералов, и содержание рудогенных элементов здесь существенно ниже. Вынос в кислой среде значительно превышает вынос в нейтральной и щелочной.

Суммарный средний вынос рудогенных элементов, равный в кислой среде 41—43%, в породах, практически не метаморфизованных (дозеленосланцевая фация), уменьшается до 13—15% в породах гранулитовой фации. Наиболее подвижными элементами являются марганец, вынос которого с повышением степени метаморфизма уменьшается от 82 до 14%, железо (вынос уменьшается от 67 до 28%), а также медь, кобальт, цинк и другие; наименее подвижны титан (вынос 16—14%) и хром (26—13%).

Изучение под микроскопом фракций пород до и после опытов показало весьма незначительные изменения минералов в процессе опытов, за исключением карбонатов наряду с ощутимым выносом 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.

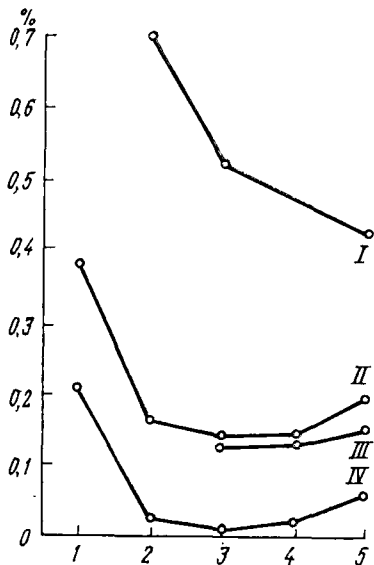
Полученные экспериментальные данные о мобилизации металлов термальными растворами из осадочных и метаморфических пород подтверждают аналитические материалы о широкой подвижности рудогенных элементов при метаморфизме и ультраметаморфизме.

Приведенные геологические и экспериментальные материалы позволяют сделать некоторые выводы о подвижности рудогенных элементов при процессах прогрессивного метаморфизма, ультраметаморфизма и диафтореза.

1. Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм вызвали грандиозное перемещение рудогенных элементов в породах.

Рис. 13. Изменение содержания суммы рудогенных элементов в породах различных фаций метаморфизма (для всех изученных типов пород).

Фации метаморфизма: 1 — дозеленосланцевая; 2 — зеленосланцевая; 3 — эпидот-амфиболитовая; 4 — амфиболитовая; 5 — гранулитовая. Типы пород: I — вулканогенные; II — терригенные; III — мигматиты по терригенным породам; IV — хемогенные



которое осуществлялось в разной степени в различных фациях прогрессивного метаморфизма, гранитизации и диафтореза. Мобилизованные металлы являются главным источником для образования многих типов рудных месторождений.

2. Проведенные 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. Содержания малых элементов резко снижаются в породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. В породах амфиболитовой фации замечается некоторое снижение их содержания в терригенных и повышение в хемогенных группах пород. Для всех групп пород характерно уменьшение выноса рудогенных элементов из пород гранулитовой фации метаморфизма (рис. 13).

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

4. 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. Вследствие этого распределение подавляющего большинства малых металлов в метаморфических породах не отвечает их первоначальному.

5. В осадочных породах рудогенные элементы находятся в основном в легкоподвижной форме — в виде аутигенных минералов или входят в состав гидроокисных гидратных минералов в сорбированном состоянии, где они обогащают внутрипоровые молекулярно-пленочные растворы, что 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 (биотит, роговые обманки, хлорит и др.), а в почти неподвижной форме — в состав аксессуарных минералов. При метаморфизме происходит перераспределение химических элементов в минералах, меняются формы их нахождения, места пространственного размещения, создающие геохимические особенности метаморфических пород.

Описанная закономерность перемещения элементов является главной причиной образования зоны, обогащенной рудогенными элементами. Последняя потенциально рудоносна и перспективна для нахождения рудных месторождений на кристаллических щитах. Эта зона располагается в верхней части земной коры среди пород низких и средних ступеней метаморфизма в зонах диафорического изменения. Для этой зоны характерны месторождения, образованные в период регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

### Глава III

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Метаморфогенное рудообразование возникает в процессе дифференциации вещества пород при метаморфизме и осуществляется вследствие растворения, перекристаллизации, выплавления и метасоматоза. На разных стадиях это происходит по-разному. Для низких ступеней метаморфизма характерна интенсивная дегидратация пород и перекристаллизация большей части аутигенных минералов, что сопровождается широкой подвижностью легкорастворимых элементов и, в частности, металлов. В средние стадии метаморфизма дифференциация вещества несколько снижается, происходит перемещение элементов внутри пластов и свит. С усилением метаморфизма минералы, составляющие породы, подвергаются дальнейшему растворению, частичному переплавлению с последующей магматической кристаллизацией, вызвавшей очень широкую дифференциацию первичного вещества породы.

Образование различных типов метаморфогенных месторождений зависит от благоприятного сочетания многих факторов:

исходного состава метаморфизируемых пород, их первичного строения, проницаемости, наличия в них металлов, форм их нахождения, а также режима температуры и давления при метаморфизме.

Для понимания геологических процессов метаморфогенного рудообразования очень важно раскрыть природу метаморфизма пород, выделить этапы его развития и понять сущность послеметаморфических процессов. В первую очередь имеется в виду прогрессивный метаморфизм, протекавший преимущественно изохимически и лишь частично аллохимически, а также ультраметаморфизм, регрессивный метаморфизм и диафторез, отличающиеся 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 различно. 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 (Фации метаморфизма, 1970). Кроме регионального метаморфизма большое значение для метаморфогенного рудообразования имеют ультраметаморфизм, диафторез и регрессивный метаморфизм.

### **ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

В пределах геосинклинальных подвижных поясов четко выделяются эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны, которые отражают пространственную и временную последовательность геологического развития того или иного участка земной коры.

Проблема связи регионального метаморфизма с геосинклинальным развитием подвижных поясов рассматривалась многими исследователями и прежде всего Н. Г. Судовиковым (1964), убедительно показавшим тесную связь метаморфических и магматических процессов, которые в свою очередь зависят от типа подвижных зон и глубины погружения осадочно-вулканогенных пород. В общих чертах развитие геосинклинали обычно разделяют на четыре цикла: доорогенный, орогенный, позднеорогенный и послеорогенный.

Многолетнее изучение Украинского щита с применением новых приемов позволило провести фациальный анализ и раскрыть историю формирования складчатых областей, развившихся из докембрийской геосинклинали. Нами выделены три

стадии геологического развития геосинклиналей на щитах (см. гл. 1).

В соответствии с приведенной выше схемой геологического развития подвижных зон в докембрии средняя стадия ознаменовалась метаморфическими и ультраметаморфическими преобразованиями пород. Термодинамические условия регионального метаморфизма в эту стадию достигали величин, достаточных для возникновения метаморфических преобразований пород из осадочных и вулканических в метаморфические низких, средних и высших стадий метаморфизма. Преобразования пород определялись также и первичным составом метаморфизируемых пород, что отразилось 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 падении давления эти минеральные парагенезисы остаются без заметного изменения, т. е. обратного явления или перехода породы в более низкую фацию метаморфизма без наложения других процессов не наблюдается.

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

В связи с этим появляются новообразования в виде замещения более высокотемпературных минералов более низкотемпературными. Например, биотит замещается флогопитом или хлоритом, по полевым шпатам развивается серицит и т. п. Процессы эти обычно носят характер метасоматических и проявляются, как правило, в ограниченных масштабах. Следовательно, регрессивный метаморфизм имеет локальное значение в породо- и рудообразовании, так как он не приводит к общей перекристаллизации пород и лишь местами вызывает перемещение значительных количеств как породообразующих, так и рудогенных компонентов.

Диафторез — процесс изменения пород, вызванный потоком гидротермальных растворов в зонах тектонического расщепления, катаклаза и милонитизации. Поэтому диафториты интенсивно проявлены по тектоническим разломам, зонам смятия и расщепления. Диафторез — это наложенный гидротер-

мально-метасоматический процесс, в результате которого ранее регионально метаморфизованные породы приобретают новые минеральные парагенетические ассоциации, не характерные для минеральных парагенезисов первичных пород.

Следовательно, регрессивный метаморфизм нельзя отождествлять с диафорезом. Диафориты рассматриваются автором как продукты действия на породы постультраметаморфических растворов. Это жильные, прожилковые, чаще метасоматические тела, с которыми связано образование многих редких, рассеянных и радиоактивных металлов.

### **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. Для него характерна изохимичность процессов, наблюдающаяся в крупных толщах, объем серий, свит и даже отдельно взятых горизонтов. Это означает, что во время метаморфизма в области его развития не привносилось сколько-нибудь значительных количеств новых компонентов. Внутри отдельных горизонтов или свит могло происходить (и порой очень активно) перемещение первоначального материала пород. Даже при низких фациях метаморфизма повсеместно наблюдается собирательная кристаллизация, приводящая к образованию относительно крупных рудных и нерудных минералов. Наблюдениями автора и многих других геологов в Кривом Роге, КМА, на Кольском полуострове и в других районах развития тонкополосчатых роговиков и джеспилитов установлены перемещения кремнезема и частично железа с образованием богатых и бедных железом участков и железных руд (Глаголев, 1957; Генезис железных руд..., 1959). При высоких фациях метаморфизма вполне подвижны не только кремнезем, но и железо, и это приводит к образованию пироксен-кварцевых пород, теряющих первичную полосчатость и становящихся мало похожими на свои первичные эквиваленты, которыми были четко полосчатые железисто-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 другой пласт, из одной структуры в другую — более проницаемую. С растворами перемещались и растворимые в этих условиях рудообразующие компоненты.

Таким образом, в частном случае 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, подвергшуюся метаморфизму, извне не привносилось новое вещество, а перемещались некоторые элементы в отдельных местах внутри толщи. Это подтверждено геологическими наблюдениями, подсчетом баланса

Таблица 17

Минеральный парагенезис железисто-кремнистых пород

Группы пород, выделенные по химическому составу, и коэффициенты по Н. П. Семенову	Фация	
	Зеленосланцевая	
Алюмосиликатная группа (сланцы) A = 38—70; M = 0—33; F = 0—42; O < 0,2	Сер + Би <sub>85</sub> + Хл + Кв + Пи + Гф <sub>1</sub> Сер + Хл + Кв + Пи + Гф <sub>1</sub>	
Глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистая группа (сланцы) A = 15—40; M = 9—43; F = 27—65; O < 0,5	Би + Хл + Кв Хл <sub>78</sub> + Ка <sub>70-95</sub> + Кв	
Железисто-кремнистая группа (силикатные железистые роговики или кварциты) A = 0—14; M = 0—15; F = 61—99		
а) кварцито-сланцы A = 0—14; O < 0,5	Хл + Ка <sub>70-85</sub> + Кв + Ма Би + Ка <sub>70-85</sub> + Кв	
б) кварциты силикатно-карбонатно-магнетитовые A = 1—5; O = 0,2—1	Хл + Ка <sub>70-80</sub> + Ма + Кв	
в) кварциты гематит-магнетитовые и бессиликатные магнетитовые A < 1; O ≥ 1	Гем + Ма + Кв	

Примечание. Ам — амфибол; Анд — андалузит; Би — биотит; Гем — гематит; Гф<sub>2</sub> — упорядоченный; Ка — карбонат; Кв — кварц; Ма — магнетит; Му — мусковит; Му роксен; Сер — серицит; Сил — силлиманит; Ст — ставролит; Хл — хлорит, Хлд — хлоридов, основность плагиоклаза в процентах анортитовой (или майонитовой) составляющей рала (например, Ка<sub>30-60</sub>).

вещества, возникающими парагенезисами и экспериментальным моделированием (Мобилизация металлов..., 1972).

В качестве фактического примера приведем изменение химического состава отдельных групп пород при их метаморфизме (Геохимические особенности..., 1975). Минеральный состав железисто-кремнистых пород (алюмосиликатной, глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистой и железисто-кремнистой групп) в условиях различных фаций метаморфизма неодинаков (табл. 17). В табл. 18 показаны основные физико-химические параметры преобразования железисто-кремнистых пород в про-

цессе прогрессивного метаморфизма. Изменение химического состава железисто-кремнистых пород в зависимости от положения их в седиментогенном ряду, а также в результате роста *PT*-условий показано на диаграммах по данным более 430 полных химических анализов пород, обработанных по программам авто-

*в условиях разных фаций прогрессивного метаморфизма*

метаморфизма

Эпидот-амфиболитовая	Амфиболитовая	Гранулитовая
<p>Му+Би+Кв+Пир+Гф<sub>2</sub> Хлд+Му+Би+Кв Гр<sub>85</sub>+Би+Кв+Пир+Гф<sub>2</sub></p> <p>Ка<sub>30-60</sub>+Гр<sub>62-95</sub>+ +Ам<sub>65-75</sub>+Кв Би+Гр<sub>85-87</sub>+Ам+Кв</p> <p>Ам+Би+Ма Гр+Ам<sub>75</sub>+Кв Гр+Би+Ам+Кв Ка<sub>30-60</sub>+Ам<sub>70</sub>+Ма+Кв</p> <p>Гем+Ма+Кв</p>	<p>Гр+Би+Кв+Гф<sub>2</sub>+Пир Му+Би+Кв+Гф<sub>2</sub> Анд+Му+Би+Кв Сил+Му+Би+Кв</p> <p>Ст+Му+Би+Кв Гр+Би+Кв Гр+Ам+Кв</p> <p>Ам+Би+Ма Гр+Ам+Кв Гр+Би+Ам+Кв Ам+Ма+Кв</p> <p>Гем+Ма+Кв</p>	<p>Би+Пл+Кв+Гф<sub>3</sub>+Пир Гр<sub>75</sub>+Би+Пл+Кв Сил+Би+Пл+Кв</p> <p>Прк+Гр<sub>80</sub>+Би+Кв Прк+Гр+Кв</p> <p>Прк<sub>70</sub>+Гр<sub>80-75</sub>+Кв+Ма Прк<sub>80-70</sub>+Ол<sub>95</sub>+Кв+Ма</p> <p>Прк<sub>75</sub>+Ма+Кв</p> <p>Ма+Кв</p>

Гр — гранат; Гф — графит (Гф<sub>1</sub> — неупорядоченный, Гф<sub>2</sub> — частично упорядоченный, — мусковит; Ол — оливин; Пи — пирит; Пир — пирротин; Пл — плагиоклаз; Прк — пиротид. Цифры внизу символов минералов обозначают железистость фемических минералов (например, Би<sub>65</sub>) и пределы изменения характеристики (железистости и т. д.) мине-

матизированной системы геохимической информации (рис. 14, 15).

Полученные минералого-петрографические и петрохимические данные показали, что процесс прогрессивного метаморфизма осуществлялся изохимически в отношении главных породообразующих компонентов пород. Ход процессов минералообразования, а также идентичный характер кривых распределения элементов по группам пород в условиях разных фаций метаморфизма показывают, что в диапазоне низких и средних температур наиболее инертны глинозем и железо. Некоторую подвиж-

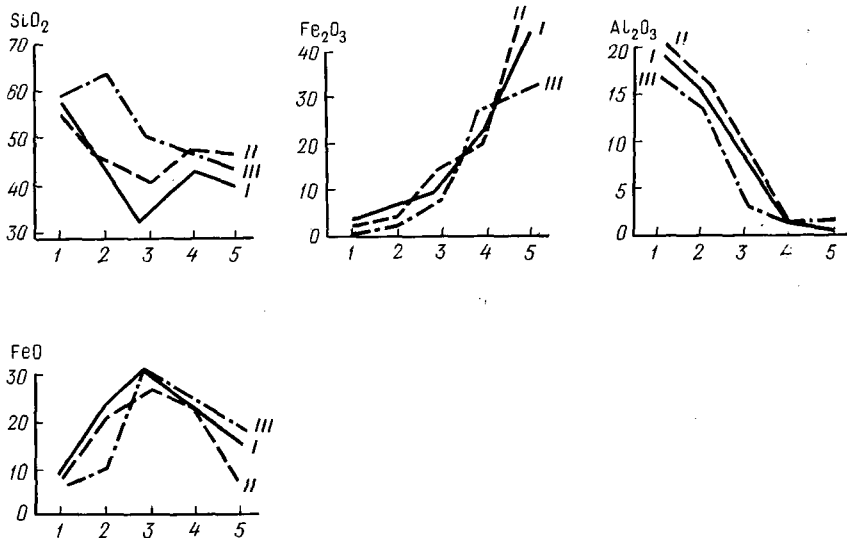


Рис. 14. Подвижность окислов SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в вес. %) в железистых породах при метаморфизме различных фаций. По М. А. Ярошук и др. (Геохимические особенности . . ., 1975).

Фации метаморфизма: I — зеленосланцевая; II — эпидот-амфиболитовая; III — гранулитовая. Породы: I — алюмосиликатного ряда; 2 — глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистого ряда; 3 — железисто-силикатного ряда; 4 — железисто-силикатно-карбонатного ряда; 5 — железисто-кварцевого ряда

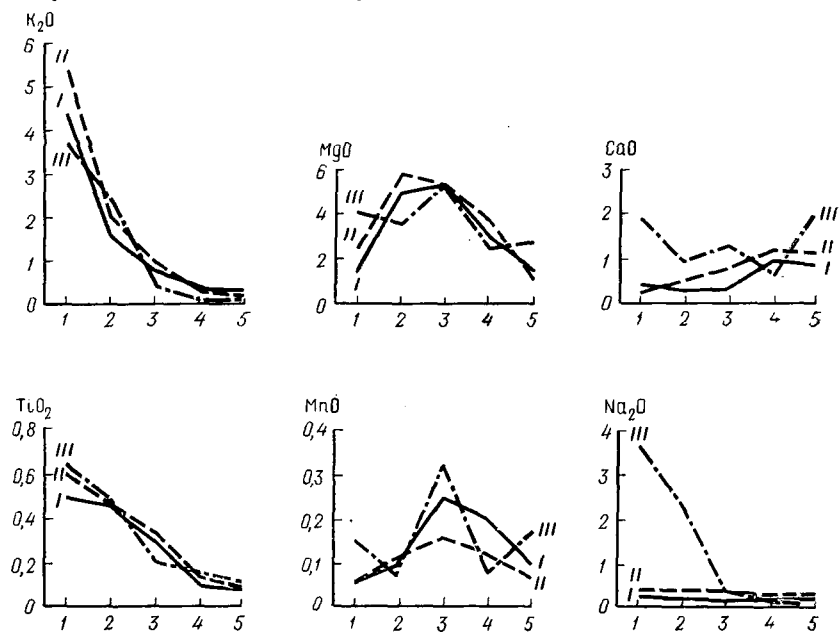


Рис. 15. Подвижность окислов K<sub>2</sub>O, MgO, CaO, TiO<sub>2</sub>, MnO, Na<sub>2</sub>O (в вес. %) в железистых породах при метаморфизме различных фаций. По М. А. Ярошук и др. (Геохимические особенности . . ., 1975).

Условные обозначения см. на рис. 14

ность проявляют щелочноземельные и щелочные элементы, а также кремнезем и летучие  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . В условиях амфиболитовой и особенно гранулитовой фаций подвижность компонентов несколько возрастает, хотя ряд подвижности остается тем же. Особо нужно отметить возросшую подвижность  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,

Таблица 18

Физико-химические параметры прогрессивного метаморфизма железисто-кремнистых пород

Фация метаморфизма	Т, °С. (верхний предел)	Р, кбар	$P_{\text{O}_2}$ , кгс/см <sup>2</sup> (в железистых кварцитах)	Кислородная емкость, % (в железистых кварцитах)	Состав метаморфогенного флюида (молярная доля), %		
					$\text{H}_2\text{O}$	$\text{CO}_2$	Прочие ( $\text{H}_2$ , $\text{CO}$ , $\text{S}_2$ , $\text{CH}_4$ , $\text{C}_2\text{H}_6$ )
Зеленосланцевая	450—500	3—5	$10^{-15}$ — $10^{-16}$	27	74—96	4—26	$10^{-3}$
Эпидот-амфиболитовая	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	$10^{-22}$ — $10^{-21}$	10	10	88—89	1—2,0

$\text{MnO}$ , глинозема и железа в условиях амфиболитовой фации, а также рост подвижности глинозема, железа,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  в условиях гранулитовой фации.

Анализируя характер изменения минерального и химического состава железисто-кремнистых пород в процессе прогрессивного метаморфизма видно, что на фоне в общем изохимического метаморфизма главнейшими процессами преобразования являются дегидратация, декарбонатизация и изменение окислительной емкости железисто-кремнистых пород. Процессы дегидратации — декарбонатизации основное значение приобретают на границе условий фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации, где они фиксируются реакциями разложения хлорита, слюд,  $\text{Mg}$  —  $\text{Fe}$ -карбонатов с вытеснением их гранатом и амфиболом.

На границе перехода пород эпидот-амфиболитовой фации в породы гранулитовой фации эффект декарбонатизации уже почти не проявлен; наблюдаются лишь процессы дегидратации в породах глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистого состава, а в породах алюмосиликатного состава в условиях гранулитовой фации процессы дегидратации уже не происходят.

Количественная сторона процессов дегидратации — декарбонатизации представлена на диаграммах (см. рис. 6). Кроме

того, она может быть иллюстрирована расчетом количества метаморфогенных флюидов, образовавшихся в конкретном регионе в результате отделения летучих компонентов при метаморфизме.

Был проведен приближенный расчет общего количества  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , которые могли выделиться в результате процессов дегидратации — декарбонатизации при образовании пород эпидот-амфиболитовой фации, слагающих синклинали-антиклинальную структуру Саксаганского района Кривбасса на глубинах более 2 км. При этом расчете сделан ряд допущений, касающихся определения массы пород эпидот-амфиболитовой фации и количества карбонатсодержащих пород в разрезе, однако такие допущения все-таки позволяют хотя бы ориентировочно оценить масштабы описываемых явлений.

Общая масса пород, испытавших процессы декарбонатизации, рассчитана из имеющихся представлений о том, что предполагаемая глубина Саксаганской синклинали составляет от 2 км на юге до 6 км на севере, ширина ее на глубине равна 2 км при протяженности 20 км. При таком расчете общая масса пород глубинной зоны 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 соответственно 10,59 и 10,22%  $\text{CO}_2$ . В глубинной зоне эти породы превращены в куммингтонит-магнетитовые кварциты и гранат-амфибол-биотитовые сланцы, содержание  $\text{CO}_2$  в которых уменьшилось в среднем до 1,84 и 1,00%. Тогда количество  $\text{CO}_2$ , удаленного при метаморфизме из кварцитов, составит 8,75%, а из сланцев 9,22% (в среднем 8,99%). При таком расчете общая масса  $\text{CO}_2$ , 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-сланцевых и карбонатно-хлоритовых сланцев, показал, что масса  $\text{H}_2\text{O}$  могла достигать  $3,42 \cdot 10^{10}$  т ( $2,4 \cdot 10^{11} \times 0,5 \times 285$ )<sup>1</sup>.

На границе перехода пород из условий эпидот-амфиболитовой в условия гранулитовой фации наблюдается интересное явление, принципиально важное для решения вопросов рудообразования: в породах гранулитовой фации полностью исчезают диагенетический и метаморфогенный гематит, пирит замещается пирротином и происходит значительное изменение кислородной емкости пород, т. е. они восстанавливаются (см. табл. 18). Установлено, что в железистых кварцитах единственным реальным восстановителем, накопившимся в них при седиментации, является свободный углерод, количество которого не превышает 0,02%. Поскольку этих количеств явно недостаточно для восста-

<sup>1</sup> Расчеты выполнены М. А. Ярошук.

новления всего гематита железистых кварцитов, процесс этот, вероятно, мог осуществляться за счет притока глубинных восстановленных газов —  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{S}_2$  и др.

Установленные факты большей восстановленности пород амфиболитовой и гранулитовой фаций по отношению к своим менее метаморфизованным аналогам показывают, что в областях развития этих пород их 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 расчет показывает, что при переходе  $100 \text{ см}^3$  гематит-магнетитового кварцита эпидот-амфиболитовой фации в магнетитовый кварцит гранулитовой фации может генерироваться  $1,31 \text{ г}$  воды. Вероятно, именно эта вода играет особую роль в геологических процессах и реализуется на протяжении процессов гранитизации в условиях амфиболитовой фации и диафто-реза в условиях гранулитовой фации (Перчук, 1967).

В процессе прогрессивного метаморфизма железисто-кремнистых пород установлено не только изменение количества метаморфогенных флюидов, но также изменение их состава, что определяет разную роль этих флюидов в процессах рудообразования.

Согласно расчетам и наблюдавшемуся ходу метаморфогенных реакций установлено, что в фации зеленых сланцев состав метаморфогенных флюидов был существенно водным; содержание в нем  $\text{CO}_2$ , вероятно, не превышало  $5\text{--}25\%$ , а давление  $p_{\text{O}_2}$  в пластах железистых кварцитов было равно  $10\text{--}15 \text{ кгс/см}^2$  (см. табл. 18). В условиях эпидот-амфиболитовой фации доля  $\text{CO}_2$  была более значительной и составляла, в зависимости от состава пород,  $25\text{--}60\%$ ; давление  $p_{\text{O}_2}$  в нем несколько понижалось и составляло в пластах железистых кварцитов около  $10\text{--}16 \text{ кгс/см}^2$ .

В породах гранулитовой фации равновесный метаморфогенный флюид был не только существенно углекислым, но и наиболее восстановленным, в связи с увеличением во флюиде доли  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{S}_2$  и прочих восстановленных газов (см. табл. 18). Возрастание восстановленности флюидов в условиях гранулитовой фации создало условия образования комплексных соединений двухвалентного железа, что способствовало росту его подвижности и создавало условия, благоприятные для переноса железа этими флюидами из пород гранулитовой фации в область более низкотемпературных пород.

Таким образом, в результате прогрессивного метаморфизма формируется огромное количество метаморфогенных флюидов, равновесных с составом вмещающих их пород. Состав этих флюидов, парциальные доли в них  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и восстановленных

газов (т. е.  $p_{O_2}$ ) строго зависят от  $PT$ -условий и меняются с их изменением.

Изохимичность метаморфизма относится к очень большим пространствам и толщам пород, подвергшимся метаморфизму (сериям и системам), внутри которых могли происходить перемещения рудообразующих веществ на значительные расстояния.

Метаморфизованные месторождения создавались в условиях изохимического метаморфизма, при котором господствовала перекристаллизация пород, а перемещение вещества происходило на незначительные расстояния. Метаморфические месторождения образовывались при значительном внутрипластовом 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 месторождения возникали только в локальных благоприятных участках значительного перемещения и концентрации рудного вещества.

Ультраметаморфические и послееультраметаморфические месторождения образовывались в результате привноса растворами породо- и рудообразующих компонентов, иногда совершенно чуждых вмещающим породам, в которых они минерализуются в виде рудопроявлений и месторождений. Процесс носит четкий аллохимический характер. Примерами могут служить редкометальные пегматиты среди гнейсово-мигматитовой толщи, скопления минералов урана в трещинных зонах среди гранитов и гнейсов и многие другие типы месторождений.

На примере Украинского и многих других щитов мира видно, что материковая кора Земли сложена метаморфическими и ультраметаморфическими породами, которые являются переработанными осадочными и вулканогенными породами. В процессе динамотермального метаморфизма возникли зоны, сложенные породами различных фаций метаморфизма, которые составили тектоно-метаморфическую расслоенность земной коры. Ультраметаморфизм привел к образованию зоны гранитоидов, занимающей место среди амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Такие грандиозные изменения первичных осадков, вулканитов и исходного материала Земли привели, естественно, 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 невозможно. Вероятно, в процессе образования месторождений перемещались многие миллиарды тонн рудного и нерудного вещества. Объяснить такое рудообразование локальными

проявлениями интрузий, к которым и не тяготеет абсолютное большинство месторождений, нельзя.

Самыми грандиозными процессами на щитах были в первые периоды развития подвижных зон осадочные и вулканические, а в средние — метаморфические. В последнем случае они тесно связаны с динамотермальным (региональным) метаморфизмом и ультраметаморфизмом, при которых выделялись огромные количества водных растворов. В одной только Криворожско-Кременчугской полосе пород нижнего протерозоя, имеющей длину около 300 км, ширину 10 км и глубину, определенную по геофизическим данным, около 8—10 км, при метаморфизме пород должно было выделиться около 3000 млрд. т воды. Такое количество воды может перенести очень много рудного материала. К тому же по данным абсолютного возраста метаморфизм осадков нижнего протерозоя длился 400—500 млн. лет (от 2200 до 1700 млн. лет). Процесс метаморфизма охватил все породы, хотя и с различной степенью интенсивности; при этом были использованы не только мощные водные ресурсы, но и металлические накопления, находившиеся в исходных осадках и многочисленных вулканитах.

Таким образом, метаморфизм и вызванное им движение растворов рудного вещества и преобразование всех пород подвижной зоны так велики по масштабам и времени действия, что они не могут быть сравнимы с интрузивной деятельностью и, в частности, с контактовым метаморфизмом. Метаморфогенное перемещение металлов и образование месторождений имеют планетарный размах и должны относиться к общим геологическим закономерностям развития Земли.

### **ЗНАЧЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ И КИСЛОРОДА ДЛЯ ПОНИМАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ДОКЕМБРИЯ**

Еще в 1939 или 1940 г. (год точно не установлен) В. И. Вернадский в письме к акад. Д. С. Рождественскому писал о фракционировании изотопов кислорода и накоплении  $O^{18}$  в метаморфических породах. «Мы действительно получили для хлоритов и других (минералов) самую тяжелую воду, какая до сих пор найдена в земной природе. Но неожиданно для нас оказалось, что причиной этого явился не дейтерий, а кислород. Концентрируется в метаморфическом процессе  $O^{18}$  по сравнению с  $O^{16}$ » (журнал «Природа», 1976, № 5, с. 99).

Для понимания различных сторон метаморфогенного образования железных руд джеспилитовой формации докембрия автором совместно с Ю. П. Мельником, Ю. М. Коптюхом и И. П. Луговой (Белевцев, Луговая, Мельник, 1969; Белевцев, Коптюх, 1974) проведено изучение изотопов кислорода магнетита и гематита и изотопов серы сульфидов из пород и руд Кри-

ворожского бассейна и Курской магнитной аномалии (КМА). Используются данные Г. Л. Джемса и Р. Г. Клейтона (James, Clauton, 1962), А. И. Тугаринова и В. А. Гриненко (1965), Т. Шарма и др. (Sharma, Mueller, Clauton, 1965), Э. Т. Дегенс (1967), Ф. В. Чухрова, Л. П. Ермиловой и В. И. Виноградова

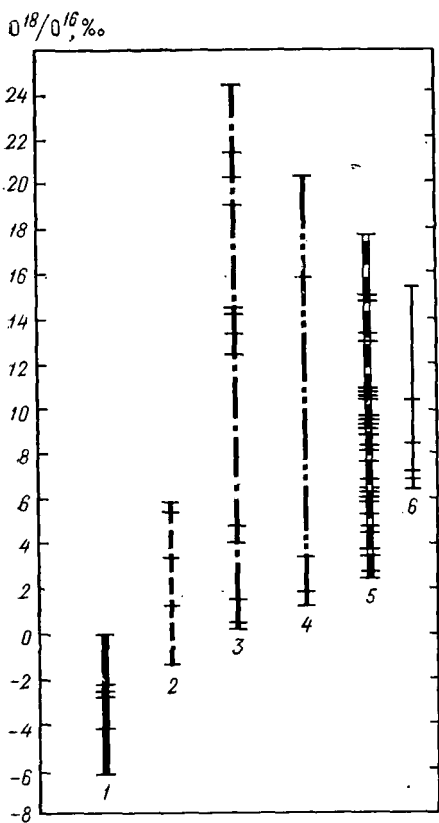


Рис. 16. Изотопные отношения кислорода в железистых роговиках и железных рудах Криворожского бассейна (по данным лаборатории И. П. Луговой).

1 — мартитовые руды; 2 — окисленные роговики (порода); 3 — магнетитовые руды; 4 — метасоматически измененные магнетитовые роговики; 5 — магнетитовые роговики и джеспилиты; 6 — хлориты сланцевых горизонтов железорудной свиты. Горизонтальные линейчки — места взятия проб

(1968, 1969), Ю. К. Перри, Ф. К. Тан (1972), полученные по докембрийским формациям Украинского щита и других щитов мира.

Исследованиями установлены значительные вариации изотопного состава кислорода рудных минералов (магнетита, гематита), железистых сланцев, железных руд и метасоматических зон (рис. 16). Вариации  $\delta O^{18}$  магнетита и гематита вызваны первичным составом осадка, степенью метаморфизма и наложенными процессами в виде метасоматоза и окисления.

Изотопы кислорода в железистых породах зависят от минеральных парагенезисов. Более или менее отчетливо выделяются три поля магнетитов и гематитов железистых пород в зависимости от содержания  $\delta O^{18}$ . Самые низкие значения  $\delta O^{18}$  встречаются в магнетите гематитовых и гематит-магнетитовых роговиков (1,3—4,0‰; среднее 2,6‰). Наиболее легкий изотоп кислорода (1,3—3,0‰) в этой группе имеют гематиты из пород, не содержащих силикаты и бедных карбонатами. Эти данные близки к изотопному составу кислорода окислов железа (2—3‰), образовавшегося в изотопном равновесии со средней океанической водой при температуре 20—30°С (Дегенс, 1967). Вероятно,

гематит и магнетит в гематитовых и гематит-магнетитовых роговиках имеет гидроокисную диагенетическую природу первичного вещества.

Самые высокие значения  $\delta O^{18}$  (7,0—15,3‰) установлены в магнетите из магнетит-сидеритовых роговиков и сланцев с примесью послонных сингенетических сульфидов железа. Изотопы кислорода этого магнетита сравнимы с изотопами кислорода, ассоциирующегося с ним сидерита ( $\delta O^{18}=12-13\%$ ). Петрографическими наблюдениями установлены в ряде мест структуры замещения сидерита магнетитом. По экспериментальным данным магнетит, образованный в реакциях с карбонатами или  $CO_2$ , содержит кислород, обогащенный  $O^{18}$ . Все это дает основание считать магнетиты с высокими значениями  $\delta O^{18}$  метаморфическими, образовавшимися путем термической диссоциации карбонатов железа.

Среднее положение занимают магнетиты с  $\delta O^{18}=5-6,5\%$ , широко развитые среди магнетит-силикатных пород, обычно содержащих небольшое количество карбонатов. Эта группа пород образовалась в процессе сложных реакций, возникших при метаморфизме, с участием диагенетических карбонатов, окислов и силикатов. Вероятно, это был сопряженный процесс окисления и восстановления карбонат-окисных илисто-глинистых осадочных толщ в условиях фации зеленых сланцев.

Таким образом, концентрация изотопов  $O^{18}$  в рудных минералах железисто-кремнистых формаций увеличивается в такой последовательности: гематит-магнетитовые, гематит-магнетит-сидеритовые и магнетитовые, сидерит-магнетитовые и магнетит-сидеритовые роговики и джеспилиты (рис. 17).

Установлено увеличение содержания  $O^{18}$  в магнетите с усилением метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой и гранулитовой фаций. Так, магнетиты слабо метаморфизованных магнетитовых и гематит-магнетитовых джеспилитов из различных месторождений мира имеют средние значения  $\delta O^{18}$  около 2,5‰. С усилением метаморфизма этих пород валовой изотопный состав их изменялся; особенно заметно это в гранулитовой фации, что, очевидно, вызвано наиболее полной термодинамической диссоциацией карбонатов железа в процессе перекристаллизации железисто-карбонатных пород.

Изотопы кислорода в железных рудах также зависят от условий образования последних. Магнетитовые, магнетит-силикатные (остаточно-метаморфические) руды, образованные в прогрессивную стадию зеленосланцевой фации метаморфизма вследствие растворения кварца, выноса кремнезема и уплотнения породы, характеризуются близкими значениями  $\delta O^{18}$  магнетита руды и вмещающих железистых пород. Магнетит этих руд несколько обогащен тяжелым изотопом кислорода, что может быть объяснено изотопно-кислородным обменом с рудообразую-

щими растворами, приобретшими тяжелый кислород в сланцевых горизонтах железорудной формации.

Для магнетитовых и силикатно-амфиболовых руд, образовавшихся при магнезиально-железном метасоматозе в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, не наблюдается прямой

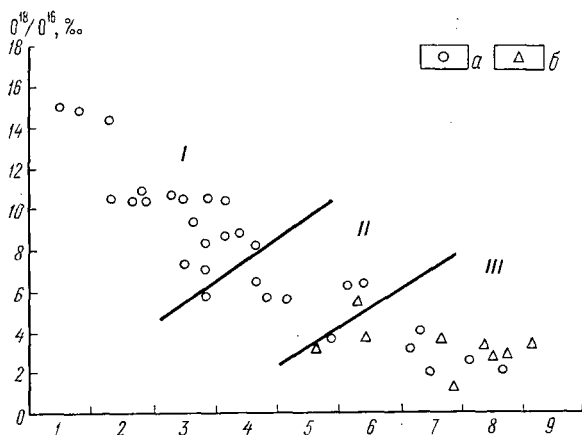


Рис. 17. Распределение изотопов кислорода в железистых породах Криворожского бассейна и КМА.

*a* — магнетит; *b* — гематит.

*I* — область метаморфического магнетита; *II* — область метаморфического и диагенетического магнетита; *III* — область диагенетического магнетита и гематита.

Состав пород: *1* — магнетит, карбонаты, сульфиды, кварц; *2* — магнетит, карбонаты, кварц; *3* — магнетит, карбонаты, силикаты, кварц; *4* — магнетит, силикаты, кварц; *5* — магнетит, гематит, карбонаты, силикаты, кварц; *6* — магнетит, гематит, карбонаты, кварц; *7* — магнетит, гематит, силикаты, кварц; *8* — магнетит, гематит, кварц; *9* — гематит, кварц

зависимости изотопного состава кислорода окислов железа от минерального состава и характерно различие значений  $\delta O^{18}$  магнетита руд и вмещающих пород. Это различие в составе  $\delta O^{18}$  в магнетите руд и пород вызвано, очевидно, различием изотопного состава кислорода рудообразующих растворов. Метасоматические руды в отличие от остаточных метаморфических формировались при участии остаточных водных флюидов, обогащенных изотопом  $O^{18}$ , благодаря возникновению их при дегидратации осадочно-метаморфических карбонатсодержащих пород (рис. 18).

Наиболее высокие значения  $\delta O^{18}$  (до 19—22‰) получены в магнетите метасоматических магнетитовых руд; вода гидроксильная из хлоритов метаморфических сланцев показала значения  $\delta O^{18}$  от 6 до 16‰ (отдельные определения 22—27‰); магнетит неокисленных железистых пород — от 2 до 18‰. Окисленные породы и руды характеризуются очень низкими значениями отношений изотопов кислорода.

Высокие значения отношений изотопов кислорода в магнетитовых рудах могли возникнуть благодаря участию в процессе оруденения гидроксильной воды сланцев, что указывает на метаморфогенный процесс рудообразования, в котором источником воды для рудообразующих растворов были метаморфизице-

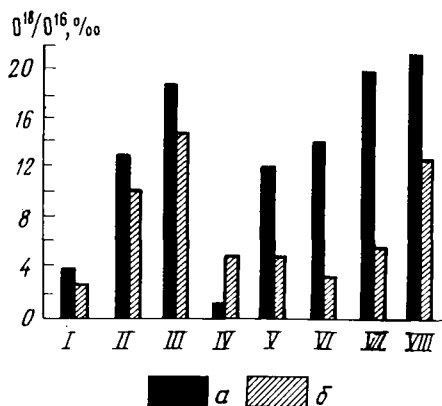


Рис. 18. Сопоставление  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  для магнетитовой руды (а) и вмещающих пород (б).

*I* — Кривой Рог, рудник Ингулец, руда и роговики магнетитового состава; *II* — Кривой Рог, рудник им. Кирова, руда магнетитовая, роговики сидерито-магнетитовые; *III* — там же, руда карбонатно-магнетитовая, роговики сидерито-магнетитовые с включением послойных пропластков сульфидов; *IV* — Кривой Рог, руда магнетитовая карбонатизированная, роговики магнетитового состава; *V* — там же, руда и роговики магнетитового состава; *VI* — Кривой Рог, рудник Ингулец, руда и роговики магнетитового состава; *VII* — Володарское железорудное месторождение, руда и роговики пироксен-магнетитового состава; *VIII* — Мариупольское месторождение, руда и роговики пироксен-магнетитового состава.

*I—III* — остаточно-метаморфические породы и руды зеленосланцевой фации метаморфизма; *IV—VIII* — метасоматические руды в породах амфиболитовой фации метаморфизма

мые породы. Гидротермальная вода магматического происхождения имеет обычно  $\delta\text{O}^{18}$  около 5—7‰; естественно, если бы она была источником рудообразующих растворов, то не могла бы влиять на повышение значения отношений изотопов кислорода в магнетитовых рудах при их образовании из железистых пород.

Метасоматиты содержат магнетит, который несколько отличается отношениями изотопов кислорода от магнетита неизменных вмещающих пород (см. рис. 16) и характеризуется значениями  $\delta\text{O}^{18}$  от 1 до 21‰. Магнетит, образовавшийся при углекисло-кальциевом метасоматозе, отличается очень низкими значениями  $\delta\text{O}^{18}$  (1—4‰). Образование этого магнетита происходило, по-видимому, в растворе, обедненном тяжелым изотопом кислорода в процессе карбонатизации. Как показали Ю. А. Борщевский и др. (Изотопные особенности..., 1976), источником углерода при метасоматозе были осадочные морские карбонаты и  $\text{CO}_2$ , возникавшие при окислении рассеянного органического вещества осадочно-метаморфических пород. При щелочном ме-

гасоматозе образуется магнетит с высокими значениями  $\delta O^{18}$  (5—21‰), близкими к таковым вмещающих осадочно-метаморфических пород. Значительные вариации изотопов кислорода различных щелочных метасоматитов зависят, вероятно, от вмещающих пород.

Таблица 19

*Изотопный состав кислорода ультраметаморфических и метаморфических пород и их альбитизированных аналогов. По Ю. А. Борщевскому и др. (Изотопные особенности... , 1976)*

Породы	$\delta O^{18}$ , ‰ (SMOW)			
	Неизмененные		Альбитизированные	
	среднее	от — до	среднее	от — до
<b>Гранито-гнейсовый комплекс</b>				
Гнейсы	11,5	10,1—13,6	12,0	10,7—12,7
Мигматиты	11,2	10,0—12,7	11,5	10,5—12,6
Граниты	10,1	9,0—11,5	10,4	9,0—11,5
<b>Метаморфический комплекс</b>				
Кристаллические сланцы	15,2	12,0—16,6	10,8	9,0—13,6

Изотопные составы кислорода ультраметаморфических пород и альбититов очень близки (табл. 19), в то время как кристаллические сланцы при альбитизации заметно изменяют изотопные отношения кислорода. По другим данным (Белевцев, Коптюх, 1974), изотопные отношения кислорода кристаллических сланцев зависят от степени метаморфизма.

Следовательно, щелочной метасоматоз происходил в условиях, близких к гранитизации и ультраметаморфизму.

Таким образом, можно считать установленным следующее: 1) магнетиты руд джеспилитовой формации докембрия обогащены тяжелым изотопом кислорода. Метаморфизованные руды и вмещающие их породы имеют близкие соотношения изотопов кислорода и магнетитов. Метасоматические руды отличаются от минералов вмещающих роговиков и сланцев более высоким содержанием изотопа  $O^{18}$ ; 2) магнетиты, образовавшиеся в зонах щелочного метасоматоза, характеризуются повышенными значениями  $\delta O^{18}$ , а магнетиты зон углисто-кальциевого метасоматоза имеют, по сравнению с кислородом магнетита вмещающих пород, относительно низкие значения  $\delta O^{18}$ .

Сульфиды (пирит и пирротин) в породах железорудной формации докембрия Кривого Рога и КМА встречены в виде прослоев, согласных со слоистостью пород, вкрапленников в секущих кварцевых жилах и в метасоматически измененных поро-

дах. Изотопный состав серы этих сульфидов изменялся в широких пределах (рис. 19). Согласно прослои сульфидов из пород михайловской и обоянской серий КМА, представленных вулканогенно-осадочным типом железорудных формаций верхнего архея (формация Алгома), содержат серу с изотопным со-

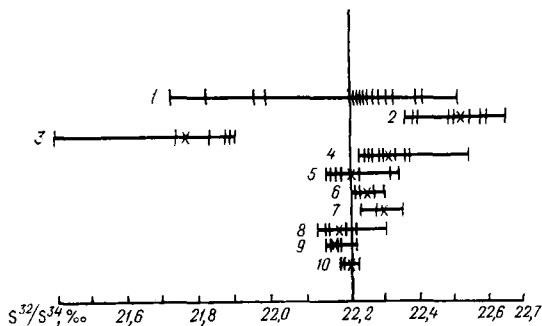


Рис. 19. Соотношение изотопов серы в сульфидах из пород железисто-кремнистых формаций Криворожской серии и КМА. По А. И. Тугаринову и В. А. Гриненко (1965), Ф. В. Чухрову, В. И. Виноградову и Л. П. Ермиловой (1968), Я. Н. Белевцеву и Ю. М. Коптюху (1974) с учетом определений, выполненных в 1975—1976 гг. в лаборатории сектора металлогении ИГФМ АН УССР

Криворожский бассейн: 1 — сульфиды жильных тел и в зонах дробления в породах криворожской серии; 2 — сульфиды щелочных метасоматитов; 3—5 — вкрапленность и прослойные прожилки сульфидов в породах Криворожской серии; 3 — верхняя свита, 4 — средняя свита, 5 — нижняя свита. Курская магнитная аномалия: 6 — сульфиды жильных тел и в зонах дробления в породах курской серии; 7—10 — вкрапленность и прослойные прожилки сульфидов: 7 — верхняя свита, 8 — средняя свита, 9 — нижняя свита, 10 — михайловская и обоянская серии. Вертикальные линейчки — места взятия проб, крестики — средние значения. Вертикальная линия, проведенная по 22,20, означает соотношение изотопов серы 34 и 32 в метеоритном стандарте

ставом, близким к изотопному составу серы метеоритного стандарта ( $S^{32}/S^{34}=22,20-22,24$ ). Изотопный состав серы сульфидов из согласных прослоев курской и криворожской серий, представленных хемогенно-осадочным типом железорудных формаций докембрия (формация Супериор), показал, с одной стороны, значительное фракционирование изотопов серы, а с другой — размещение их преимущественно в поле облегченной серы, хотя изотопный состав последней также близок к изотопному составу серы метеоритного стандарта.

Повсеместное прослойное размещение сульфидов в породах железорудной формации позволяет считать их образовавшимися при литогенезе осадков и перекристаллизованными при метаморфизме. На основании полученных данных о изотопах серы можно судить об условиях образования пород и руд.

На ранней стадии формирования Земли, когда атмосфера была бедна кислородом, сера могла поступать в бассейн осадконакопления в виде сероводорода, выделяющегося вулканами, а также в виде обломков частиц различных сульфидов. Возможно, в это же время образовалось и некоторое количество суль-

фата, так как кислород мог возникнуть в результате фотодиссоциации атмосферных паров воды под действием ультрафиолетовых лучей Солнца. Однако отсутствие или очень малое количество органического вещества и незначительное количество сульфатов свидетельствует о том, что сульфатредукция в то время не было. Следовательно, сера сульфидов михайловской и обоянской серий имеет изотопный состав, близкий к изотопному составу серы метеоритного стандарта и по существующим в настоящее время взглядам должна быть отнесена к ювенильной, подтверждающей представление о вулканогенных процессах, участвующих в образовании пород михайловской и обоянской серий архея.

Появление свободного кислорода в раннем протерозое привело к усилению окисления серы сульфидов, и в бассейны осадконакопления увеличилось поступление сульфатной серы. Наличие органического вещества способствовало сульфатредукции, которая привела к изотопному фракционированию серы в породах нижней свиты КМА и Кривого Рога. Однако малая концентрация серы в сфере сульфатредукции и достаточное количество органического вещества способствовали полному переходу сульфатной серы в сульфидную, изотопный состав которой существенно не отличался от метеоритного стандарта ( $S^{32}/S^{34}$  КМА — 22,16—22,23, в среднем 22,17;  $S^{32}/S^{34}$  Кривого Рога — 22,16—22,35, в среднем 22,23).

Фракционирование серы в Кривом Роге в это время было интенсивнее, чем в КМА, что свидетельствует о более интенсивном поступлении туда сульфатной серы и наличии большего количества органического вещества.

Дальнейшее повышение концентрации сульфатной серы в бассейне создало возможность фракционирования ее изотопов при бактериальной сульфатредукции с преимущественным накоплением изотопа  $S^{32}$  в породах средней свиты Кривого Рога ( $S^{32}/S^{34}$  22,24—22,53, в среднем 22,33). В то же время в КМА, несмотря на увеличение разброса значений  $S^{32}/S^{34}$  от 22,14 до 22,32, среднее отношение практически близко к метеоритному стандарту, что свидетельствует о присутствии в КМА меньшего количества сульфатной серы и органического вещества. Это дает основание предполагать некоторое различие в осадконакоплении этих двух свит.

В породах верхней свиты фракционирование изотопов серы (достаточно интенсивное) происходило как в КМА, так и в Кривом Роге. Однако, если в КМА сульфиды обогащены легким изотопом ( $S^{32}/S^{34}$  — 22,25—22,36), то сульфиды верхней свиты Кривого Рога существенно обогащены  $S^{34}$  и по изотопному составу близки к сере сульфатов современного океана (среднее  $S^{32}/S^{34}$  21,80). Следовательно, в отличие от КМА сульфиды здесь образовывались преимущественно в донных илах при ограни-

ченной диффузии сульфатов и избытке органического вещества, обусловивших полное восстановление сульфата до сульфидов.

Сопоставляя данные изотопных отношений серы сульфидов вмещающих пород и секущих образований, можно истолковать их достаточно однозначно. В тех случаях, когда жилы и прожилки носят локальный характер и не выходят за пределы отдельных горизонтов, изотопный состав их серы близок к изотопному составу послыльных сульфидов вмещающих пород. В более крупных и протяженных нарушениях (Тугаринов, Гриненко, 1965)  $\delta S^{34}$  варьирует в широких пределах (от +21,4 до -22,3‰) в зависимости от изотопного состава сульфидов тех горизонтов, которые они пересекают. Эти данные наглядно подтверждают известные представления о перемещении рудогенного вещества и образовании метаморфогенных рудных месторождений внутри пород, подвергшихся метаморфическому изменению.

Сульфиды щелочных метасоматитов Кривого Рога характеризуются облегченной серой с отношениями  $S^{32}/S^{34}$  от 22,35 до 22,63. Источником серы в метасоматитах являются, вероятно, породы средней свиты, из которых легкая сера выносилась при метаморфических изменениях. Изотопный состав серы отдельных рудных залежей, расположенных среди метасоматитов, близок или равен изотопному составу серы послыльных сульфидов вмещающих пород, чем и объясняется значительный разброс изотопных отношений серы метасоматитов.

Приведенные данные об изотопном составе кислорода и серы в породах и рудах джеспилитовой формации докембрия позволяют сделать некоторые выводы о генетических особенностях рудообразования.

1. Изотопы серы сульфидов из согласных прослоев дают объективные данные об условиях формирования железистых пород и руд в докембрии. Для осадочно-вулканогенной формации типа Алгома (США) или верховцевский (СССР) изотопные соотношения близки к метеоритному стандарту, для хемогенно-осадочной формации типа Озеро Верхнее (США) или криворожский (СССР) отношения  $S^{32}/S^{34}$  находятся в области биогенной серы. Близость изотопного состава серы из послыльных сульфидов в руде и вмещающих породах подтверждает тезис о метаморфогенном образовании руд, сделанный авторами ранее по геологическим данным.

2. Высокие значения  $\delta O^{18}$  (до 25 ‰) в магнетитовых рудах характерны только для метаморфических растворов, а установленная зависимость величины  $\delta O^{18}$  от степени метаморфизма подтверждает метаморфогенную природу рудообразующих растворов. Близость изотопного состава серы сульфидов из прослоев секущих жил и зон метасоматоза также свидетельствует о метаморфогенном происхождении рудообразующих растворов и перемещении вещества при метаморфизме пород.

## ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТОВ ПОРОД И РУД РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА<sup>1</sup>

Магнетит — типоморфный «сквозной» минерал, состав и свойства которого обнаруживают ясно выраженную зависимость от условий образования. Эта особенность магнетита связана с тем, что его изоморфная емкость в значительной мере является функцией температуры: высокотемпературные магнетиты способны захватить целый ряд элементов-примесей (Ti, V, Cr, Al, Mg, Mn, Ni, Co, Ta, Nb и др.), а при понижении температуры в них возникают явления распада твердых растворов, что в свою очередь сказывается на физических свойствах магнетитов — микротвердости, отражательной способности, размерах элементарной ячейки кристаллической решетки и магнитных характеристиках. Поэтому магнетит является весьма чувствительным индикатором условий образования, а его детальное изучение позволяет получить объективную генетическую информацию для решения многих вопросов происхождения рудных месторождений. Выявление типоморфных особенностей магнетита дает возможность выделять определенные типы месторождений и формации, а в пределах отдельных месторождений устанавливать последовательные этапы и стадии их формирования.

С целью выделения типоморфных групп магнетитов наряду с детальным изучением кристаллов, взятых из различных пород и руд заведомо неодинакового происхождения, применялись спектральный, химический, а также рентгеноспектральный анализы, мессбауэровская спектроскопия, метод термоЭДС, определение температур образования магнетитов по температурам сингенетичных включений, измерение твердости и отражательной способности и изучение магнитных свойств. Применение всех этих методов позволило получить информацию о составе и свойствах и выявить некоторые особенности магнетитов осадочно-метаморфогенного происхождения.

Для зеленосланцевой фации наиболее характерна минеральная ассоциация карбонат+магнетит+кварц+хлорит. В некоторых участках кроме перечисленных минералов иногда присутствуют слюда, гематит, куммингтонит и в небольших количествах полевой шпат (альбит), пирит, реже пирротин, турмалин, апатит. Для амфиболитовой фации метаморфизма наиболее характерна ассоциация магнетит+кварц+карбонат+амфиболы++гематит+пирит+пирротин. Гранулитовая фация метаморфизма характеризуется ассоциацией магнетит+гиперстен+диопсид+кварц+амфиболы+пирротин, реже пентландит и другие минералы никеля в виде мельчайших включений в пирротине. Некоторые образцы магнетита из пород гранулитовой фации метаморфизма содержат таблитчатой формы зерна, тонкие пла-

<sup>1</sup> По исследованиям Ф. И. Ракович совместно с автором книги.

стинки ильменита и закономерные включения шпинели и ульвошпинели. Такие включения отчетливо фиксируются с помощью микрорентгеноспектрального анализа, а более крупные — обычными микроскопическими исследованиями.

Магнетиты низких фаций метаморфизма обычно переполнены включениями кварца, карбонатов, слюд, которые были, очевидно, захвачены при кристаллизации зерен магнетита. Очень часты пойкилитовые сростки с кварцем, карбонатом, сетчатые, ажурные, ветвистые, червеобразные и другие виды сростания магнетита с нерудными минералами. В магнетитах из пород зеленосланцевой фации метаморфизма нередко отмечается зональное строение, указывающее на перерыв в росте кристаллов или агрегатов магнетита. Как правило, с увеличением фации метаморфизма количество минералов примесей уменьшается.

Размеры зерен магнетита колеблются в широких пределах. В кварцевых и силикатных слоях пород зеленосланцевой фации размер зерен магнетита уменьшается до 0,001 мм и ниже. Нередко зерна куммингтонита содержат мельчайшие зерна магнетита, приуроченные к трещинкам спайности. Проведенные специальные исследования показали, что размеры зерен магнетита рудных прослоев железистых пород не отличаются от размеров зерен магнетитов или мартитов в рудах остаточно-метаморфического образования. С увеличением степени метаморфизма пород размеры индивидов магнетита увеличиваются, происходит упрощение сростаний. В магнетитах гранулитовой фации метаморфизма отсутствуют кольцевые, ветвистые, червеобразные, ленточные и другие виды сростания агрегатов и зерен сложных форм.

При исследовании форм индивидов и агрегатов магнетита из железистых кварцитов разных фаций метаморфизма установлено:

1) преобладающей формой выделения магнетита в железистых кварцитах независимо от степени их метаморфизма является октаэдр {111};

2) форма выделений магнетита обнаруживает зависимость от характера ассоциаций вмещающих минералов и степени метаморфизма исходной породы. Так, в зависимости от минеральных ассоциаций степень идиоморфизма зерен магнетита в пределах пород одной степени метаморфизма убывает в следующей последовательности: мелкозернистый кварц → карбонат → слюды и амфиболы → рудные слои; в этом же направлении происходит укрупнение зерен магнетита. С увеличением степени метаморфизма пород и руд происходит некоторое усложнение кристалломорфологической формы индивидов магнетита — от октаэдра для магнетитов из пород и руд зеленосланцевой фации метаморфизма до комбинации куб + октаэдр в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма.

Данные полуколичественных спектральных анализов показали, что магнетиты пород и руд зеленосланцевой фации метаморфизма характеризуются крайне низкими содержаниями малых элементов и сравнительно небольшим их набором. Частота встречи многих элементов невысокая. Магнетиты амфиболитовой фации метаморфизма содержат те же элементы, но количество некоторых из них несколько выше. В магнетитах гранулитовой фации метаморфизма содержание отдельных элементов и частота встречи их, по сравнению с магнетитами из пород амфиболитовой фации метаморфизма, повышается незначительно.

Данные химического анализа показали, что магнетиты из пород различных ступеней метаморфизма содержат крайне низкие количества титана; алюминий в магнетитах зеленосланцевой и амфиболитовой фаций обычно присутствует за счет неотделимой примеси алюмосиликатов; магний и кальций — за счет карбонатов; щелочные элементы обусловлены тонкими сростаниями магнетита с амфиболом, слюдами. Те монофракции магнетита, которые содержат до 1% примесей других минералов, обычно характеризуются ничтожными количествами малых элементов — алюминия, магния, марганца и других, т. е. тех элементов, которые могут входить в решетку минерала в виде изоморфных примесей. В магнетитах гранулитовой фации метаморфизма некоторые образцы содержат титан, алюминий, магний, повышенное количество трехвалентного железа, что объясняется мельчайшими включениями в магнетите ильменита, шпинели, ульвошпинели и гематита как продуктов распада твердых растворов. Из других элементов в некоторых образцах магнетитов (из Ингулецкого и Первомайского месторождений) установлены: цирконий, цинк, серебро, скандий, галлий, молибден. Очевидно, большинство этих элементов обусловлено присутствием других минералов, которые находятся в тонких сростаниях с магнетитом.

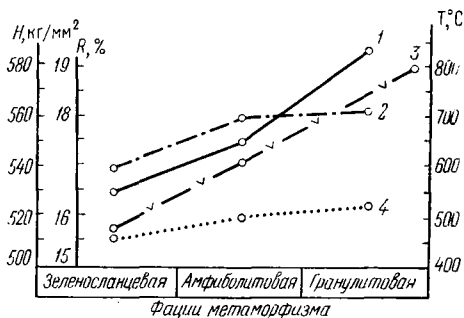
Изучение магнетитов Криворожского бассейна на микроанализаторе показало, что магнетиты из различных участков и месторождений содержат ничтожные количества малых элементов, которые не могут быть учтены с помощью прибора.

Постоянными элементами-примесями в магнетитах пород и руд Кривого Рога являются Mn и Cu с содержанием от 0,001 до 0,003%. В малых количествах и не всегда присутствуют Ni, Ti, V, Sr, Pb, Y, Ge. С увеличением метаморфизма заметно возрастает количество Mn и Ti (Ракович, Гониодская, Дроздовская, 1978). Изученные магнетиты Украинского щита из пород различных фаций метаморфизма в отличие от магнетитов, связанных с трапповым магматизмом и метасоматозом (Чернышева, 1974), характеризуются крайне малыми количествами элементов-примесей, что является одним из важных типоморфных признаков, характеризующих магнетиты осадочно-метаморфического происхождения.

Измерение микротвердости ( $H$ ) и отражательной способности ( $R$ ), проведенное на большом количестве образцов, показало, что с увеличением степени метаморфизма микротвердость и отражательная способность магнетитов увеличивается. Для магнетитов зеленосланцевой фации метаморфизма отмечаются значительные колебания твердости, что можно объяснить присутствием в них многочисленных субмикроскопических включений

Рис. 20. Изменение физических свойств магнетитов из пород различных фаций метаморфизма.

1 — микротвердость; 2 — отражательная способность; 3 — температура образования; 4 — точки Кюри



кварца, гематита, которые в одних случаях понижают, а в других, наоборот, повышают микротвердость магнетитов. Магнетиты амфиболитовой фации метаморфизма по твердости занимают промежуточное положение. Магнетиты гранулитовой фации метаморфизма характеризуются сравнительно небольшими колебаниями микротвердости. Отражательная способность согласуется с твердостью, но отклонение значений отражательной способности для магнетитов из пород различных фаций метаморфизма выражено несколько слабее (рис. 20).

Состав всех исследованных магнетитов близок к стехиометрическому, их спектры подобны, а изомерные сдвиги и квадрупольные расщепления близки к литературным данным для магнетитов стехиометрического состава.

Температуры образования магнетитов из пород зеленосланцевой фации метаморфизма изменяются от 450 до 470° C, магнетитов амфиболитовой фации — от 600 до 620° C, температура образования магнетитов из пород гранулитовой фации 800° C, т. е. с увеличением степени метаморфизма температура образования магнетита увеличивается.

Рентгеноструктурные исследования показали, что параметры элементарной ячейки кристаллической решетки магнетитов с увеличением степени метаморфизма уменьшаются. Размеры элементарной ячейки уменьшаются и при переходе магнетита в гематит вследствие замены  $Fe^{2+}$  на  $Fe^{3+}$  и вхождения в структуру минерала Mg. Параметры решетки магнетитов Украинского щита находятся в пределах принятых значений для гомогенного магнетита —  $a_{cp} = 8,390$  Å (Сальдау, 1956) и  $a_{cp} = 8,396$  Å (Basta, 1959).

Приведенные данные показали существенные различия магнетитов, встреченных среди пород разных фаций метаморфизма Украинского щита, что свидетельствует об их метаморфическом образовании из первичных железосодержащих пород при динамотермальном региональном метаморфизме.

### ОБЩАЯ СХЕМА ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для понимания условий образования и размещения метаморфогенных месторождений представим себе в самой общей схеме строение современных щитов и кристаллических оснований

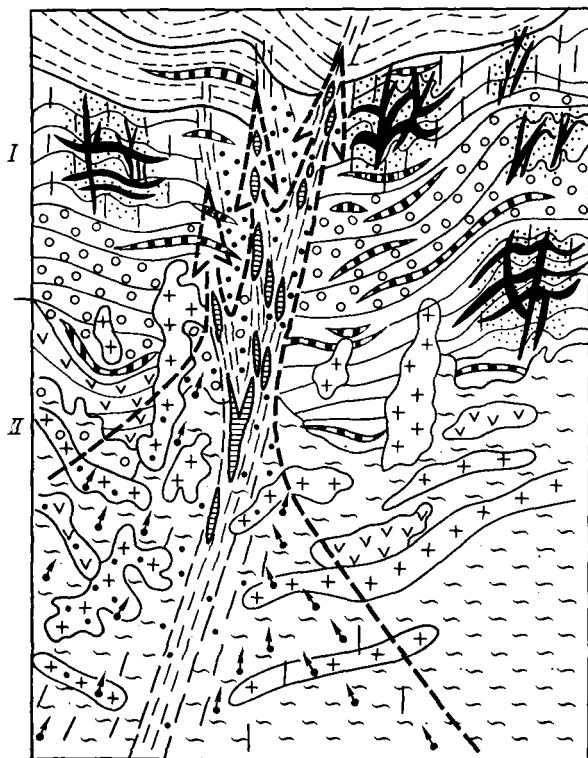
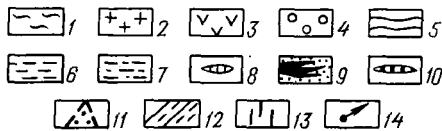


Рис. 21. Схема размещения метаморфогенных месторождений.

I — область регионального метаморфизма; II — область ультраметаморфизма.

1 — мигматиты; 2 — граниты; 3 — породы амфиболитовой фации метаморфизма; 4—7 — метаморфические породы зеленосланцевой фации: 4 — песчаники, конгломераты, 5 — кристаллические сланцы, 6 — карбонатные породы, 7 — тонкопосчатые сланцы; 8 — месторождения:

8 — ультраметаморфические, 9 — метаморфические, 10 — метаморфизованные; 11 — зона диафторитов; 12 — тектониты; 13 — трещиноватость; 14 — направление движения метаморфических растворов



платформ. В них отчетливо выделяются две области, или два поля: поле регионального метаморфизма, залегающее, как правило, ближе к поверхности, и поле ультраметаморфизма, рас-

положенное ниже. Область регионального метаморфизма образована метавулканическими и метаосадочными породами различных фаций метаморфизма. Это разнообразные по составу кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, метаконгломераты, метапесчаники, алевролиты и всевозможные вулканиты. Область ультраметаморфизма сложена пара- и ортогранитоидами — мигматитами, анатектитами, парагранитами, реоморфическими гранитами и диафторитами. На общей схеме (рис. 21) показано размещение областей метаморфических и ультраметаморфических пород и различных типов метаморфогенных месторождений. На этой схеме видно, что:

а) метаморфизованные месторождения залегают в виде пластов и стратиформных залежей согласно с вмещающими породами и принимают участие в складчатости;

б) метаморфические месторождения располагаются в локальных местах интенсивной складчатости в виде пластовых и секущих рудных залежей, сопровождающихся обычно ореолом вкрапленного оруденения;

в) месторождения, обязанные своим образованием постультраметаморфическим растворам, располагаются среди широкой зоны диафторитов, которые приурочены к тектонитам, секущим ультраметаморфические и метаморфические породы.

На схеме условно показана зона, по которой проходили растворы, мобилизовавшие рудогенные элементы из ультраметаморфических и метаморфических пород и переносившие их в верхние горизонты. Эти элементы могли явиться материалом для рудообразования.

## Глава IV

### МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Накопление рудных элементов в месторождениях этого типа относится к дометаморфическому периоду. Однако при метаморфизме эти месторождения претерпели существенные преобразования в условиях различных фаций регионального динамотермального метаморфизма, которые выразились в перекристаллизации, изменении минерального состава, перегруппировке слагающих их компонентов, могущие привести к изменению качества полезного ископаемого, но без изменения вида и места залегания. Во многих случаях промышленная ценность месторождения создается вследствие метаморфической кристаллизации первичного материала породы.

Рост новых минералов происходил без привноса минералообразующих компонентов, так как все необходимые элементы для образования этих минералов были в первичных породах. Поэтому материал перемещался на небольшие расстояния, ограничен-

ные, вероятно, рудной зоной. В процессе метаморфизма возникли новые метаморфические образования (альпийского типа прожилки, пропластки, стяжения и др.), но такие новообразования в общей массе залежи не оказывали существенного влияния на качество и состав месторождения. В отдельных благоприятных местах за счет притока рудных компонентов создавались более богатые руды, которые можно рассматривать как метаморфические.

Метаморфизованные месторождения представлены стратиформными пластовыми 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 слабо раскристаллизованных илистых осадков. Рудные компоненты в ней сосредотачиваются 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 преобразовываться, стремясь 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 и, 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 изменялись настолько, что это вызывало образование новых минеральных форм, устойчивых для этих термодинамических условий.

При образовании метаморфизованных месторождений преобладал процесс перекристаллизации с незначительным перемещением рудного вещества, выраженным в виде собирательной кристаллизации. Метаморфическая дифференциация и перекристаллизация усиливают контрастность рудных залежей, расположенных среди слаборудных или безрудных пластов. Небольшой вынос рудогенных компонентов за пределы рудной залежи (или пласта), равно как и изменение минерального состава, могли привести к некоторому изменению качества (но не вида) полезного ископаемого.

Метаморфизованные месторождения перекристаллизовывались в условиях изохимического метаморфизма, без существенного привноса или выноса рудообразующих компонентов. Таковы железистые роговики, джеспилиты, развитые на Украинском щите и во многих щитах мира, марганцевые месторождения Индии, полиметаллические месторождения Австралии, зо-

Таблица 20

Изменения минерального состава железистых пород в зависимости от исходного материала и фаций метаморфизма  
По Л. Я. Ходюшу (1972) с добавлениями и изменениями автора

Фация метаморфизма	Первичные аутигенно-минеральные зоны				
	Железо-силикатная	Железо-карбонатная	Железо-закисная	Железо-окисная	
Зеленосланцевая	Унаследованные зоны	Хлоритовая	Сидероплезитовая	Магнетитовая	Гематитовая
	Породы	Кварц-биотит-хлоритовые, кварц-сидероплезитовые, сидероплезитовые, хлорит-магнетит-сидероплезитовые, сидероплезит-магнетитовые, магнетитовые, гематит-магнетитовые, магнетит-гематитовые			
Амфиболитовая	Унаследованные зоны	Железо-роговообманковая		Магнетитовая	
		Роговообманковая	Грюнеритовая		
Породы	Гранат-биотит-роговообманковые, гранат-роговообманково-грюнеритовые, грюнеритовые, магнетит-гранат-роговообманково-грюнеритовые, магнетит-грюнеритовые, грюнерит-магнетитовые, магнетитовые				
Гранулитовая	Унаследованные зоны	Железо-пироксеновая		Магнетитовая	
		Роговообманковая	Пироксеновая		
Породы	Пироксен-гранат-роговообманковые, роговообманково-пироксеновые, гранат-пироксеновые, пироксеновые, магнетит-оливин-пироксеновые, пироксен-магнетитовые, магнетитовые				

лотые, медные, урановые месторождения в конгломератах и песчаниках Канады, Бразилии и Южной Африки и многие другие.

Среди подкласса метаморфизованных месторождений выделяется три группы в зависимости от первичного состава пород, послуживших источником рудных компонентов: 1) осадочно-метаморфизованные месторождения железа, марганца, золота, урана, титана, платины; 2) вулканогенно-метаморфизованные месторождения меди, железа и марганца; 3) магматогенно-метаморфизованные месторождения никеля, меди, титана и др.

Минеральный состав руд и вмещающих пород метаморфизованных месторождений полностью зависит от первичного (исходного) материала породы и стадии метаморфизма (табл. 20). Так, например, в железистых породах докембрия по мере усиления метаморфизма замечается постепенное ухудшение, а при очень высоких ступенях метаморфизма и постепенное исчезновение полосчатости. Пироксен-гранат-магнетитовые породы Урала, Кольского полуострова и Приазовья отличаются слабо полосчатый или близкий к равномерному распределением магнетита, кварца, пироксена и других минералов.

Метаморфизованные месторождения характеризуются рядом особенностей, позволяющих выделять их среди других подклассов метаморфогенных месторождений, а также отличать их от постмагматических.

1. Для залежей характерна пластовая форма залегания, хотя встречаются и крупные уплощенные линзы, напоминающие прерывистые пласты. Мощность рудных тел не зависит от трещиноватости или складчатости пород, вмещающих залежь. Залежи, или рудные пласты, часто приурочены к определенному стратиграфическому горизонту и распространяются на больших пространствах. Залежи располагаются среди пород, относящихся к тем же первичноосадочным формациям, что и рудные пласты. Все это как бы сближает эти месторождения с месторождениями осадочного генезиса, что, несомненно, является главной особенностью метаморфизованных месторождений.

2. Минеральные составы метаморфизованных месторождений и вмещающих их пород близки по набору парагенезисов и степени кристаллизации. Во многих случаях сохраняется первичная слоистость. Хорошо видно закономерное размещение различных метаморфических фаций. Нет ореолов изменения боковых пород, однако часто хорошо видны постепенные контакты руды и породы, выраженные убыванием рудных минералов.

3. Отсутствуют секущие контакты руд, равно как и жильные образования с тем же набором минеральных ассоциаций, что и в пластовых залежах. Часто наблюдаются трещинные жилы альпийского типа, в которых развиты минералы, наиболее распространенные в залежах этого типа. Так, в пластах железис-

тых роговиков широко развиты кварц-гематитовые жилы, идущие по поперечным трещинам отрыва, в кварцитах — жилы кварца, а в мраморах — жилы кальцита.

Таким образом, в метаморфизованных месторождениях сочетаются признаки их первичноосадочного и метаморфогенного происхождения, что в большинстве случаев позволяет отличить их от других генетических типов.

Далее приведены известные и некоторые новые фактические материалы о концентрации в условиях метаморфизма золота, меди и никеля при образовании колчеданных месторождений.

## КОНЦЕНТРАЦИЯ ЗОЛОТА В УСЛОВИЯХ МЕТАМОРФИЗМА

В настоящее время среди исследователей не вызывает сомнения тот факт, что золото в осадочных породах сингенетично с процессами осадконакопления. Согласно современным подсчетам около 50% мировых запасов золота содержится в коренных месторождениях, происхождение которых большинство геологов считает осадочным (Чайковский, 1963).

По данным Р. В. Нифонтова (1960), В. Г. Моисеенко (1965), В. Г. Моисеенко и М. А. Михайлова (1970), Н. П. Кропоткина (1955), В. А. Буряка (1965, 1964) и других исследователей, наблюдается преимущественная локализация золоторудных месторождений в породах основного состава, главным образом среди зеленокаменных толщ, отличающихся повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями золота. В связи с этим основным источником золота при образовании месторождений являлись потенциально золотоносные толщи пород фемического профиля, возникшие в эвгеосинклинальных зонах. Именно в районах, где развиты эти отложения, часто наблюдается унаследованность золотой минерализации в осадочных породах.

Работами многих исследователей, в частности работами В. Г. Моисеенко (1965) по Приамурью и В. А. Буряка (1965) по Витимо-Патомскому району, устанавливается четкая зависимость количественно-качественных показателей золотого оруденения от степени метаморфизма пород. Установлено, что наиболее часто месторождения золота встречаются в толщах пород, метаморфизованных до зеленосланцевой фации.

На примере одного из районов Приамурья В. Г. Моисеенко (1965) разделил сино-кембрийские образования, метаморфизованные до фации зеленых сланцев, на три субфации: мусковит-хлоритовую, биотит-хлоритовую и эпидот-амфиболитовую. Он установил вполне закономерное изменение состава золота и размеров его выделений в зависимости от степени метаморфизма пород. Наиболее высокопробное и наиболее крупное золото встречается в породах эпидот-амфиболитовой субфации или, по более поздним классификациям, в самой высокотемпературной

субфации зеленосланцевой фации метаморфизма (по схеме Н. Л. Добрецова и др. Фации метаморфизма, 1970). В породах этой же субфации сосредоточено наибольшее число месторождений.

Более обширные материалы по поведению золота в процессе регионального метаморфизма изложены в работах В. А. Буряка (1969, 1972<sub>1</sub>, 1972<sub>2</sub>). Исследуя распределение золота в породах амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, В. А. Буряк пришел к выводу, что для метаморфогенных месторождений весьма характерна тесная зависимость между развитием золоторудной минерализации и степенью метаморфизма. Содержание золота в осадочных породах, метаморфизованных в различных фациях метаморфизма, неодинаково. В хлорит-биотитовой и биотит-альмандиновой зонах оно практически не изменяется по сравнению с исходным, а в альмандин-ставролитовой незначительно увеличивается или же сохраняется без изменений, и только начиная со ставролит-дистеновой зоны существенно увеличивается. Следовательно, содержание золота изменяется не постепенно и однонаправленно по мере усиления метаморфизма, а лишь начиная с определенных  $P\bar{T}$ -условий, соответствующих дистен-ставролитовой зоне метаморфизма ( $p$  порядка 4—6 кбар и  $T$  470—500°С). В более низкотемпературных фациях золото приобретает подвижность лишь в условиях гидротермального метаморфизма за счет высокой агрессивности гидротерм.

На основании работ В. А. Буряка можно сделать вывод, что высокотемпературные фации метаморфизма надо рассматривать как зоны потенциально возможного выноса золота, а зеленосланцевую фацию — как зону его осаждения. Процессы регионального метаморфизма не приводят еще к образованию месторождений, а лишь создают благоприятную обстановку (общий повышенный фон золота) для более поздних гидротермально-метасоматических процессов в тектонических структурах.

В. А. Буряк установил, что наряду с закономерным постепенным изменением минеральных образований в зависимости от степени регионального метаморфизма, одновременно и постепенно изменяются другие параметры рудообразующего процесса, а именно — золотоносность сульфидов, содержание в них элементов примесей, физические свойства минералов, их изобарный потенциал, а также ионные плотности типоморфных элементов. Все это однозначно свидетельствует об определенной направленности процесса минералообразования при метаморфизме, и с этих позиций исследования В. А. Буряка заслуживают самого пристального внимания.

Изложенные данные позволяют сделать следующие выводы:

1) месторождения золота локализируются преимущественно в породах основного состава и главным образом в толщах зеленокаменных пород;

2) содержание золота увеличивается в породах, достигших метаморфизма зеленосланцевой фации; при дальнейшем повышении степени метаморфизма содержание золота в породах уменьшается;

3) процессы регионального метаморфизма не приводят к образованию промышленных месторождений золота, а создают лишь благоприятную обстановку для последующего гидротермально-метасоматического рудообразования в благоприятных структурных зонах.

## МЕТАМОРФИЗМ КОЛЧЕДАНЫХ 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 (1950<sub>1</sub>, 1950<sub>2</sub>), В. И. Смирнова (1968), С. Н. Иванова и В. П. Логинова (1963), С. Н. Иванова и В. М. Нечехина (1969) стало известно, что все эти месторождения были подвержены региональному метаморфизму. В настоящее время одной из первостепенных задач в познании генезиса является установление конкретных признаков метаморфизма колчеданных месторождений и относительного времени его проявления.

Большая часть месторождений расположена на границе фаций региональных изменений вмещающих толщ — хлорит-эпидотовой и пумпеллиит-пренитовой. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами, и морфология рудных тел прямо зависит 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 в раннюю стадию развития геосинклинали — от кембрия до нижнего карбона включительно, естественно, что в течение длительного геологического времени они претерпевали значительные изменения. Для выяснения роли метаморфизма в рудогенезе очень важно установить характер изменений в рудах с момента их накопления до преобразования в промышленные месторождения. В этом отношении интересно сопоставление слабо метаморфизованных южноуральских месторождений с более метаморфизованными рудами Среднего Урала.

К числу южноуральских месторождений, наиболее сохранивших свой первоначальный облик, относятся Блявинское, Сибайское, Комсомольское, Яман-Касы. Наряду с серным колчеданом здесь встречаются землистые руды, сложенные тонкодисперсным

дисульфидом железа. Эти землистые руды разбиты трещинами, выполненными колломорфным или зернистым пиритом и кварцем. Раскристаллизация тонкодисперсного дисульфида неравномерна, вследствие чего тонкозернистая масса пирита разбита трещинами, выполненными более крупнозернистым пиритом.

По данным Т. Н. Шадлун (1950, 1954), детально изучившей южноуральские месторождения, первоначально рудное вещество выпадало из растворов в виде гелеподобной массы, подобной той, которая образуется и в настоящее время в водных бассейнах. Вследствие диагенеза и раскристаллизации уменьшался объем, возникали трещины контракции, 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 рассланцованы. Зеленокаменные породы на большинстве месторождений Среднего Урала образовались в течение нескольких стадий регионального метаморфизма, причем общее направление метаморфизма, как считает А. Н. Заварицкий (1950<sub>2</sub>), регрессивное. Наблюдается последовательное превращение от актинолит-стильпномелан-эпидотовой фации с падением температуры до хлорит-пумпеллиитовой и серицит-карбонатной фаций.

Метаморфизм изменил облик рудных тел и вмещающих пород на Среднем Урале, однако приуроченность рудных тел на Среднем Урале к определенным горизонтам, в которых развиты нормально осадочные породы и туфы, реликты колломорфных структур в рудах — все это свидетельствует о генетической близости 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 — находится в виде корочек в низкотемпературных жилках, секущих кварц-серицитовые сланцы. В слабосланцованных альбитофирах пирит чаще ассоциирует с эпидотом, причем кристаллы эпидота и пирита уже существовали до формирования хлорита и серицита. В кварц-серицитовых 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. Главная масса халькопирита кристаллизовалась во вмещающих породах при самой низкой температурной серицит-карбонатной стадии метаморфизма. Сфалерит кристаллизовался на большем интервале времени, чем халькопирит. Он 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. Это типичное метаморфическое образование — результат взаимодействия халькопиритовых руд с известняками во время регионального метаморфизма.

Сравнение ряда месторождений Среднего и Южного Урала позволяет установить следующую последовательность формирования колчеданных залежей. Первоначально эти руды отлагались при коагуляции коллоидного вещества и адсорбции сульфидов свежими тонкопористыми туфами, туффитами, глинами. В дальнейшем тонкодисперсные рудные массы преобразовались в стадию диагенеза. Вследствие метасоматических замещений, обусловленных метаморфизмом и присутствием метаморфических растворов, создавались условия для дифференциации и переотложения рудного вещества. При этом сформировались новые минеральные ассоциации как в рудах, так и во вмещающих породах. Для пород и руд Южного и Среднего Урала типичны следующие признаки метаморфизма.

1. Наличие повсеместного замещения зонального пирита, характерного для диагенетических руд, однородным, не содержащим включений пиритом с более совершенной кристаллической решеткой. Для метаморфического пирита характерно повышенное в 3 раза содержание кобальта и снижение содержания селена и теллура в 7—8 раз.

2. Разложение сфалерита и вынос цинка из колломорфных обособлений, где он находится в тесном срастании с другими сульфидами, и переотложение его в виде ксеноморфных агрегатов зерен или порфиоровидных зерен в боковые породы и на периферию рудных залежей. Очищение сфалерита от примесей и осветление его при переотложении.

3. Вследствие деформации и метасоматических процессов в условиях повышенных температур произошли в широких масштабах перекристаллизация и замещение одних генераций минералов другими. 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 пирротинном наблюдается и частичное переотложение пирита с новообразованиями крупных его зерен, как бы сцементированных пирротинном, иногда в смеси с хлоритом. Халькопирит обыч-

но замещается пирротинном исевдоморфно. В свою очередь пирротин замещается магнетитом, марказитом, сидеритом.

4. Помимо замещений рудных минералов рудными же, в широких масштабах (Средний Урал) отмечается замещение колчеданных руд хлоритом и серицитом. Обычно в первую очередь замещается борнит, затем галенит, халькопирит, теннантит, сфалерит и, наконец, пирит.

5. Метасоматические замещения, вызванные метаморфизмом, привели к перераспределению ряда компонентов. В одних случаях они отрицательно отразились на содержании в рудах полезных компонентов, в других, наоборот, привели к высокой 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. Одним из типичных признаков метаморфизма является образование линейных структур. На месторождениях им. III Интернационала, Учалы, Дегтярка и других линейные структуры служат важнейшим фактором, показывающим направление пластических течений. Здесь 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. Под воздействием факторов метаморфизма и связанных с ним метаморфических растворов колчеданные руды изменили свой облик, который они приобрели при отложении и последующем диагенезе. В них полностью или почти полностью (Южный Урал) исчезли прежние структуры и текстуры, во многом изменился минеральный состав.

Колчеданные месторождения Среднего Урала следует относить к подгруппе вулканогенно-метаморфизованных месторождений.

## Описание месторождений

**Золоторудное 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 синклираль с крутым падением крыльев, осложненную поперечными изгибами в виде простых или кулисообразных складок. На территории месторождения изучено 15 рудных залежей, из которых шесть золото-кварцевые, восемь — золото-кварц-сульфидные и одна — графито-сульфидно-кварцевая (рис. 22). Залежи располагаются в пластах амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев вблизи контакта с массивными амфиболитами. Протягиваются они субпарал-

тельно друг другу, согласно со складчатой структурой и прослеживаются на протяжении 7—8 км по простиранию пород. Мощность залежей изменяется от нескольких сантиметров до 3—5 м. В залежах встречаются раздувы, образующие рудные столбы, приуроченные к участкам кулисообразных поперечных скла-

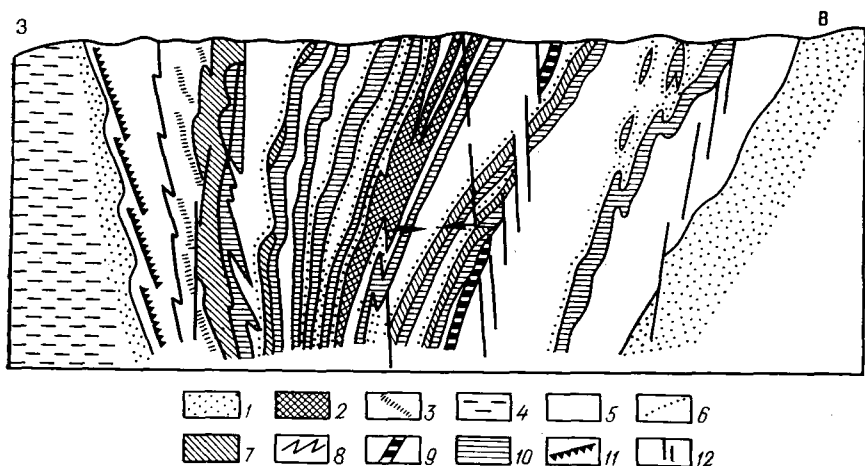


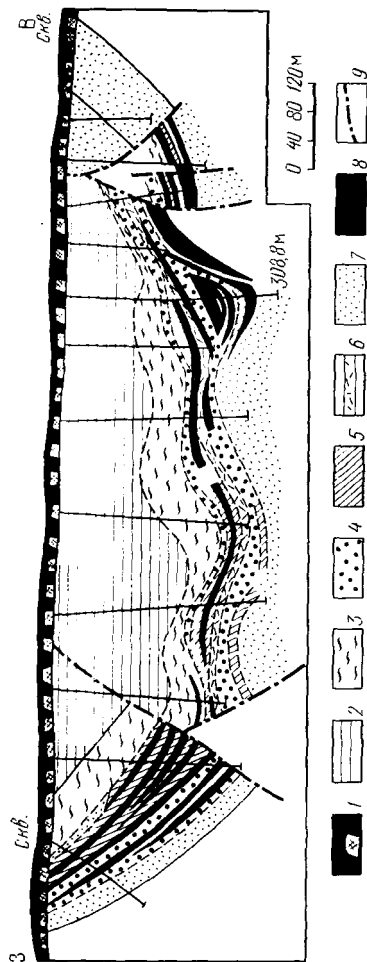
Рис. 22. Геологический разрез вкrest простирания рудного поля Колар (Индия).

1 — гнейсы Чемпнон; 2 — массивные амфиболиты; 3 — графит-сульфидно-кварцевые залежи; 4 — гнейсы Пениксула; 5 — сланцеватые амфиболиты; 6 — золотоносные кварцево-сульфидные залежи; 7 — волокнистые амфиболиты; 8 — железистые кварциты; 9 — дайки долеритов; 10 — зернистые амфиболиты; 11 — магнетитовые кварциты; 12 — разломы

док. Эти рудные столбы имеют северное склонение в случае «правого» изгиба и южное — в случае «левого» кулисообразного изгиба. 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 складчатой структуре, а также параллельное рудным телам расположение графитоносных пород, силикатов и части сульфидов послужило основанием для некоторых исследователей считать это месторождение сингенетическим. Строение рудных залежей свидетельствует о некотором переотложении рудного вещества при метаморфизме. Так, отчетливо наблюдается скопление значительной части руды в рудных столбах, приуроченных к поперечной складчатости, тогда как плоскопараллельные пласты на большем своем протяжении более бедны рудным материалом. Таким образом, это пример метаморфизованного месторождения, которое имеет некоторые элементы метаморфического, к числу которых, вероятно, можно

Рис. 23. Геологический разрез шахты № 5, Восточно-Ингулецкая синклинал на юге Кривого Рога. 1 — почвенный слой; 2 — сланцы углисто-серпичитовые; 3 — сланцы кварц-хлорит-серпичитовые (окристые); 4 — метапесчаники, кварциты; 5 — сланцы магнетит-хлоритовые; 6 — брекчия седиментационная; 7 — роговики гематит-мартиновые (магнетитовые); 8 — железные руды; 9 — разрывные нарушения



отности рудные столбы, образовавшиеся вследствие метаморфической дифференциации первичного рудного вещества.

**Железорудное месторождение им. Валякво** в Криворожском бассейне представлено пластами железных руд хлорит-магнетитового и амфибол-магнетитового состава (рис. 23). Руды залегают у основания верхней свиты криворожской серии и имеют в южном районе хлорит-магнетитовый, а в северном — амфибол-гранат-магнетитовый состав. Мощность рудных пластов 5—20 м, протяженность несколько километров. Встречаются также пластообразные залежи и уплощенные линзы, отличающиеся от рудных пластов меньшей протяженностью. Эти рудные залежи приурочены к пластам магнетит-хлоритовых сланцев, содержащим песчаники и конгломераты. Сланцы рудные, они содержат около 32% железа и имеют коэффициент рудности 24. Другие породы беднее железом и редко содержат залежи богатых руд. Состав руд также хлорит-магнетитовый, как и вмещающих пород, от которых руды отличаются более высоким (на 15—20%) содержанием железа. Рудные тела вместе с вмещающими породами повторяют все складчатые изгибы, разорваны и перемещены многочисленными разрывными нарушениями и имеют строгую стратиграфическую приуроченность к основанию верхней свиты криворожской серии.

Исходя из близости минерального состава руд и вмещающих пород, одинаковых условий их залегания, пластового — стратиформного расположения рудных залежей, порудного характера складчатых и разрывных деформаций, пластовые

залежи верхней свиты в южном и северном районах Криворожского бассейна относятся к осадочно-метаморфизованной подгруппе. Первично накопленное в прибрежно-морских осадках железо подвергалось некоторому перераспределению при метаморфизме. Перемещение железа фиксируется в образовании железной слюдки в виде мелких выделений и тонких прожилков среди руд, сложенных магнетитом.

**Месторождение ураноносных конгломератов Эллиот-Лейк** в Канаде<sup>1</sup> расположено в центре Гуронской складчатой структуры, в 35—40 км к северу от оз. Гурон. Оно относится к группе рудоносных конгломератов Блайнд Ривер, находящихся в южной части провинции Онтарио у берегов оз. Гурон. Территория месторождения характеризуется наиболее полным разрезом кластогенной группы Брюс Нижнего Гурона (Белевцев, 1973). Породы этой группы залегают непосредственно на гнейсах и мигматитах архея. Они представлены песчанистыми сланцами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, образующими синклинальную складку протяженностью 55—60 км при ширине около 15—18 км.

Рудный пласт конгломератов залегает у основания гуронских отложений, часто непосредственно на архее (рис. 24, 25). Конгломераты рудного пласта состоят из галек жильного кварца и кварцита различной величины (до 5—6 см в поперечнике), сцементированных слюдисто-песчанистым материалом, содержащим значительное количество сульфидов, которые концентрируются вокруг кварцевых галек. Мощность рудного пласта 0,5—5 м, подстилается он кварцитами, перекрывается метапесчаниками. Рудные минералы (уранинит и браннерит) размещаются преимущественно вместе с сульфидами вокруг кварцевых галек. Уран в породах сингенетический — россыпной или химически осажденный (DeGru, 1960). 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 кварцево-галечных конгломератов. Они раскристаллизованы при метаморфизме, так же как и другие минералы цемента конгломератов. Установлена прямая зависимость количества урана от скопления галечника в конгломерате. Возможно, что прямая связь количества урана и сульфидов в породе указывает на сероводородный фронт при седиментации, способствовавший выпадению урана в осадках. Все это свидетельствует о первичном седиментогенном накоплении урана с последующим метаморфизмом и собирательной кристаллизацией сульфидов, окислов и титанатов урана.

**Рудный пояс Заира и Замбии.** Древнейшими породами района являются граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, квар-

<sup>1</sup> Описание дано по личным наблюдениям автора.

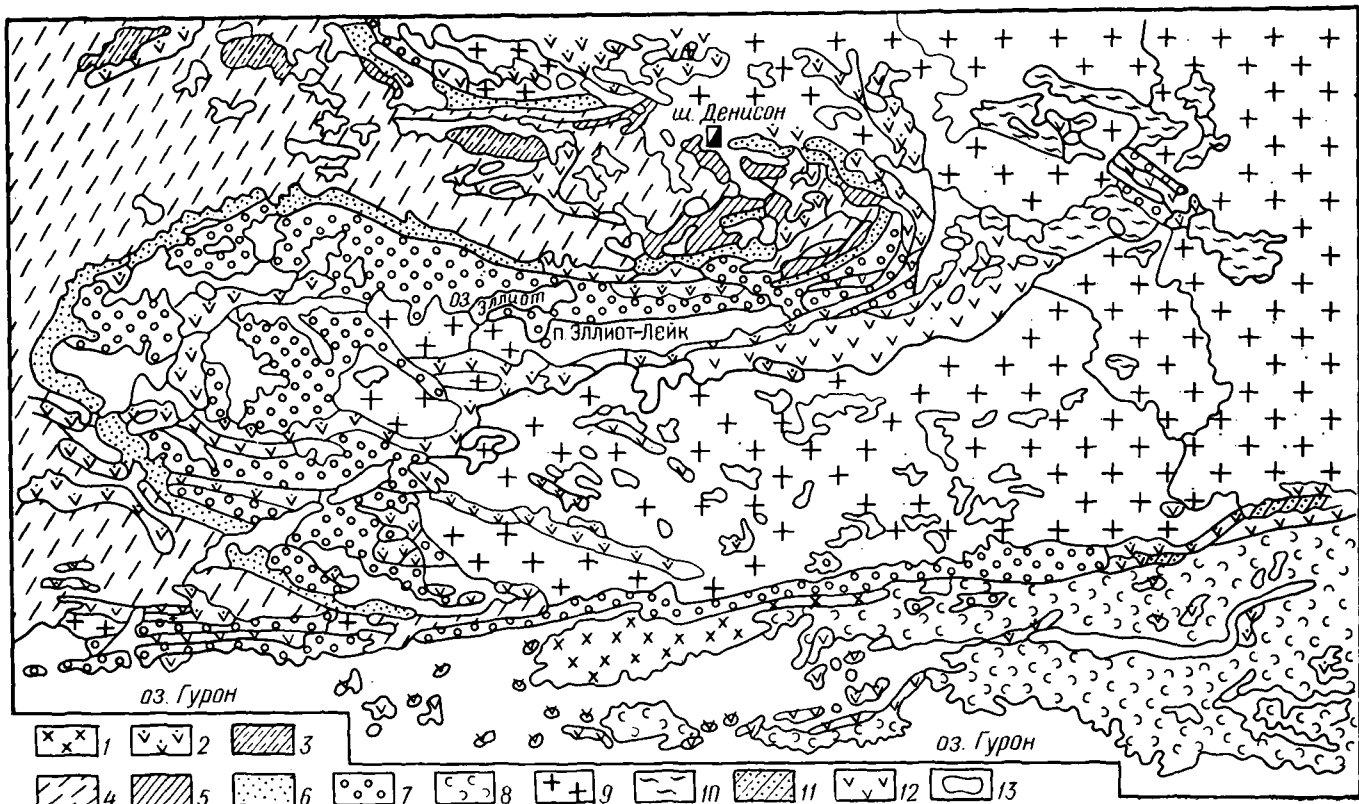


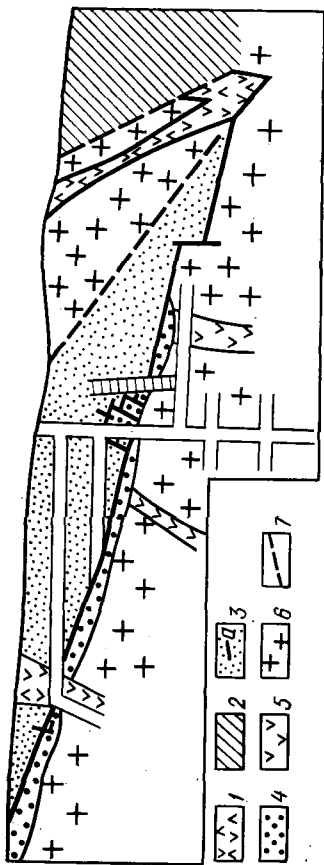
Рис. 24. Геологическая карта месторождения ураноносных конгломератов Эллиот-Лейк (Канада).

1 — граниты, сиениты, диориты; 2 — диабазы, габбро, диориты (Гурон); 3 — кварциты, конгломераты; 4 — конгломераты, аркозовые песчаники, кварциты (группа Брюс); 5 — кварциты, конгломераты,

аркозовые песчаники; 6 — конгломераты, известняк, граувакка; 7 — аргиллиты, кварциты, конгломераты; 8 — конгломераты, кварциты, известняки, метабазиты, метавулканииты (архей); 9 — граниты и сиениты, моноклиты, кварцевые диориты, гнейсы, мигматиты; 10 — габбро-диориты; 11 — кварциты; 12 — основные метавулканииты; 13 — озера

Рис. 25. Геологический разрез шахты Денисон на месторождении Эллиот-Лейк (Канада).

1 — диабазы; 2 — формация выше Миссисаги (Гурон); 3 — формация Миссисаги (Гурон); 4 — рудоносные конгломераты; 5 — диабазы (архей); 6 — гранитонидные породы (архей); 7 — тектонические нарушения



циты и конгломераты, составляющие две системы — Луфубу и Мува, относящиеся к архейским образованиям (Медный пояс..., 1963). На различных породах этих систем с большим несогласием залегает мощная серия метаморфизованных песчаников, сланцев и карбонатных пород системы Катанга. Последняя делится на нижнюю — рудную серию Роан и верхнюю — серию Кунделунгу. Рудная серия сложена перемежающимися слоями аркозовых метапесчаников, сланцев и карбонатных пород с прослоями конгломератов. К рудной серии, преимущественно нижней ее свите (Нижний Роан), приурочены все крупные месторождения урана, меди, золота и платины. Породы Катанги сложены в серию складок северо-западного простирания, наклоненных к северу и осложненных разрывами, а иногда небольшими надвигами первого рода.

Руды тесно ассоциируются с породами определенного литологического состава: аргиллитами, загрязненными доломитами, конгломератами, граувакками, серицитовыми кварцитами и полевошпатовыми песчаниками. На разных месторождениях рудоносны различные тела всегда приурочены к самым нижним отложениям группы Нижний Роан. Главный рудный горизонт обычно покрывается на

выступах пород основания — системы Луфубу, либо на подрудной толще Роан.

Рудные залежи имеют форму пластов, протягивающихся на многие сотни метров, пластообразных залежей, уплотненных линз, залегающих согласно с вмещающими породами, и в мень-

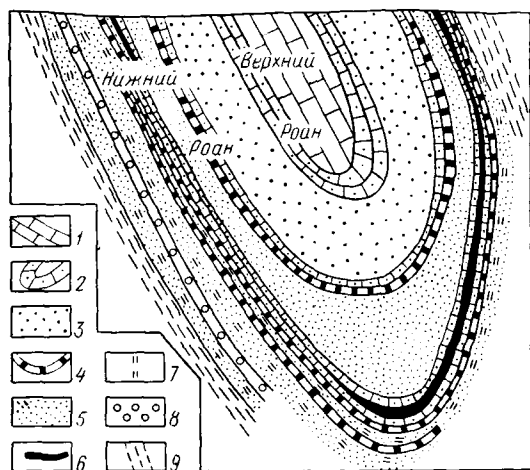


Рис. 26. Разрез рудной серии Нижний и Верхний Роан (Медный пояс Замбии).

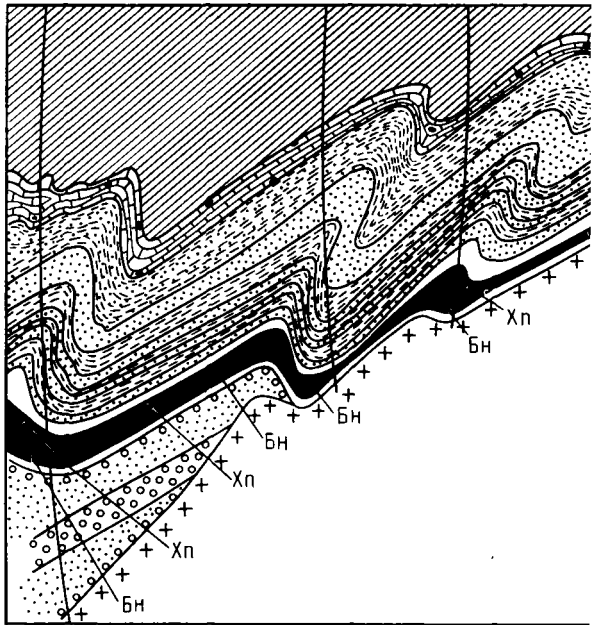
1 — пятнистые доломиты и аргиллиты; 2 — аргиллиты с доломитами и кварцитами; 3 — галечниковые аркозы и полевцошлатовые кварциты; 4 — доломиты и глинистые сланцы; 5 — аргиллиты, кварциты, доломиты; 6 — аргиллиты и «загрязненные» доломиты, рудный пласт; 7 — кварциты, конгломераты и аргиллиты; 8 — конгломераты; 9 — сланцы Луфубу

шей степени секущих жил (рис. 26). Размещение рудных залежей в большинстве случаев не зависит от форм складок, однако иногда наблюдается заметное увеличение мощности залежей в флексурных изгибах или в местах сложной складчатости.

Месторождение Чамбиши-Майн, расположенное в пределах рудного района Чамбиши — Нкана, приурочено к нижней части рудной формации, представленной конгломератами, кварцитами, сланцами и доломитами. Рудный пласт залегает среди сланцев, имеющих тонкозернистую текстуру и состоящих из биотита, кварца и микроклина с небольшим количеством углестого вещества и хлорита. Рудное тело Майн расположено на крыле мульды Чамбиши — Нкана, где общее моноклинальное залегание пород и рудного тела осложнено поперечными изгибами. В ядрах складок наблюдается увеличение мощности рудных тел, они образуют значительные раздувы. Рудное тело Майн прослежено скважинами на глубину около 1000 м и на 1300—1500 м по простиранию. Мощность залежи обычно 5—10 м, местами она увеличивается до 20—25 м (рис. 27).

На месторождении Нкана рудная формация залегает на подрудных конгломератах и представлена аргиллитами, аргиллитовыми доломитами, кварцевыми аргиллитами и доломитами. Мощность рудной зоны 12—15 м. Выделяется три типа руд: слоистые, полосчатые и массивные окремненные.

Ю С.В.



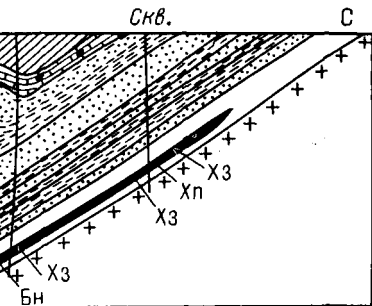
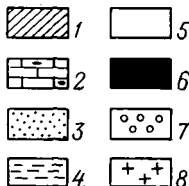


Рис. 27. Разрез месторождения Чамбиши-Майн (Медный пояс Замбии, рудный район Чамбиши — Нкана).

1 — песчано-тальковые сланцы; 2 — кремнистые доломиты; 3 — кварциты; 4 — аргиллиты; 5 — непродуктивные сланцы; 6 — рудное тело; 7 — конгломераты; 8 — граниты. Хз — халькозин, Хп — халькопирит, Бн — борнит

0 50 100 м



Месторождение Балуба, расположенное в пределах мульды Роан-Мулиаши, имеет простую складчатую структуру, состоящую из пологих антиклиналей и синклиналей, образованных породами рудной формации. Рудный горизонт участвует в общей складчатости и практически не изменяется от положения в складчатой структуре. Рудное тело Балуба представляет собой горизонт светло-зеленых тремолитовых доломитов и сланцев, содержащих вкрапленность халькопирита, халькозина, борнита и карболита. Залегает оно на подрудных конгломератах и перекрывается пиритоносными глинистыми сланцами.

В совершенно аналогичных условиях находятся другие месторождения рудного бассейна Роан — Мулиаши. Судя по геологической карте и разрезам, отчетливо видна строгая стратиграфическая приуроченность рудного горизонта к основанию мульды, где развиты кластогенные породы.

Рудный район Муфулира расположен в северной части Медного пояса Замбии. Осадочные породы района, так же как и во всем поясе, принадлежат раннедокембрийской системе Луфубу и позднедокембрийской системе Катанга, разделенными резким несогласием. Продуктивная свита Рудный Роан вмещает три рудные залежи.

Распределение руды в рудных телах подчиняется стратиграфическому контролю, промышленные руды располагаются в пределах стратиграфических горизонтов вмещающих пород. Рудные залежи приурочены к серицитизированным кварцитам и лишь частично к доломитам. По простиранию кварциты сменяются полевошпатовыми углистыми кварцитами, а затем граувакками. Рудные горизонты разделены пластиами доломитов. Рудная минерализация представлена халькозином, борнитом, халькопиритом и пиритом, которые образуют тонкую или грубую вкрапленность на плоскостях напластования, реже небольшие массивные скопления. Установлено, что руда встречается в косослоистых кварцитах водного происхождения, а в кварцитах золотого генезиса отсутствует. Рудные тела не связаны со складчатостью, а приурочиваются к впадинам докатангского рельефа. Особенности рудных тел определяются характером осадконакопления.

В основном рудная минерализация на месторождениях Медного пояса Катанги и Замбии представлена вкраплениями минералов, причем крупность и количество вкрапленников обычно соответствуют степени раскristаллизации пород. В местах, где порода перекристаллизована и наблюдаются относительно крупные зерна кварца, биотита, хлорита и карбоната, рудные минералы образуют сростки, часто включающие нерудные минералы. По мере раскristаллизации вмещающей породы количество рудных сростков, стяжений и агрегатов увеличивается. Интенсивная перекристаллизация пород обычно приурочена к местам наложенной поперечной складчатости.

На многих месторождениях Медного пояса встречаются секущие рудные жилы, которые некоторые исследователи рассматривают как подводящие каналы рудных растворов. Это существенно кварцевые жилы с небольшим количеством слюд, карбоната, гематита и других минералов. Эти жилы в подрудных породах и породах основания обычно содержат сульфиды меди. Если жилы содержат медь, в боковых породах на небольшом расстоянии от жилы наблюдается рассеянная вкрапленность сульфидов. В тех местах, где жила входит в рудоносные пласты, в ней, а местами и по ее зальбандам, содержится богатая вкрапленность сульфидов. Одной из главных особенностей жил является то, что они содержат только элементы, присутствующие в боковых породах, но соотношение минералов в жилах и вмещающих породах разное. По мнению большинства исследователей (Медный пояс..., 1963), жилы образовались в процессе метаморфизма путем метаморфической дифференциации материала породы, подвергшейся метаморфической перекристаллизации.

Генезис руд Медного пояса дебатруется в геологической литературе несколько десятилетий. В начале господствовала гидротермальная магматогенная гипотеза. Затем Г. Шнейдерхоном (Schneiderhöhn, 1932) было высказано мнение об осадочно-метаморфическом образовании медных руд пояса. Эта гипотеза была подтверждена большим фактическим материалом, и в настоящее время она является господствующей, хотя есть еще сторонники и эпигенетической — гидротермальной гипотезы.

Метаморфогенное образование руд Медного пояса Катанги и Замбии обосновывается, по нашему мнению, следующими данными.

1. Все рудные залежи строго следуют определенным горизонтам и не выходят за их пределы, т. е. главное значение в размещении оруденения имеет стратиграфический контроль. Рудные тела тесно ассоциируются с песчано-глинистыми пластами осадочной толщи. Главные рудные районы пояса (Чамбиши — Нкана, Роан — Мулиаши, Муфулира и Бвана — Мкубва) приурочены к мутьдообразным углублениям в древнем основании, выполненным осадочно-метаморфическими породами, содержащими рудные пласты. Попытка объяснить приуроченность рудных залежей к определенным горизонтам, благоприятным по составу и пористости, не имела успеха, так как рудные горизонты — кварциты и аргиллиты — не обладают преимуществом в пористости или составе в сравнении с другими породами разреза. Необходимо объяснить, почему кварцитовые слои минерализуются в большей степени, хотя они не являются ни наиболее проницаемыми, ни наиболее растворимыми.

2. Рудные жилы и прожилки приурочены к горизонтам пород, несущим вкрапленное оруденение, характеризуются аналогичным с вмещающими породами минеральным и элементар-

ным составом и являются типичными метаморфогенными жилами.

3. Распределение меди в большинстве случаев не зависит от складчатости. Весовое содержание меди в породе одинаково в пережатых крыльях и в раздувах. Выдержанное содержание меди в большинстве складок свидетельствует о том, что медная минерализация проходила раньше складкообразования.

4. Отсутствует связь оруденения с крупными нарушениями. На многих месторождениях горными выработками установлены разрывные нарушения, которые перемещают рудные пласты. Обычно последние прослеживаются на большие расстояния независимо от тектонических нарушений. Ни в одном из разрывов не установлено признаков минерализации, что не позволяет рассматривать их в качестве подводящих каналов.

5. Доказан докатангский возраст известных в пределах пояса гранитных интрузий. Вся толща пород системы Катанги нигде не пересекается кислыми интрузиями. Нет интрузий, с которыми можно было бы связывать оруденение.

Вся сумма приведенных выше геологических данных свидетельствует об осадочно-метаморфическом образовании месторождений Медного пояса Катанги и Замбии. Главную роль в этом поясе играют осадочно-метаморфизованные месторождения, и лишь незначительную часть залежей, где рудные компоненты сконцентрированы вследствие метаморфической дифференциации, можно отнести к метаморфическим.

## Глава V

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфические месторождения образуются при метаморфической дифференциации рудогенных компонентов метаморфизируемых пород, обособлении рудоносного флюида или гидротермального раствора и отложении рудного вещества в открытых полостях, метасоматическом замещении или выносе безрудных компонентов породы. При образовании месторождений происходили перекристаллизация исходного материала породы, перемещение на разные расстояния некоторой части компонентов, отложение их в виде метасоматического замещения или выполнения различного рода полостей породы. Породо- и рудообразующие компоненты и летучие ( $H_2O$  и  $CO_2$ ) перемещались не только внутри метаморфизируемой толщи, но могли при определенных условиях выходить и за их пределы, поэтому образование метаморфических месторождений не во всех случаях должно относиться к изохимическому течению метаморфизма.

По условиям образования и пространственному соотношению с источниками рудного материала среди месторождений мета-

морфического подкласса можно выделить две группы: автохтонные и аллохтонные.

**Автохтонные месторождения** возникли внутри метаморфизуемой толщи пород без перемещения или при незначительном перемещении исходного материала. Например, при перекристаллизации известняка, богатой глиноземом породы, углистого сланца, железорудного сланца, богатого медью или свинцом песчаника соответственно образуются: мрамор, кианитовые залежи, графитовые залежи, магнетитовые, медные или свинцовые руды. Автохтонными являются также остаточные метаморфические руды, например железные руды Центрального Криворожья и КМА, которые образовались среди железосодержащих пород вследствие выноса безрудных компонентов при метаморфизме. Автохтонные месторождения образуются также в том случае, если в близкой по составу породе (пласте, горизонте или свите) произошло местное перемещение рудообразующего компонента в благоприятную структурно-литологическую зону.

От особенностей образования автохтонных месторождений зависят закономерности их размещения. Они определяются первичным составом осадочных, вулканогенных и магматических пород, подвергшихся метаморфизму, и особенностями самого метаморфизма.

Автохтонные месторождения обладают многими отличительными от других типов месторождений особенностями.

1. Минеральный состав железорудных и других руд совершенно аналогичен составу вмещающих пород. Минеральные парагенезисы руд и пород отвечают одинаковым фациям метаморфизма. Рудные тела магнетитовых или гематит-магнетитовых руд залегают среди магнетит-кварцевых роговиков или джеспилитов. Залежи графита расположены среди графитовых гнейсов, кианита — среди кианитовых сланцев, силлиманита — среди силлиманитовых сланцев, месторождения урановых руд железо-урановой формации — среди ураноносных кристаллических сланцев и т. д. Примером таких месторождений могут служить некоторые полиметаллические месторождения Забайкалья, Маунт-Айза в Австралии, Петровское месторождение графита, месторождения золота в Сибири и др. Изучение контактов рудных залежей с вмещающими породами показало, что зерна рудных и нерудных минералов 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 никаких новых элементов по сравнению с боковыми породами в руду при рудообразовании не привнесено. Можно говорить только о концентрации рудных компонентов в благоприятных местах.

3. Преобладают структуры перекристаллизации и частичного замещения. Структуры выполнения полостей (жилы, про-

жилки и др.) отсутствуют или встречаются относительно редко. Залежи метаморфического происхождения большей частью образовались в результате замещения вмещающих пород при наложении рудного метасоматоза или выноса нерудных компонентов.

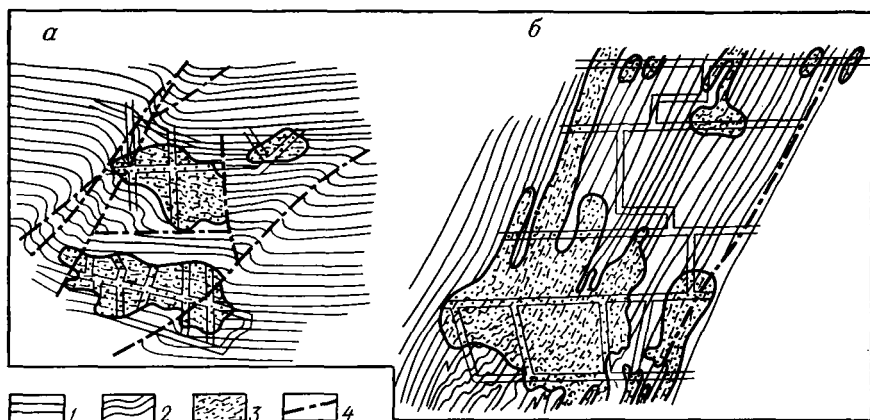


Рис. 28. Залежи магнетитовых (мартитовых) руд, приуроченные к складчато-трещинным зонам в железистых породах Саксаганского района Кривого Рога.

*а* — план; *б* — разрез.

1 — плоскопараллельная складчатость джеспилитов (железистых кварцитов); 2 — изоклиальная — сжатая складчатость; 3 — мартитовая (магнетитовая) руда с дисгармоничной складчатостью; 4 — плоскости пострудного смещения

4. Рудные залежи размещаются среди складчато-трещинных структур. Наблюдается совпадение контуров рудных залежей с зонами складчатых структур или отдельными складками. Крупные разрывы и трещины отдельностей обычно пострудные. Сами руды в большинстве случаев характеризуются пloyчатой текстурой тектонического происхождения (рис. 28). Контакты их являются секущими к слоистости пород и выражены обогащением породы рудным компонентом. Эти характерные явления хорошо изучены автором на месторождениях Криворожского бассейна, КМА, на месторождениях Гунчанлин в Китае, Сингхбум в Индии и Лабрадор в Канаде.

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 состава малых и редких элементов интрузив и руд. В большинстве 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, обращенное в сторону магнетитовых железных руд, вызванное выносом кремнезема, частичным замещением его магнетитом и тектоническим сжатием рудных прослоев. Все это по существу и есть процесс рудообразования, совершающийся синхронно с метаморфизмом и складчатостью. Эти характерные явления хорошо изучены в Кривом Роге, КМА, известны 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 метаморфизируемой толщи или даже за ее пределами среди пород существенно иного состава. Эти месторождения могут резко отличаться от вмещающих пород по условиям залегания, составу и метаморфическим парагенезисам. 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 своему характеру является аллохимическим, так как он осуществляется с привносом к месту рудоотложения рудогенных и петрогенных элементов.

Аллохтонные месторождения располагаются среди складчато-разрывных или разрывных зон в породах, отличающихся составом и минеральным парагенезисом от материнских. Они обладают всеми признаками обычных эпигенетических месторождений, однако имеют и некоторые особенности: а) состав месторождений отвечает господствующей в данной провинции геохимической формации; б) возраст месторождения близок к возрасту метаморфизма пород; в) давления, при которых образовались минеральные ассоциации, обычно довольно высокие и свидетельствуют о больших глубинах образования месторождений (от 4,5 до 6—7 км).

Приведенные особенности метаморфических месторождений позволяют выделять их в самостоятельный подкласс среди многих других генетических типов.

Метаморфические месторождения возникают в различных метаморфических фациях. Так, фации зеленых сланцев отвечают месторождения магнетитовых (магнетит-хлоритовых) и гематитовых руд, месторождения марганца (браунитовые), меди, золота, полиметаллов и асбеста; амфиболитовой фации — месторождения магнетита (магнетит-амфиболовые), урана, кианита, наждака, циркония, графита, марганца; гранулитовой фации — железорудные (магнетит-пироксеновые), ставролита, граната, титаномагнетита, меди и никеля (халькопирит-пентландитовые) и др.

Рассмотрим особенности метаморфического рудообразования железистых пород в условиях различных фаций метаморфизма.

Метаморфогенное рудообразование широко распространено на железорудных месторождениях джеспилитовой формации на всех континентах мира. Оно хорошо изучено в Криворожском бассейне (Генезис железных руд..., 1959), Курской магнитной аномалии (Глаголев, 1961), Бразилии (Dogg, 1965), Западной Австралии (Брандт, 1972; Trendall, 1970), Индии (Кришнан, 1972) 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 проницаемость поровых растворов. Рудовмещающими структурами явились зоны межпластового послойного скольжения, расслоения, кливажа, зоны повышенной трещиноватости и смятия, образующиеся преимущественно на крыльях крупных складчатых структур. В связи с этим руды развиваются преимущественно согласно напластованию пород, участвуют в сложении мелких складчатых форм и обычно не имеют резких границ с вмещающими породами. Главными агентами метаморфизма, а следовательно, и рудообразования были гидростатическое и одностороннее давление, температура и химическая активность водных растворов. В процессе метаморфизма происходила перекристаллизация первичных кремнисто-железистых пород, вследствие чего возникла значительная миграция вещества, приведшая к перераспределению и концентрации металлических компонентов.

Процессы рудообразования существенно различаются в зависимости от условий метаморфизма железистых пород. В районах, где породы джеспилитовой формации метаморфизованы в фации лавсанит-альбитовой или ломонтит-пренит-кварцевой, по Г. Винклеру (1969), или пумпеллит-эпидот-стильпномелановой, по В. С. Соболеву (Фации метаморфизма, 1970), где температуры достигали 100—300°С, сколько-нибудь значительного метаморфогенного оруденения не наблюдается.

**Рудообразование в условиях зеленосланцевой фации** очень широко распространено во многих районах мира и достаточно характерно для нижнепротерозойских осадочно-метаморфических толщ. Основным рудообразующим процессом было растворение кварца и вынос кремнезема метаморфическими растворами и тектоническое уплотнение руды. Температура рудообразования, определенная по газовой-жидким включениям в минералах, от 300—350 до 450—500°С; давление от 2 до 5 кбар. Богатые руды этого типа образовывались одновременно с раскристаллизацией железисто-кремнистого осадка, как первичного эквивалента джеспилитов и железистых кварцитов. Это доказывается следующими данными: а) роговиковая структура

и размеры кварцевых зерен сохраняются теми же в джеспилитах вдали от рудных тел, на контакте с рудой и в руде; б) наблюдается совершенно одинаковое строение и условия деформации кварца в железистых породах и руде. Петроструктурные исследования М. П. Кулишова (1955) показали одинаковую оптическую ориентировку кварца в руде и вмещающих породах. Очевидно, кварц в руде и в породах образовался одновременно в период метаморфизма первичного железисто-кремнистого осадка; в) содержание малых элементов в магнетитах богатых руд и вмещающих пород примерно одинаково. 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.

Детальное изучение контактов рудных залежей Кривого Рога, Аньшаньского района КНР, Сингхбумского района Индии (Белевцев, 1965) и Курской магнитной аномалии (Глаголев, 1957) позволило раскрыть сущность процесса рудообразования.

Отдельные прослои, составляющие железистую породу, обычно переходят из породы в богатую руду без существенного изменения мощности. Иногда, чаще всего на границе рудного и полурудного прослоя, наблюдается некоторое увеличение мощности рудных прослоев и появление тонких дополнительных прослоев новообразованного гематита. При наличии интенсивной приконтактной складчатости рудные прослои несколько утоняются и даже разрываются, но в руде мощность любого прослеженного рудного прослоя такая же, как и в неоруденелой породе. Совершенно иначе ведут себя безрудные (кварцевые) и полурудные (кварц-магнетитовые) прослои. Их мощность по мере перехода железистого роговика в руду постепенно, а в некоторых случаях резко уменьшается; прослои выклиниваются (рис. 29).

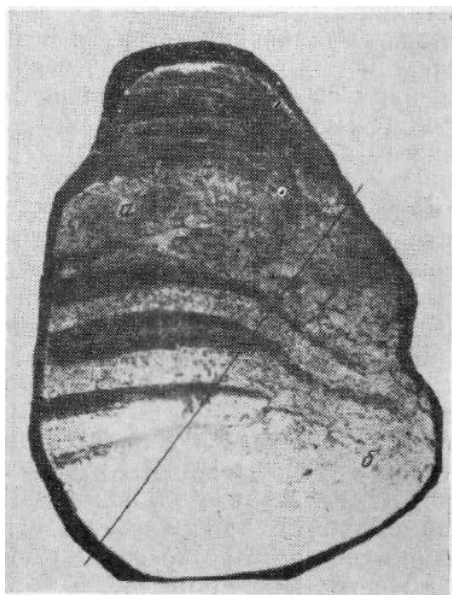


Рис. 29. Контакт джеспилита (а) и руды (б). Темные прослои безрудные (кварцевые), светло-серые — рудные (магнетитовые)

Уменьшение мощности и выклинивание полурудных и безрудных прослоев характерны для различных типов руд, в том числе и для окисленных магнетитовых (мартитовых). Ширина зоны выклинивания незначительна — в большинстве исследованных контактов она не превышает 10—20 см. Реже наблюдаются случаи постепенного плавного уменьшения мощности прослоев на протяжении десятков сантиметров и даже метров. Вследствие выклинивания безрудных и полурудных прослоев переход железистых пород в руду всегда происходит с заметным уменьшением объема. На основании значительного количества замеров (свыше 100) было установлено, что из слоя (пачки) железистой породы мощностью 100 см образуется слой руды мощностью от 45 до 80 см. Следовательно, из 100 см<sup>3</sup> породы образуется от 45 до 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. Совершенно аналогично изменяются кварцевые прослои в магнетитовых рудах КМА, Кривого Рога, Сингхбума, Аньшаня, Оленегорска и других районов.

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 (1956) о растворимости SiO<sub>2</sub> при температурах 450, 500 и 600°С и давлении 2 кбар позволили построить изотермы 350 и 400°С. Они показывают, что растворимость SiO<sub>2</sub> резко возрастает с увеличением температуры и уже при температуре 350, а особенно 400°С становится весьма значительной. Так, при температуре 400°С и давлении 2 кбар в воде содержится 2,2 г/л SiO<sub>2</sub>, а при 450°С — около 3,5 г/л, при 500°С — около 5,0 г/л. При температуре ниже 350°С миграция SiO<sub>2</sub> затруднена и идет в ничтожных размерах.

По экспериментальным данным Ф. В. Сыромятникова и Г. В. Румянцевой (1969), растворимость кварца резко увеличивается при приложении к образцу одностороннего сжатия и увеличении боковой нагрузки (400 кгс/см<sup>2</sup> осевая и 500—1000 кгс/см<sup>2</sup> боковая нагрузка). Экспериментальные данные, полученные в лаборатории ИГФМ АН УССР, показали резкое увеличение растворимости кварца в зависимости от количества магнетита в навеске. При соотношении SiO<sub>2</sub>/Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> = 1/4 вынос кремнезема увеличивается в 3 раза по сравнению с выщелачиванием кремнезема из чистого кварца. При этом железо выносятся в ничтожных количествах, примерно в 150—200 раз с меньшей интенсивностью, чем кремнезем. Этот эффект увеличения выноса SiO<sub>2</sub> не наблюдается, если вместо магнетита в навеску положить гематит или гётит с тем же количеством железа. Вероятно, это объясняется свойствами магнетита, который при окислении увеличивает рН раствора и этим усиливает растворение кварца. Приведенные данные позволяют объяснить

возможность интенсивного растворения  $\text{SiO}_2$  в условиях температур и давлений, отвечающих зеленосланцевой фации метаморфизма.

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

**Рудообразование в условиях амфиболитовой фации** ограничено развито на площадях распространения джеспилитовой формации нижнего протерозоя. Все же известны рудные поля и районы, где главным представителем руд являются гематит-магнетитовые, 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 с температурой от 350—400 до 500—550°С и давлением от 1,5—2,0 до 5—6 кбар (по данным изучения газовой-жидких включений в минералах руд).

В рудообразующем метасоматическом процессе выделяются два этапа: магнезиально-железный метасоматоз и железный (железорудный) метасоматоз. Магнезиально-железный метасоматоз — широко развитый процесс, распространяющийся 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 породообразующих минералов куммингтонитом 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 образовании амфиболов недостаток кислорода не позволял образоваться окислам железа, и железо накапливалось в растворе. Повышение кислородного потенциала привело к выпадению из раствора избытка железа в форме магнетита, а на заключительных стадиях — 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 новообра-

зований (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.

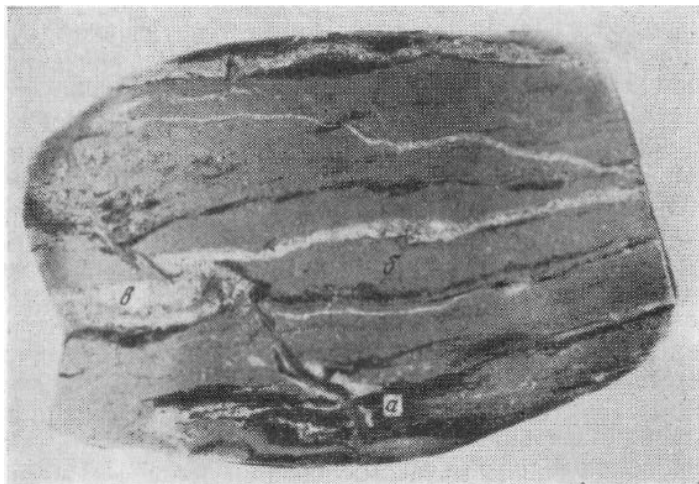


Рис. 30. Амфибол-гематит-магнетитовая руда.

*a* — незамещенные останцы амфибола; *b* — новообразования магнетита; *v* — новообразования гематита

Вслед за магнетитом второй генерации кристаллизовался гематит второй генерации. Он, как и магнетит, развивался по прослоям амфиболового и кварц-амфиболового состава, замещающая амфибол и кварц. Полосы гематита в руде состоят из агрегата тесно сросшихся пластинчатых или ланцетовидных зерен, образующих в массе петельчатые или решетчатые сплетения (рис. 30). Отложением гематита второй генерации закончилась стадия магнезиально-железного метасоматоза. Таким образом, конечным продуктом этой стадии явились амфибол-магнетитовые, кварц-амфибол-магнетитовые и амфибол-гематит-магнетитовые железные руды, в которых амфибол был представлен в основном куммингтонитом, в меньшей степени — грюннеритом 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 развито ограниченно и 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 подобные руды изучены также Е. Б. Глевасским в Мангушском районе Приазовья (Глевасский, 1971). Силикаты в этих рудах представлены пироксеном, фаялитом; сульфиды — пиритом, пирротинном, халькопиритом, иногда появляется кальцит, из аксессуарных минералов отмечены апатит, ильменит. Силикатные минералы руд отличаются от силикатов пород более магниезиальным составом, а сульфиды железа — дырочным типом проводимости, тогда как для сингенетических сульфидов вмещающих пород установлен электронный тип проводимости.

Состав минералов и их взаимоотношения позволяют выделять в формировании руд 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. Савенко (1970), температуры образования руд первого этапа, определенные по остаточной намагниченности магнетита, превышали  $700^{\circ}\text{C}$ , т. е. отвечали температурам вмещающих их гранулитовых пород. Второй этап протекал при температуре  $450\text{—}580^{\circ}\text{C}$ .

В районах, где породы достигли метаморфизма зеленосланцевой фации, наиболее широко развиты процессы образования метаморфогенных руд. На площадях развития амфиболитовой фации метаморфизма оруденение железистых пород встречается значительно реже, еще реже встречаются богатые руды в местах, где породы достигли метаморфизма гранулитовой фации. Объясняется это тем, что физико-химические условия зеленосланцевой фации метаморфизма наиболее благоприятны для подвижности кремнезема, амфиболитовой фации — кремнезема, магния и частично железа, тогда как высокотемпературные условия гранулитовой фации вызывали совместную подвижность железа и кремнезема, что приводило к образованию железистых силикатов и это обедняло породы окислами железа, составляющими железную руду.

Работами последних лет в ряде районов установлена зависимость количества и качества богатых руд от степени метаморфизма вмещающих их железисто-кремнистых пород. Богатые железные руды остаточного типа, сформировавшиеся в результате выноса из пород кремнезема, приурочены к железисто-кремнистым породам фации зеленых сланцев, что неоднократно подчеркивалось многими исследователями (Белевцев, 1968; Корнилов, 1969; Кравченко, 1968; Гросс, 1972). В породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма руды менее развиты и представлены магнетит-амфиболовыми разностями, сформировавшимися в результате метасоматического перераспределения железа в толще железисто-кремнистых пород (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972; Корнилов, 1972).

В гранулитовых комплексах докембрийских железисто-кремнистых пород богатые руды редки. Они возникают как маломощные образования на контакте различных по составу пород, например железисто-кремнистых и магнезиальных пород основного состава либо карбонатных толщ (Глеваский, 1970). Известны также маломощные залежи богатых сульфидно-магнетитовых руд в участках диафтореза железисто-кремнистых пород (Ярошук, 1971).

Существование такой зависимости в локализации богатых железных руд явилось важным критерием для отнесения их к классу метаморфогенных либо реоморфических месторождений. Эти последние образовались в результате переотложения рудообразующих компонентов в процессе метаморфического преобразования богатых железом пород. Тем самым была раскрыта связь образования богатых железных руд докембрийских железисто-кремнистых формаций именно с процессами метаморфизма исходных пород.

### Описание месторождений

**Железорудное месторождение им. Артема** в Центральном районе Криворожского бассейна. Здесь наиболее продуктивен пятый железистый горизонт криворожской серии, который содержит подавляющую часть всех залежей и запасов богатых железных руд месторождения (рис. 31). Этот горизонт джеспилитов сложен тонкими рудными слоями, состоящими в основном из магнетита или мартита (в зонах глубинного окисления), чередующимися с безрудными кварцевыми слоями, часто содержащими значительное количество тонкораспыленного гематита. Складчатая структура месторождения определяется крупным флексурным изгибом пород, в который вовлекаются не только породы пятого железистого горизонта, но и соседние породы.

Главная залежь богатых железных руд, составляющая более 60% всех запасов месторождения, располагается 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, находящейся среди мартитовых джеспилитов, также имеет мартитовый (ранее магнетитовый) состав и такую же тонкую полосчатость, как и джеспилиты; другая часть залежи, относящаяся к лежащему боку и расположенная среди магнетит-хлоритовых роговиков, имеет магнетит (мартит)-хлоритовый состав и такую же, как и роговики, грубую полосчатость. Мелкие залежи являются как бы спутниками главной залежи и располагаются цепочкой по простиранию пород южнее и север-

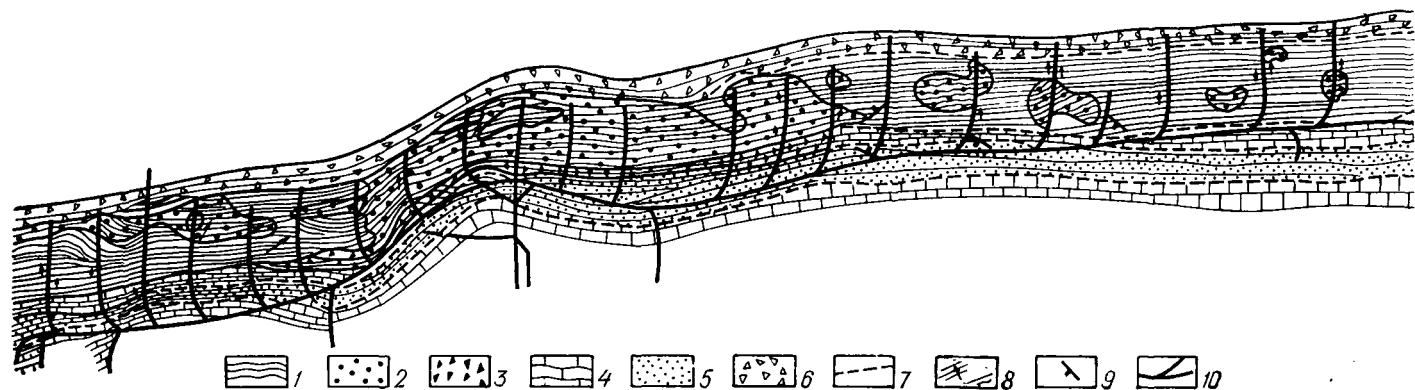


Рис. 31. План рудных залежей месторождения им. Артема.

1 — джеспилиты пятого горизонта; 2 — залежи мармитовых руд;  
3 — залежи магнетит-хлоритовых руд; 4 — сланцы пятого горизон-

та; 5 — магнетитовые роговики пятого горизонта; 6 — роговики и сланцы перекрывающего шестого горизонта; 7 — границы горизонтов; 8 — полосчатость в породах и рудах; 9 — элементы залегания пород; 10 — горные выработки

нее ее. Эти залежи также приурочены к более мелким складчатым осложнениям в виде поперечного изгиба или дисгармоничного смятия. Образовались рудные залежи вследствие выноса кремнезема в зонах поперечной складчатости.

Детальное изучение многочисленных залежей богатых руд магнетитового, мартитового и гематит-магнетитового состава различных месторождений Криворожского бассейна позволило установить 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 плейчатость, 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 в настоящем разделе (см. рис. 29).

На месторождении им. Артема отчетливо видны: а) пространственная связь складчатости, утонение безрудных прослоев и сжатие рудного пространства в сравнении с вмещающими породами; б) открытые трещины отдельностей, часто переходящие из породы в руду, по которым нередко наблюдается перемещение залежей. Очевидно, 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 явились зоны межпластового перемещения, тонкой трещиноватости и кливажа, образующиеся преимущественно на крыльях складчатых структур. В связи с этим 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 остаточному метаморфическому типу.

**Дегтярское медноколчеданное месторождение на Среднем Урале** расположено среди эффузивно-осадочных пород, представленных серицитовыми сланцами, альбитофирами и кварц-хлоритовыми сланцами. Залежи колчеданных руд имеют вид послойных вкрапленных выделений и прожилковых сплошных

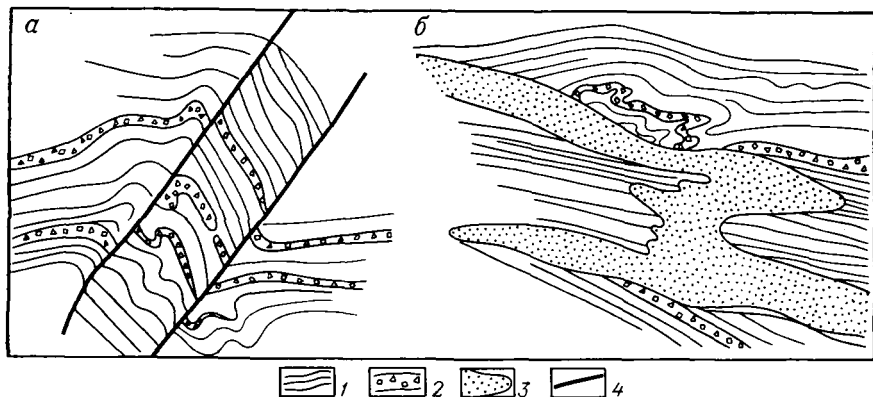


Рис. 32. Вкрапленные (а) и сплошные (б) колчеданные руды и их взаимоотношения на Дегтярском месторождении, Урал (зарисовки автора).

1 — хлорит-серицитовые сланцы; 2 — вкрапленные колчеданные руды; 3 — сплошные колчеданные руды; 4 — тектонические швы

руд. Послойные образования вкрапленных руд принимают участие в складчатости и перемещаются по разрывным зонам или трещинам отдельностей. Сплошные прожилковые и частично вкрапленные руды образовались благодаря перемещению рудного материала при метаморфизме в расслоенных породах, преимущественно в местах интенсивной складчатости (рис. 32). Поскольку новообразованные послойные вкрапления и секущие жилы сплошных руд представляют промышленное значение, Дегтярское месторождение следует относить к подклассу метаморфизованных, к группе вулканогенно-метаморфизованных месторождений.

Известный знаток рудных месторождений Урала А. Н. Заварицкий в главе «О генезисе колчеданных месторождений» сделал следующий вывод о влиянии метаморфизма на образование колчеданных месторождений Урала: «Региональный метаморфизм месторождения и окружающих горных пород привел к изменению минерального состава и структуры руд. Связанная с этим метаморфизмом метаморфическая дифференциация выразилась в перераспределении и переотложении вещества в месторождении. Как результат деформации и метаморфической дифференциации возникли новые формы минеральных агрегатов и таким образом окончательно сформировалось месторождение в том его неизменном супергенными процессами виде, в каком мы видим его теперь» (Заварицкий, 1963, с. 367).

При рассмотрении генезиса Дегтярского месторождения А. Н. Заварицкий писал: «Рудное тело образовало первоначально пологую также пластообразную массу, вероятно вытянутую вдоль некоторой трещины, скорее меридиональной... Позднее все подвергалось складчатости и динамическому метаморфизму. Термально измененные породы превратились в настоящие серицитовые сланцы, более свежие породы — в порфидоиды. Одновременно с метаморфизмом и под его влиянием происходила перекристаллизация и частью перегруппировка вещества в самих рудных залежах, возникали такие образования, как метаморфические жилки колчедана и кварца, отдельные вкрапления колчеданов, росшие одновременно с метаморфизмом горных пород» (Заварицкий, 1963, с. 349—350).

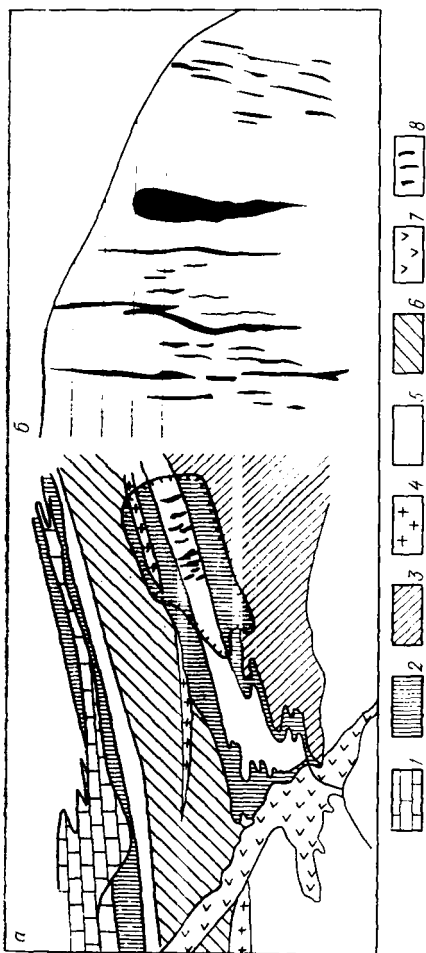
**Месторождение Слюдянка** расположено у южного окончания оз. Байкал. Его геологическое строение характеризуется сложноскладчатой с разрывами структурой, образованной расслоенной докембрийской осадочно-метаморфической толщей. Слагающие месторождение породы представлены двумя свитами: нижней — гнейсовой, в состав которой входят гранат-биотитовые, графитовые и пироксен-амфиболовые гнейсы, и верхней — карбонатной, сложенной кальцифирами. Продуктивен горизонт пироксен-амфиболовых гнейсов, в котором размещено множество поперечных кальцит-флогопитовых жил с отдельными кристаллами апатита и скаполита (рис. 33). Мощность жил самая различная, в отдельных раздувах достигает 20 м.

Строение жил зональное, внутри они выполнены кальцитом, а у зальбандов расположены кристаллы флогопита, апатита и скаполита. Отдельные кристаллы флогопита достигают до 1,5 м в поперечнике. 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, и за пределы продуктивного пласта практически не выходят. Возникают эти жилы при метаморфической дифференциации. По составу продуктивного горизонта и жил можно судить о составе метаморфических растворов, которые содержали магний, кальций, железо и кремнезем. Эти остаточные метаморфические растворы попадали в трещины отрыва, образовавшиеся в конечные периоды перекристаллизации пород, и там в связи с резким падением давления и температуры сбрасывали свой полезный груз.

Вероятно, одной из главных причин образования флогопитовых жил наравне с благоприятными *PT*-условиями был первичный состав метаморфизируемых пород. Породы, слагающие Слюдянский район, отличаются переслаиванием карбонатных, магнезиальных и силикатных пород, которые при метаморфической кристаллизации в условиях амфиболитовой фации привели к

Рис. 33. Схема геологического строения Слюдянского месторождения (а); проекция продуктивного горизонта гнейсов с петматитовыми слюдонами жилами (б).

1 — мраморы; 2 — гранит-биотитовые гнейсы; 3 — кварц-диопсидовые породы; 4 — диопсидовые породы; 5 — пироксен-амфиболовые гнейсы; 6 — биотит-гранатовые гнейсы; 7 — диабазы; 8 — петматитовые жилы со слюдой.



выделению наиболее растворимых элементов в остаточные метаморфические растворы.

**Месторождение Жайрем** (Северо-Западный Казахстан) отличается широким развитием стратиформного оруденения, представленного пиритовыми и сфалерит-пиритовыми с галенитом ритмитами, протягивающимися на большие расстояния и обладающими большими запасами убогих (непромышленных) руд свинца и цинка. Продуктивная свита представлена тонким переслаиванием песчаников, углесто-глинистых сланцев и карбонатных пород палеозоя, содержащих послойные мелкие вкрапления сульфидов железа, цинка и свинца. Расположена она стратиграфически ниже железо-марганцевых месторождений Караджала.

Промышленные галенит-сфалерит-баритовые руды сосредоточены в тектонических узлах продуктивной свиты ритмов — 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. 34).

Проведенное Ю. С. Парилковым, Н. М. Митряевой, В. А. Кормушиным и В. А. Ми-

хальной (Температурные условия..., 1976) изучение температурных условий формирования руд месторождения Жайрем показало следующее.

1. Пиритовые и сфалерит-пиритовые с галенитом ритмиты имеют температуры вскрытия включений от 40 до 70°С; включения в минералах однофазные — жидкие. Авторы статьи и дру-

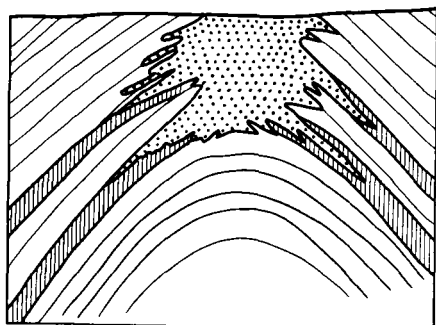


Рис. 34. Схема строения месторождения Жайрем.

1 — метасоматическая залежь свинцово-цинковых руд с баритом; 2 — послойные малорудные ритмиты сульфидов; 3 — вмещающая толща сланцев и кластогенов



гие исследователи Атасуйских месторождений считают, что полученные данные о температурах образования рудных минералов подтверждают геологические наблюдения о гидротермально-осадочном накоплении рудных ритмитов. Источником рудного вещества были, по-видимому, подводные излияния на морское дно, связанные с деятельностью синхронного вулканизма.

2. Галенит-сфалерит-баритовые промышленные руды имеют однофазовые включения в минералах; их вскрытие происходит при 140—150°С. Это 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°С.

С аналогичными месторождениями меди и полиметаллов автор настоящей книги познакомился в Северной Австралии во время геологической экскурсии XXV сессии Международного геологического конгресса в 1976 г. Это месторождения Маунт-Айза, Леди Лоретта и Макартур, расположенные вдоль гряды осадочно-метаморфических пород протерозоя, представленных тонким переслаиванием черных сланцев, песчаников, эффузивов и карбонатных пород, протягивающихся более чем на 300 км. Эти породы содержат тонкую послойную вкрапленность галенита, сфалерита, халькопирита и пирита, образуя аналогичные жайремским рудные ритмиты, редко с промышленным содержанием металлов. Австралийские геологи считают, что эти рудные ритмиты образовались осадочным путем в морском бассейне, куда рудный материал поступал по разломам вместе с вулканиче-

ским субмаринным материалом. Бассейн был насыщен серой. Медь, переносившаяся в кислых растворах, фиксировалась вблизи конседиментационных разломов, тогда как свинец, цинк и железо продвигались дальше и занимали более широкие пространства бассейна седиментации. При метаморфизме, редко достигавшем фации зеленых сланцев, происходило перемещение металлов, приведшее к образованию богатых медых (халькопиритовых) и свинцово-цинковых (галенитовых, 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 суммы свинца и цинка — 12—15%.

В богатых рудах наблюдается интенсивная складчатость и трещиноватость с обильным образованием сульфидов в виде прожилково-вкрапленных руд, которые иногда развиваются и по зонам смятия.

Приведенные данные о совместном размещении богатых руд и ритмитов, о их различном структурном положении, одинаковом минеральном и элементарном составе при различных температурах образования и возрастных взаимоотношениях минералов, дают основание считать, что богатые руды образовывались при перемещении рудообразующих элементов из бедных металлами ритмитов под влиянием метаморфизма пород дозеленосланцевой фации.

**Золоторудные прожилково-вкрапленные сульфидные месторождения.** В золотоносных районах сульфидная минерализация представлена в основном пиритом. В. А. Буряк (1975) выделил три разновидности сульфидной минерализации: 1) осадочно-диагенетическую; 2) раннеметаморфическую; 3) метаморфогенно-гидротермальную дожилковую и синжилковую.

Осадочно-диагенетические сульфиды представлены вкрапленностью пирита с крайне незначительным количеством галенита, халькопирита и пирротина. Развиты они преимущественно среди «углистых» алевролитовых свит и пачек и не зависят от разрывных нарушений и складчатых структур. Содержание золота в сульфидах очень низкое; редко оно достигает десятых долей грамма на тонну. По данным нейтронно-активационных анализов, содержание золота составляет 10—15 мг/т.

Раннеметаморфические сульфиды помимо общего регионального метаморфизма испытали дополнительно рассланцевание и наиболее ранние метаморфогенно-метасоматические изменения. Сульфиды этого типа представлены линзочками, прожилками пирротина и метакристаллами пирита. Встречаются редкие выделения сфалерита, халькопирита и арсенопирита. Раннеметаморфические сульфиды распространены повсеместно, но неравномерно; чаще всего они встречаются в рассланцованных филлитах и алевролитах, т. е. среди пород с повышенной осадочно-

диагенетической минерализацией. В отличие от последних они содержат больше золота (от 0,001 до 1,0 г/т), а отношение никеля к кобальту значительно ниже, чем в осадочно-диагенетических сульфидах.

Вмещающие породы отличаются общей раскристаллизацией глинистого материала с развитием минералов группы эпидота, хлорита, альбита, серицита и карбоната. Наблюдается собирательная перекристаллизация обломков зерен кварца, осадочных сульфидов, кальцита и Mg—Fe-карбонатов с обособлением их в послойно-кливажных трещинах. Кристаллизация этих сульфидов происходила одновременно и частично после образования послойно-кливажных трещин.

Метаморфогенно-гидротермальные сульфиды составляют основную массу сульфидов золотоносных минерализованных зон. Золото в минерализованных сульфидами зонах размещено неравномерно и концентрируется в виде послойных «линз» и «пластов», приуроченных к пачкам «углистых» алевролитов. Мощность их изменяется от нескольких сантиметров до десятков метров. Содержание золота обычно составляет 2—4 г/т, но иногда достигает 3—6 г/т и выше. В отличие от раннеметаморфических и осадочно-диагенетических метаморфогенно-гидротермальные сульфиды обогащены мышьяком, серебром, никелем и кобальтом.

Структурным контролем размещения метаморфогенно-гидротермальных сульфидов являются антиклинальные складки, послойно-кливажные трещины и разрывные структуры, связанные с позднекладчатый этапом деформаций. Вследствие увеличения частоты и размеров, вкрапленники сульфидов переходят в прожилкоподобные скопления, образуя секущие прожилки или послойные пропластки.

Концентрация золота отмечается только в пределах зеленосланцевой фации метаморфизма. Усиление регионального метаморфизма пород изменяет состав сульфидов. Пиритовая минерализация хлорит-серицитовой зоны сменяется в биотит-хлоритовой зоне пирит-пирротиновой, а в более высоких фациях метаморфизма — пирротиновой.

По мере усиления метаморфизма золотоносность постепенно ослабевает и, начиная с эпидот-амфиболитовой фации, не представляет сколько-нибудь существенного значения.

По данным В. А. Буряка (1975), образование золотого оруденения связано с зеленосланцевой фацией метаморфизма по следующим причинам: а) термодинамические условия зеленосланцевой фации метаморфизма ( $T=150-450^{\circ}\text{C}$ ;  $p_{\text{общ}}=1-3$  кбар) наиболее оптимальны для гидротермального метасоматоза и отложения сульфидов и золота; б) происходит экстракция, концентрация и «отгонка»  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , серы, хлора и золота из зон высокотемпературного метаморфизма и гранитизации; в) в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма наиболее низка

энергия активации извлечения в раствор рудогенных компонентов (серы, железа, золота и др.) из вмещающих пород.

По данным расчетного баланса, основное количество золота поступало в рудные тела из зон высокотемпературного метаморфизма и гранитизации и только 5—15% золота вынесено непосредственно из боковых пород.

Таким образом, эти месторождения золота должны относиться к метаморфическим автохтонным (Генетическая классификация..., 1976).

**Холодненское колчеданно-полиметаллическое месторождение** расположено в Северном Прибайкалье 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-восточного простирания. Крылья складок осложнены изгибами пород нескольких порядков (до микроскладчатости). Наблюдаются разрывные нарушения продольного субсогласного с породами простирания, по которым размещаются интрузии габбро-диабазов. Более молодые нарушения субмеридионального и север-северо-западного простирания разделяют месторождение на блоки. По данным Г. В. Ручкина, В. Д. Конкина и Т. П. Кузнецовой (1973), 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 метаморфические минералы образовались при температуре 480—630°С и давлении около 6 кбар. На месторождении выделяются три рудные зоны, представленные колчеданно-полиметаллическими залежами мощностью от нескольких метров до 30—60 м.

Среди руд месторождения по структурно-текстурным признакам выделяются три разновидности, имеющие важное значение для понимания условий их образования: 1) массивные и полосчатые богатые руды, сложенные галенитом, сфалеритом и частично пиритом; залегают они в висячем боку рудной зоны; 2) пиритовые и кварц-пиритовые руды, залегающие преимущественно в лежачем боку рудной залежи; 3) прожилково-вкрапленные руды халькопирит-пирротинового состава. Руды первых двух типов часто имеют ритмичнослоистую текстуру, образованную чередованием прослоев сульфидов и вмещающих пород толщиной от долей сантиметра до 10 см, редко более мощных. Наблюдаются плоскопараллельные, массивные и мелкокладчатые текстуры этих руд.

Метаморфическая перекристаллизация руд хорошо наблюдается макроскопически и под микроскопом. Она выражена

развитием гетерогранобластических зерен пирита и других сульфидов, часто удлиненных и ориентированных по осевым плоскостям мелких складок. В замках микроскладок зерна сульфидов часто располагаются параллельно изгибам слоистости. Глубокие изменения руд выражены также в образовании крупнозернистых сланцеватых и плейчато-сланцеватых структур руд, образовавшихся вследствие полной перекристаллизации с утратой первичных структур. При этом хорошо наблюдаются явления перегруппировки сульфидов при собирательной кристаллизации с образованием крупных зерен, приуроченных к ядрам плек, в которых концентрируется до 60—70% общего количества сульфидов породы. Все это убедительно показывает синскладчатую перекристаллизацию сульфидов. В зонах развития полосчатых и массивных руд наблюдается интенсивное окварцевание и карбонатизация в виде оторочек кварцевого и кварц-карбонатного состава по зальбандам рудных зон. По ряду наблюдений под микроскопом фиксируется очищение вещества породы от графита в сторону зон окварцевания, что свидетельствует о мобилизации кварца из боковых пород при метаморфизме (Ручкин, Конкин, Кузнецова, 1973).

Массивные пирит-галенит-сфалеритовые руды и частично полосчатые богатые руды образовались при метаморфизме, отвечающем метаморфизму рудовмещающей толщи на прогрессивном этапе. Кремнезем,  $\text{CO}_2$  и рудные элементы (свинец, цинк и железо) при прогрессивном метаморфизме перемещались из первичных руд и отлагались в благоприятных складчато-трещинных структурах месторождения.

Прожилково-вкрапленные руды (халькопирит-пирротиновые, пирит-галенит-сфалеритовые) приурочены к зонам метасоматических диафоритов. Они имеют кварц-серицитовый и серицит-карбонатно-кварцевый состав и образуются по зонам древних продольных нарушений. Вероятно, эти образования относятся к регрессивному этапу метаморфизма, что подтверждается и температурами гомогенизации газовой-жидких включений в минералах прожилково-вкрапленных 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 регрессивном этапах. Следовательно, Холодненское месторождение богатых руд (массивных, слоистых и прожилково-вкрапленных) должно быть отнесено к метаморфическим автохтонным.

## УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ультраметаморфические месторождения образуются под действием флюидов и растворов, возникающих в зонах полигенной гранитизации и обогащенных рудными компонентами в процессе их формирования или по пути движения. Месторождения представлены рудоносными гранитоидами, пегматитами, различными диафоритами (альбититами, листовенитами, березитами и др.), образующими часто тектоно-метасоматические зоны с парагенезисами минералов, характерными для регрессивной стадии метаморфизма.

Гранитизация является процессом полного или частичного выплавления и перекристаллизации метаморфических пород, осуществляющимся под действием флюидов, содержащих Si, Al, Na и K. В процессе гранитизации эти флюиды обогащались рудными и щелочноземельными компонентами, высвобождающимися из первичных пород и не вошедшими в состав новых минералов, слагающих мигматиты и граниты. Таким образом формировались 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 (Гинзбург, 1972).

Постгранитизационные флюиды, а при снижении температуры и давления — растворы, содержащие железо, магний, кальций, натрий, калий, редкие и цветные металлы, поднимались в область расслоенных метаморфических пород. По пути своего движения растворы, обладающие значительной температурой и растворяющей емкостью, проходили через пласты и свиты пород, обогащенных рудными компонентами, экстрагировали их и, нередко приобретая значение рудообразующих растворов, при благоприятных условиях вызывали рудообразование.

Ультраметаморфические месторождения возникали благодаря широкой дифференциации вещества при метаморфизме, перемещению рудных компонентов далеко от места их экстракции из пород. Для ультраметаморфических месторождений характерен щелочной, магниезиально-кальциево-углекислый и кремнистый метасоматозы, а также образование кварцеворудных и карбонаторудных пегматитовых и аплитовых жил, несущих рудные минералы. Иногда образуются прожилковые штокверковые месторождения или месторождения, представленные 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 как среди складчатых, так и среди складчато-разрывных структур. В отличие от метаморфизованных и метаморфических месторождений, ультраметаморфические месторождения образуются за счет привноса рудных элементов гидротермальными растворами в область рудоотложения.

Среди ультраметаморфических месторождений целесообразно выделить две группы: палингенно-метасоматических и постультраметаморфических (постгранитизационных) месторождений. Первые образуются в результате метаморфического мигматито-гранито-пегматитообразования, а также последующего палингенезиса, приводящего к возникновению реоморфических гранитов и пегматитов. Постгранитизационные месторождения формируются при затухании процессов ультраметаморфизма и развитии постультраметаморфических растворов, поднимающихся из зон ультраметаморфизма в более высокие этажи консолидированных пород.

Для ультраметаморфических месторождений характерно: 1) широкое развитие зон метасоматоза (K, Na, Si, Mg, Fe и др.), которому подвержена большая группа алюмосиликатных пород (сланцы, гнейсы, силикатные железистые роговики и др.); 2) рудные тела, жилы и штокверки размещены среди метасоматических зон диафторитов по наложенным структурам (милонитам, катаклазитами и др.); 3) рудные месторождения и диафториты нередко развиваются по зонам глубинных разломов, протягивающимся на сотни, а иногда и тысячи километров, образуя протяженные тектоно-метасоматические рудные пояса с однотипными геохимическими особенностями; 4) в формировании месторождений главную роль играют метасоматические процессы, которые накладываются на породы различных фаций метаморфизма и не зависят от размещения тел гранитоидов; 5) формирование метасоматических месторождений происходит, 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 шло перемещение пород; 6) интрузии гранитоидов и малые интрузии основных пород являются более поздними по отношению к ультраметаморфическим месторождениям; 7) изотопный возраст месторождений близок к изотопному возрасту пород гранитизации. Так, на Украинском щите рудоносные зоны щелочного метасоматоза имеют изотопный возраст 1700—1900 млн. лет, а возраст гранитоидов нижнего протерозоя — от 1800 до 2200 млн. лет.

Ультраметаморфические месторождения отличаются от метаморфических автохтонных иными, чем в породах, парагенезисами минералов и другими элементами, часто не встречающимися во вмещающих породах. От типичных плутоно-гидро-

термальных месторождений они отличаются протяженностью распространения, широким развитием железо-магнезиального, щелочного и кальциево-углекислого метасоматозов, высоким давлением при образовании и распространением среди пород высоких фаций метаморфизма (амфиболитовой и гранулитовой).

Ультраметаморфические месторождения особенно характерны для протерозойских пород щитов, однако в ряде мест к этому типу можно отнести месторождения, размещенные в палеозойских структурных этажах, образовавшиеся вследствие ультраметаморфизма нижних горизонтов складчатых структур. Среди пород нижнего протерозоя широко развиты редкометалльные, 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 располагаются на границе краевых прогибов и внутренних геосинклинальных областей. Эти зоны чаще всего формируются в начальный период геосинклинального развития, являются конседиментационными 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 представлены мигматитами и реоморфическими гранитами; протерозойские — менее гранитизированы, в основном это расслоенные гнейсы и кристаллические сланцы, подвергшиеся метасоматическим изменениям.

Зоны краевых прогибов геосинклиналей преобразуются в сложные синклинории с глубоким заложением (до 4—8 км). В пределах синклинориев породы образуют складчато-трещинные структуры с послойными перемещениями отдельных слоев, в результате чего возникают расслоенные легкопроницаемые зоны, особенно в местах замыкания синклиналей и поперечных изгибов пластов. На складчатые синклинорные полосы пород, протягивающиеся вдоль глубинных разломов, накладываются разрывные структуры, которые на разных этапах метаморфизма и особенно ультраметаморфизма служили путями движения перемещающихся растворов. Эти складчато-разрывные зоны и являлись 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 зависят от исходных пород и

состава поднимающихся растворов из зон ультраметаморфизма. Исходные растворы по пути своего следования могли менять состав, так как они экстрагировали различные элементы из пород, через которые проходили, и переносили их к месту отложения.

В одних случаях в зонах краевых прогибов и глубинных разломов развивался щелочной метасоматоз. Щелочные метасоматиты имеют особенно большое значение в постультраметаморфическом рудообразовании в докембрии. Они образовались при замещении различных по составу пород (гнейсов, кристаллических сланцев, мигматитов и гранитов) при воздействии натрийсодержащих углекислых растворов, проникающих в породы по зонам милонитов, катаклазитов и других тектонитов, и представлены микроклинитами, альбититами, эгиринами, доломитами. На первом этапе щелочного метасоматоза проявился калиевый метасоматоз, выраженный образованием микроклиновых пород, нередко почти чистых микроклинитов. Замещению подвергался плагиоклаз и кварц гнейсов и мигматитов. На втором этапе развивались натрийсодержащие минералы — альбит, эгирин и щелочные амфиболы.

Отчетливо наблюдается зависимость возникновения того или иного минерала от исходного состава пород. Альбит образовался по плагиоклазу, микроклину, кварцу и другим минералам гнейсов, микроклинитов и мигматитов. Часто образуются почти мономинеральные альбитовые породы — альбититы или частично альбитизированные гнейсы. Наиболее интенсивно альбитизируются микроклиниты, реже гнейсы и мигматиты. Эгирин и эгириниты в значительных масштабах возникают по железистым роговикам и джеспилитам, где есть достаточное количество кремнезема и железа. Щелочные амфиболы (радусит, глаукофан, рибекит) образуются по куммингтониту и биотиту. Метасоматический процесс завершался образованием относительно низкотемпературного парагенезиса таких минералов, как доломит, анкерит, кальцит, иногда эпидот, хлорит, с которыми часто ассоциируют рудные минералы — гематит, пирротин, уранинит, ненадкевит, 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-урановых и силикатно-урановых формаций. Месторождения этого типа встречаются только в местах интенсивного щелочного и карбонатного метасоматоза, хотя и относятся к завершающим стадиям этого процесса. Обычно железо-урановые месторождения размещаются в участках интенсивной складчатости железисто-сланцевых пород, представленных крупными центроклинальными замыканиями или поперечными изгибами пластов по простиранию и падению. В зоне складок

развиты послойные срывы, мелкая трещиноватость, кливаж и пористость, создающие проницаемость 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 (1972<sub>2</sub>) различает шесть типов щелочных метасоматитов, среди которых автор выделил два типа метасоматических месторождений урана: а) в породах формации железистых кварцитов; б) в алюмосиликатных и силикатных породах.

А. И. Стрыгин (1970) предложил систематику альбититов по текстурно-структурным признакам, выделив две разновидности: а) крупнозернистые, порфириовидные, бластокатакластические и массивные альбититы, образовавшиеся по сиенитам, граносиенитам и гранитам; б) мелкозернистые, гранобластовые, гнейсовидные, полосчатые и массивные альбититы, образовавшиеся по гнейсам, сланцам и эгиринитам.

На основании аналитических и геохимических исследований метасоматитов докембрия В. Г. Кушев (1972<sub>2</sub>) 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.

В качестве примера месторождений, связанных с метасоматитами, можно указать на урановые, медные и полиметаллические.

### Описание месторождений

Месторождение Эльдорадо<sup>1</sup> расположено в районе оз. Биверлодж. В геологическом строении района принимают участие две группы пород — группа Тазин и формация Мартин. Группа Тазин, сопоставляемая с археем провинции Онтарио, представлена гранитами, мигматитами, гнейсами, амфиболитами и кварцитами. Формация Мартин относится к нижнему протерозою и сопоставляется с гуроном провинции Онтарио; представлена она метаморфизованными кластогенными породами, хлорит-серицитовыми сланцами, метааргиллитами, кварц-полевошпатовыми сланцами и измененными ультрабазитами.

Урановое месторождение Эльдорадо, как и другие в этом районе, приурочено к породам формации Мартин. Размещается оно в зонах крупных смятий или разломов, очень часто в зоне несогласного залегания между породами группы Тазин и фор-

<sup>1</sup> Личные данные автора.

маши Мартин (рис. 35). Рудные выделения представлены системой прожилков настурана и штокверковых брекчий, сцементированных урановыми минералами. Наиболее продуктивны рудные прожилковые тела, развитые среди альбитизированных, гематитизированных и эпидотизированных сланцев, алевроли-

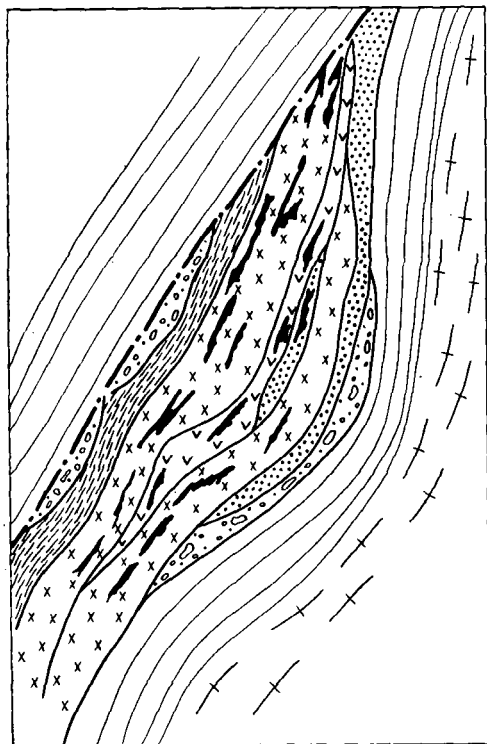


Рис. 35. Схема рудоносной зоны Эльдорадо.

1 — конгломераты; 2 — милониты; 3 — альбититы; 4 — эпидотизированные амфиболиты и амфиболовые сланцы; 5 — кварциты; 6 — гнейсы; 7 — гранитоиды группы Тазин; 8 — рудные тела; 9 — разлом

тов и амфиболитов рудоносной толщи.

На месторождении Эльдорадо выделяется рудоносная группа пород, представленная конгломератами, амфиболитами, аркозовыми песчаниками и милонитами. Породы рудоносной группы милонитизированы, катаклазированы, хлоритизированы, альбитизированы, эпидотизированы и гематитизированы. Они примыкают к протяженной зоне разлома Сан-Луи и гнейсовому основанию группы гранитоидов Тазин. Зона Сан-Луи протягивается на 50 км

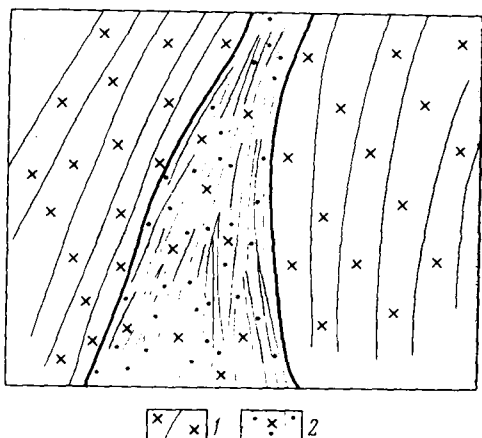
в северо-западном направлении и на 2 км прослежена в глубину при мощности 5—6 м. Сама зона не содержит промышленного оруденения. Руда размещается в оперяющих или параллельных смятых зонах, среди альбитизированных метааргиллитов, состоящих из кварца, амфибола, полевого шпата и карбоната. Мощность рудных зон оруденевших с различной интенсивностью от 1—2 до 5—6 м (рис. 36).

Рудный альбитит представляет собой дробленную катаклазированную породу, состоящую в основном из тонкозернистого альбита с примесью карбоната, настурана (3—7%), уранотитанатов (1—4%), хлорита и пирита. Последовательность образо-

вания пород и рудных минералов следующая: 1 — образование кварц-полевошпат-амфиболового сланца; 2 — альбитизация породы по узким тектоническим зонам, сопровождающаяся эпидотизацией, гематитизацией и рибекитизацией; 3 — милонитизация и катаклаз альбититов и образование: а) уранотитанатов — хло-

Рис. 36. Схема рудной залежи. Рудный забой в шахте Фэй месторождения Эльдorado (зарисовка автора).

1 — альбитизированные сланцы;  
2 — рудная залежь — милонитизированные и катаклазированные альбититы



рита — альбита — пирита; б) коффинита (настурана) — карбоната — хлорита — халькопирита — галенита.

Месторождение Эльдorado образовалось в результате щелочного и карбонатного метасоматоза. Рудные растворы содержали  $\text{CO}_2$ , уран, натрий, кальций, титан, железо, магний и кремний. Уран переносился в виде устойчивых уранил-натрий-карбонатных комплексов, которые распались под влиянием минералов-осадителей — пирита, хлорита и амфибола. Большинство исследователей месторождений района оз. Биверлодж источником урана считают осадочные кластогенные породы формации Мартин, так как они в среднем содержат  $4-5 \cdot 10^{-3}\%$  урана. В зоне размещения месторождений наблюдается вынос урана и железа из пород формации Мартин.

В других случаях с глубинными разломами краевых прогибов связаны месторождения железа, меди, урана и других металлов, которые не сопровождаются щелочным метасоматозом. К этому типу относятся месторождения Сингхбумского рудного пояса (Индия).

Сингхбумский рудный пояс<sup>1</sup> приурочен к зоне глубинного разлома, проходящего на границе двух докембрийских систем — Восточно-Гатской и Сатпурской. Зона разлома имеет складчатосколовое строение и протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 150 км при ширине в несколько кило-

<sup>1</sup> Личные данные автора.

метров, а в отдельных местах до 15—20 км. С юга и севера зона ограничена главными сколовыми плоскостями, которые отделяют породы, развитые в зоне, от вмещающих ее образований. Породы в пределах зоны представлены пластами метаморфических полевошпат-слюдяных сланцев и гнейсов, кварц-хлорит-магнетитовых и кварц-мусковит-биотитовых сланцев, которые содержат пачки полосчатых кварцитов и магнетитовых кварцитов. К северу от зоны залегают грубокристаллические слюдяные сланцы, содержащие гранат, ставролит и кианит и отвечающие гранулитовой фации метаморфизма. К югу от зоны расположены 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, которые развиты преимущественно в западной и восточной частях зоны. Фронт мигматизации не выходил, очевидно, за пределы зоны скальвания (Банерджи, 1964). В пределах зоны известны три типа рудных месторождений: апатит-магнетитовые, медно-сульфидные и урановые.

Апатит-магнетитовые руды тяготеют к мигматизированным хлоритовым сланцам. Они представлены линзами длиной 4—5 м и мощностью 0,1—0,3 м. Образование их, по мнению А. К. Бенерджи (1964), происходит в процессе мигматизации, развивающейся в пределах зоны скальвания. Метаморфические растворы, обогащенные  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , поступали в хлоритовые сланцы, где в условиях понижения температуры и давления нарушалось равновесие растворенных веществ, что вызывало кристаллизацию апатит-магнетитовых руд в пористых послонных зонах сланцев (рис. 37).

Медно-сульфидные руды залегают среди хлоритовых сланцев в измененных основных породах и рассланцованных плагиогранитах. Медно-сульфидные залежи, как правило, не раздроблены и не несут следов рассланцевания, что позволяет считать их послесколовыми. Сульфиды представлены халькопиритом, реже пирротином, пентландитом, пиритом и миллеритом.

Самым крупным и лучше изученным медно-сульфидным месторождением Сингхбумского пояса является месторождение Массабани. Залежь медных руд мощностью от 0,3 до 15 м на этом месторождении прослежена на 4—5 км. 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: прожилковыми, сложенными халькопиритом; вкрапленными, образова-

ными агрегатами рудных минералов, и кварц-сульфидными пропластками, расположенными вдоль сланцеватости пород и представленными светлым кварцем и халькопиритом. Вкрапленные различия составляют большую часть руд месторождения. В забоях шахты Массабани (личные наблюдения автора) хорошо видно размещение вкрапленных руд в рассланцованных и измененных основных породах в плагиоклазовых гранитах,

Рис. 37. Рассланцованная зона в Сингхбумском разломе.

1 — щелочной гранит; 2 — кварцевые обособления по сланцевости, многие из которых содержат выделения апатит-магнетитовой руды; 3 — рассланцованные кварц-биотитовые сланцы с прослоями кварца (зарисовка автора)

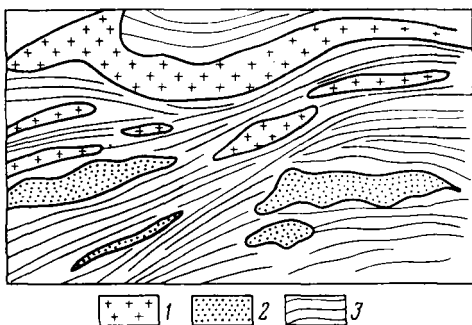
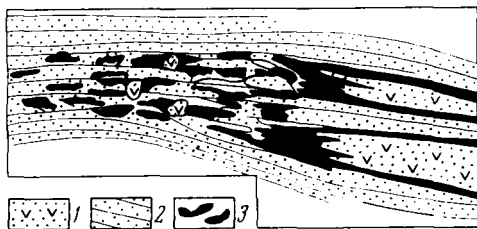


Рис. 38. Вкрапленные руды рудника Массабани (зарисовка автора).

1 — останцы измененных основных пород; 2 — хлорит-биотитовые сланцы; 3 — вкрапления медных руд



преимущественно на границе с останцами менее измененных основных пород и гранитов (рис. 38).

Околорудные изменения выражаются в образовании зон биотитизации, затем пропилитизации и мусковитизации. Изменение пород сопровождается уменьшением содержания кремнезема, натрия и кальция и увеличением содержания калия, магния, железа,  $H_2O$  и  $CO_2$ ; процесс оруденения вызван привносом меди, никеля и кобальта.

Температура образования руд Массабани была изучена К. Рао (Rao, 1964) для пирротина и пирита  $325-490^\circ$ , для халькопирита  $340^\circ$ . По мнению большинства индийских геологов, медные руды Сингхбумского пояса образовались вследствие гранитизации — ультраметаморфизма 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 эти последние переместились в зоны с породами низких ступеней метаморфизма и с благоприятными структурно-литологическими и термодинамическими условиями для рудоотложения.

Ярким примером ультраметаморфических месторождений являются урановые месторождения натриевой и железорудной формаций, довольно широко развитые в нижнем протерозое.

**Месторождения урано-натриевой формации** располагаются среди метаморфических и гранитоидных пород нижнего протерозоя, представленных гранитами, мигматитами и гнейсами, с возрастом метаморфизма и ультраметаморфизма в 1,8—2,2 млрд. лет. Чаще всего они встречаются среди расслоенных пород, составленных сложно перемежающимися — гнейсами, мигматитами и гранитами. Месторождения приурочены к зонам крупных разломов, хотя и располагаются не в самих зонах, а в призонном складчато-трещинном поясе, насыщенном миланитами, катаклазитами и мелкокливажными проницаемыми породами. Зоны крупных разломов обрамляют древние выступы архейских пород — гранитоидов, нередко омоложенных нижнепротерозойским метаморфизмом.

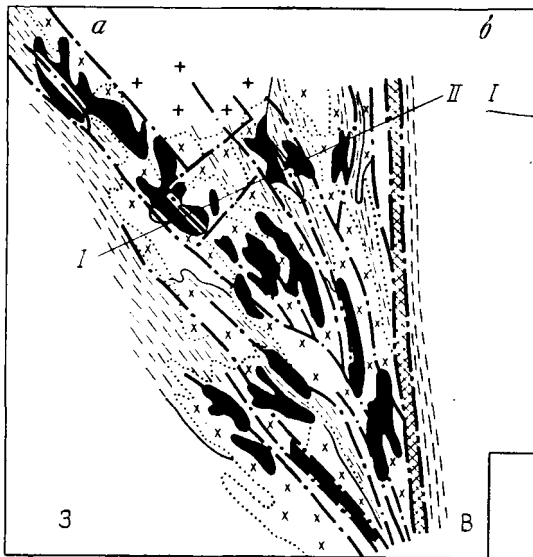
Рудовмещающие структуры представлены складчатыми и разрывными формами. Среди складчатых структур наиболее распространены простые, флексурные и более сложные изгибы крыльев открытых синклинальных складок, реже места замыкания этих складок, примыкающих к основному разлому. Среди разрывных структур наблюдается основной разлом, заполненный обычно миланитами, и многочисленные послойные разрывы различной величины (рис. 39).

Внутрирудные структуры, определяющие интенсивность наложенной минерализации в рудных телах, представлены мелкой часто послойной трещиноватостью, бластокатаклизмом и брекчиями (рис. 40).

Все рудные залежи располагаются среди альбититов или альбитизированных пород и по существу представляют собой рудоносные альбититы. Последние чаще всего содержат значительное количество темноцветных минералов, таких как эгирин, эпидот, хлорит, гидробиотит, радусит, гематит и некоторые другие.

Главные рудные минералы ненадквиевит, уранинит, уранотитанаты и настуран. Рудные минералы в виде мельчайших вкраплений обычно приурочены к порам и трещинам темноцветных минералов либо метасоматически замещают их. Возраст альбититов определен изотопным методом в 1800—1900 млн. лет, возраст оруденения 1700—1800 млн. лет.

Морфология рудных залежей определяется тремя главными разновидностями: столбообразными залежами, уплощенными линзами и штокверками прожилково-вкрапленных руд. В рудах отмечено повышенное содержание Be, Mo, V, Pb и Sn.



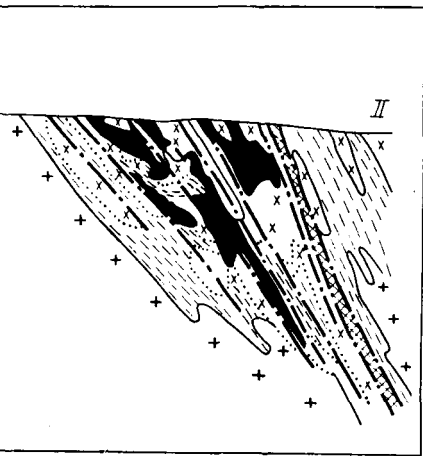
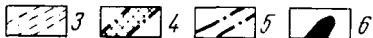
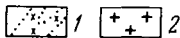


Рис. 39. Схематические план (а) и разрез (б) месторождения натриево-урановой формации

1 — альбититы; 2 — граниты и мигматиты; 3 — гнейсы; 4 — основной разлом; 5 — оперяющие разрывные нарушения; 6 — рудные тела



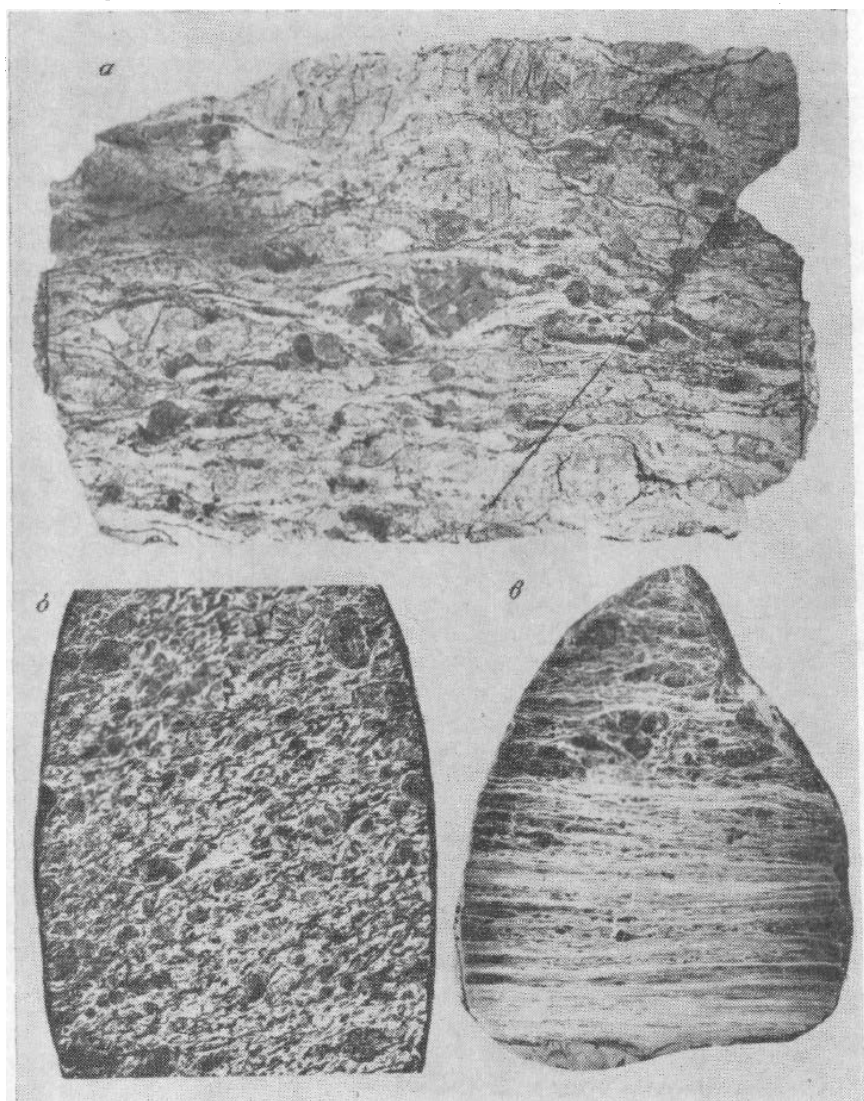


Рис. 40. Внутрирудные структуры пород.  
*a* — бластомилонит альбитита; *б* — рассланцованный альбитит; *в* — милонит альбитита.  
 Нат. вел.

Важнейшими особенностями месторождений урано-натриевой формации являются: 1) оруденению предшествовали очень мощный натриевый и более слабые калиевый и кальциево-углекислый метасоматозы, создавшие различной мощности метасоматиты, протягивающиеся на десятки километров; 2) рудные месторождения и конкретные рудные тела размещаются только в тех зонах кагаклаза, милонитизации и брекчирования, которые развиваются внутри альбититов; оруденение по глубине превышает 1500 м, занимает среднюю часть интервала альбитизации, достигающего 2500—3000 м; 4) месторождения образуются при высоком давлении — 1,5—2,5 кбар; 5) никакой связи месторождений с магматизмом не наблюдается.

Месторождения урано-натриевой формации докембрия, образование которых непосредственно связано с процессами ультраметаморфизма, относятся к группе постгранитизационных. Доказательством этому является все сказанное выше об условиях размещения и образования этих месторождений и, в частности, следующие установленные факты: 1) месторождения пространственно и парагенетически связаны с альбититами, которые широко развиты в протерозое как процесс, завершающий ультраметаморфизм; 2) альбититы и связанные с ними месторождения протягиваются на многие десятки, а порой и сотни километров, во много раз превышая толщину земной коры; 3) альбититы располагаются независимо от магматических интрузий, однако развиваются только в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, в которых возникает ультраметаморфизм; 4) для ультраметаморфизма характерны высокие давления, господствовавшие при рудообразовании.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

---

Геологические наблюдения и экспериментальные данные показали, что метаморфогенное рудообразование является неотъемлемой частью процессов метаморфизма и ультраметаморфизма пород и протекает в тех же физико-химических условиях.

Метаморфизм горных пород происходит под влиянием температуры, давления и химически активных растворов, являющихся главными факторами метаморфогенного рудообразования. Активность растворов определяется содержанием углекислоты, щелочей и кислорода. По мере развития метаморфизма изменяется состав растворов, в частности возрастает роль углекислоты и щелочей; при ультраметаморфизме они являются главными подвижными компонентами, определяющими ход рудного процесса. Химическая активность растворов и скорость химических реакций, приводящих к растворению пород, возрастает с повышением температуры и падает с ее понижением, что приводит к минералообразованию. Поэтому температура является одним из главнейших факторов метаморфизма, а следовательно, и рудообразования.

Различное влияние на ход метаморфизма оказывает гидростатическое и одностороннее давление. Увеличение гидростатического давления удерживает растворенные вещества в растворе, повышает температуру кристаллизации минералов, а возрастание одностороннего давления понижает температуру кристаллизации, приводит к деформации пород, что увеличивает их проницаемость, а следовательно, и химическое влияние растворов на породы.

В современной геологической литературе выделяют два главных типа метаморфизма — динамотермальный, или региональный, и ультраметаморфизм; все другие, такие как катакластический, пирометаморфизм и т. д., являются частным проявлением главных типов, либо развиты локально и существенного значения в рудообразовании не имеют. Динамотермальный (региональный) метаморфизм и ультраметаморфизм очень широко распространены в докембрийских образованиях щитов и платформ, где они имели исключительное значение для породо- и рудообразования.

Региональный метаморфизм и связанное с ним оруденение развиваются в пределах подвижных поясов земной коры вследствие совместного действия гидростатической нагрузки, одностороннего давления, температуры и химически активных растворов. По последним данным (Фации метаморфизма, 1970), фация зеленых сланцев ( $B_4$ ) характеризуется температурой 300—550°С и давлением от 2 до 10 кбар; эпидот-амфиболитовая ( $B_3$ ) — температурой 500—650°С и давлением от 4 до 10 кбар; амфиболитовая ( $B_2$ ) — температурой 650—800°С и давлением от 4 до 13 кбар; гранулитовая ( $B_1$ ) — температурой от 750 до 1000°С и давлением до 10—15 кбар. Кроме приведенных фаций выделяют еще цеолитовую или пумпеллитовую фацию и региональный эпигенез с температурой от 100 до 300—350°С и давлением не выше 3—5 кбар.

На образование различных парагенезисов минералов при метаморфизме решающее значение имел первичный состав пород. Так, например, карбонато-кальциевые осадочные породы при метаморфизме перекристаллизовывались с образованием мраморов, карбонато-магнезиально-глинистые породы при определенных условиях могут превратиться в параамфиболиты (Пара- и ортоамфиболиты докембрия, 1972).

Формирование метаморфизованных и большей части метаморфических месторождений происходило в тех же физико-химических условиях, что и формирование пород, среди которых они залегают. В связи с этим парагенезисы рудных минералов метаморфизованных и значительной части метаморфических месторождений отвечает метаморфическим фациям пород, среди которых образовались эти месторождения (табл. 21).

Ультраметаморфизм, согласно современным представлениям петрографов (Н. Г. Судовикова, Дж. Ферхугена, Ф. Тернера, Н. А. Елисеева и др.), состоит в перекристаллизации или переплавлении осадочных и вулканогенных пород, на месте которых возникают породы гранитоидного состава (мигматиты, граниты). Последние отличаются по составу от исходных пород удалением железа, магния, кальция и многих рассеянных металлов и увеличением количества щелочей — калия и натрия.

Физико-химические условия рудообразования являются важными критериями для определения закономерностей размещения эндогенных рудных месторождений. Особенно большое значение они имеют для месторождений, не выходящих на поверхность, а залегающих на значительных глубинах, так как очень важно знать, на какой глубине от современной поверхности можно ожидать месторождения. Глубину образования месторождения можно приблизительно определить по физико-химическим параметрам рудообразования и, в частности, по давлению и температуре, при которых возникали рудные парагенезисы. Определение температуры, давления и состава рудообразующих растворов ведется в настоящее время по данным,

Таблица 21

## Парагенезисы рудных минералов в метаморфогенных месторождениях

Фация метаморфизма	Важнейшие минеральные ассоциации пород	Главнейшие парагенезисы рудных минералов	Примеры руд и месторождений
Зелено-сланцевая (B <sub>4</sub> )	Хлорит + кальцит + кварц; доломит + кварц; кварц + альбит + мусковит + хлорит + эпидот; мусковит + хлорит; актинолит + альбит + кварц	Хлорит + сидерит + магнетит + кварц; магнетит + гематит + пирит + хлорит; халькозин + борнит; браунит + гаусманит + родохрозит	Сидерит-магнетитовые, хлорит-магнетитовые и гематит-магнетитовые роговики и джеспилиты, такониты и итабириты; медные и медноколчеданные руды (Замбия, Урал и др.); марганцевые руды (Индия, Африка, Канада)
Эпидот-амфиболитовая (B <sub>3</sub> )	Роговая обманка + биотит + эпидот + плагиоклаз (№ 32—10) + кварц; силлиманит + мусковит + кварц + альмандин + биотит; мусковит + кварц; ставролит + кварц + силлиманит	Глаукофан + магнетит + гематит; магнетит + кварц + куммингтонит + карбонат + гематит + пирит + пирротин; спессартин + биксбит + холландит	Куммингтонит-магнетитовые руды (северный район Кривого Рога, КНР и др.); силикатные и карбонатные марганцевые руды (Индия)
Амфиболитовая (B <sub>2</sub> )	Биотит + силлиманит + калиевый полевой шпат + кварц; гранат + ставролит + силлиманит	Апатит + магнетит; роговая обманка + магнетит + альмандин; магнетит + гиперстен + диопсид + кварц + амфибол + пирротин; роговая обманка + ильменит + магнетит; браунит + биксбит + вреденбургит + родонит	Железные руды — магнетитовые с апатитом, силлиманитом, графитом, ильменитом (Северное Криворожье); марганцевые руды (Индия, СССР, Канада, Бразилия)
Гранулитовая (B <sub>1</sub> )	Гиперстен + диопсид + кварц; гиперстен + гранат + кордиерит + калиевый полевой шпат; гиперстен + кварц	Кварц + гиперстен + магнетит; ильменит + магнетит + рутил; халькопирит + пентландит	Гиперстен-магнетитовые кварциты и руды (Оленегорские, Мариупольские); титаномагнетитовые руды; рутил, наждак, циркон

получаемым при изучении включений в минералах маточной среды рудообразования. По количеству углекислоты можно судить о давлении, которое было при образовании рудных парагенезисов. С помощью гомогенизации или декрепитации газовой-жидких включений в минералах определяется температура рудообразования. Современные методы позволяют также получить сведения об агрегатном состоянии минералообразующей среды, ее плотности, вязкости, химическом составе, кислотности и т. д.

Рассмотрим главнейшие физико-химические условия образования метаморфогенных месторождений. Поскольку все группы метаморфогенных месторождений являются продуктами регионального метаморфизма и его высшей стадии — ультраметаморфизма как единого геологического процесса, условия их образования рассматриваются совместно. Оправдывается это тем, что в ходе единого процесса регионального метаморфизма в зависимости от частных условий, создающихся в различных зонах, возникают метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические месторождения.

## **Глава VII**

### **ТЕМПЕРАТУРА, ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ И ДАВЛЕНИЕ ПРИ РУДООБРАЗОВАНИИ**

#### **ТЕМПЕРАТУРА И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ**

Температура является главным термодинамическим параметром регионального метаморфизма и рудообразования; она определяет тепловой режим процесса, возникновение различных парагенезисов минералов и смену метаморфических фаций.

Метаморфические реакции являются преимущественно реакциями дегидратации. Гидратные минералы постепенно заменяются безводными или содержащими меньше воды. Гидроокислы железа (гидрогётит, гётит, гидрогематит) заменяются гематитом или, при наличии восстановителей, магнетитом; глинистые минералы — хлоритом, серицитом, биотитом, а при более высокотемпературных условиях — мусковитом, полевым шпатом, гранатом, кианитом и т. д. Обычно эти реакции эндотермичны и идут с поглощением значительных количеств тепла.

Согласно подсчетам Дж. Ферхугена (1962), метаморфизм проходит при очень большом потреблении тепловой энергии. Так, для преобразования пород до средних ступеней метаморфизма (нагрев до 300°С) необходимо тепла 75 кал/г, а для частичного выплавления — 125 кал/г. Очевидно, региональный метаморфизм высоких фаций и ультраметаморфизм, сопровождающийся частичным переплавлением пород с образованием

парагранитоидов, не могли осуществляться без значительного потока тепла.

Источниками такого тепла были, вероятно: общая теплоотдача Земли, проявляющаяся в геотермическом градиенте, радиоактивный распад, сжатие и трение, возникающие при тектонических деформациях, тепло магматических интрузий, экзотермический эффект химических преобразований и, наконец, направленный поток тепловой энергии из верхней мантии в подвижных зонах земной коры.

Рассматривая метаморфическую фацию как систему, достигшую состояния равновесия в определенном термодинамическом диапазоне метаморфизма, Дж. Ферхуген (1962) произвел аналитический расчет глубины перехода к амфиболитовой фации для различных величин геотермического градиента. При среднем тепловом градиенте Земли 20 град/км амфиболитовая фация возникает, по-видимому, на глубинах свыше 30 и даже 40 км, а гранулитовая — 50 км, а это глубины, часто превышающие толщину земной коры. Вместе с тем имеется много геологических данных о том, что амфиболитовая фация возникла в подвижных складчатых зонах на глубине 7 и даже 5 км, а во многих случаях и независимо от глубины. Образование амфиболитовой фации на этих глубинах должно было проходить при потоке тепла с градиентом свыше 100 град/км, т. е. в несколько раз выше обычного.

Н. Г. Судовиков (1964) и В. В. Белоусов (1965), рассматривающие геотермический градиент как источник тепла, показали, что средняя величина геотермического градиента для осадочных толщ 30—36 град/км, а для кристаллических массивов 21 град/км. Такая величина градиента на средних глубинах земной коры (10—15 км) может привести к разогреву пород до 300—400° С.

Для многих кристаллических щитов мира геотермический градиент в настоящее время не превышает 10 градус/км, а для Украинского щита он составляет всего 8—9 градус/км. Таким образом, в условиях спокойной, платформенной стадии существования геотермический градиент не может привести к высоким температурам в земной коре и вызвать метаморфизм и тем более выплавление пород и метаморфогенное рудообразование.

В подвижных зонах с незавершенным формированием устанавливается локальный (направленный) поток тепла, который в несколько раз превышает обычную теплоотдачу Земли, выражающуюся геотермическим градиентом. При бурении скважины на о. Гваделупо в Калифорнийском заливе в базальтовом слое установлен геотермический градиент 125 градус/км. Высокие геотермические градиенты, достигающие 150—180 градус/км, известны на Камчатке и Курилах, в вулканической гряде Мексики и многих других современных подвижных зонах. Многочисленные замеры показали, что на окраинах областей кайнозойской

складчатости и в зонах новейшего вулканизма градиенты достигают 60—150 и даже 200 град/км. Такие высокие градиенты объясняются повышенными тепловыми потоками в подвижные зоны. Они вполне достаточны для метаморфизма и даже выплавления пород. Потоки тепла в подвижных зонах, по мнению В. В. Белоусова (1965), вызваны инконгруэнтным выплавлением базальта из перидотита верхней мантии и подъемом базальтовых астенолит по глубинным разломам в области залегания осадочных пород.

Деформации горных пород вызывают незначительный поток тепла. Так, например, при линейном сжатии на 18% при температуре 150°С и гидростатическом давлении 10000 кгс/см<sup>2</sup> будет выделено около 3 кал/г. Дж. Гогел (Coguel, 1948) измерил деформации, связанные со складчатостью Юрских гор и некоторых участков Альп, и получил средние цифры около 2 кал/г. Следовательно, энергия деформации не может быть значительной составляющей тепла, необходимого для метаморфизма. Доказательством этому являются многочисленные сложноскладчатые синклинии Кавказа, Крыма, Карпат и Альп, сложенные неметаморфизованными породами. Однако деформации пород могут оказать влияние на местное усиление метаморфических преобразований, характерное для отдельных слоев или узких зон.

Тепло магматических интрузий также не может являться главной причиной тепловых потоков в подвижных зонах, так как: а) интрузии имеют очень ограниченное распространение, измеряемое несколькими процентами объема метаморфизованных пород (так, на Украинском щите по самым оптимальным подсчетам они составляют около 10—11%); б) кислая магма застывает при температуре 600—800°С и для того, чтобы прогреть породы хотя бы до 300—500°С, т. е. до уровня метаморфизма зеленых сланцев, необходим объем интрузивных пород, равный, как минимум, объему исходных пород в геосинклинальной области; в) обширные пространства метаморфических пород не имеют интрузивных тел, а многие зоны и пояса метаморфических пород имеют только пара-(анатектические)гранитоидные породы; г) магматические интрузии в кристаллических щитах обычно внедрены в породы, относящиеся к нескольким метаморфическим фациям. Интрузии вызвали местные изменения на контакте и не повлияли на общий уровень метаморфизма пород.

Следовательно, тепло магматических интрузий могло иметь при метаморфизме только местное значение, нарушая общую тепловую закономерность регионального метаморфизма. Поэтому утверждение Н. П. Семененко (1963) и других о том, что без участия теплового потока магмы региональный метаморфизм высоких фаций невозможен, не имеет под собой ни геологических, ни экспериментальных оснований. Радиогенное тепло,

равно как и тепловой эффект химических превращений, пока не поддается реальному учету.

Таким образом, восходящие тепловые потоки в подвижных зонах земной коры явились, вероятно, главным фактором регионального метаморфизма осадочных и вулканогенных пород, а также метаморфогенного рудообразования.

Архейские толщи состоят преимущественно из метаморфизованных вулканогенных пород основного состава, что свидетельствует о большой мобильности земной коры в архее, вследствие чего в приповерхностные зоны Земли поступали грандиозные потоки расплавов, несущие массы тепловой энергии. Геосинклинальные зоны в докембрии занимали большие площади, чем в последующие эпохи; на протяжении 2,5 млрд. лет они были аккумуляторами огромных количеств тепловой энергии, которая влияла на преобразование пород гораздо сильнее, чем в последующие геологические эпохи. Это явилось одним из главнейших факторов, обусловивших более широкое развитие метаморфизма пород и метаморфического рудообразования в докембрийских подвижных зонах.

Весьма значительные фактические данные получены по температурам образования рудообразующих минералов эндогенных месторождений (Лазько, Ляхов, Пизнюр, 1968; Наумов, Ходаковский, 1968; Бабенко, Гнатенко, Коваль, 1970; Ермаков, 1972). По этим данным температуры образования рудных минералов, взятых из многочисленных эндогенных месторождений мира, изменяются в относительно небольшом интервале — от 50—100 до 600—650°С с выходом за эти пределы лишь единичных определений.

Рудные парагенезисы метаморфогенных месторождений показали следующие температуры образования: оленегорские и мариупольские пироксеновые железистые кварциты гранулитовой фации — 600—750°С, амфиболовые железистые кварциты КМА и Северного района Кривого Рога амфиболитовой фации — 450—470°С и кварц-хлоритовые железистые кварциты Кривого Рога зеленосланцевой фации метаморфизма — 350—400°С (Сиворонов, 1968; Глевасский, Савенко, 1970). Среди железистых пород встречены диафорические минералы, образовавшиеся при температуре 80—100°С (Сиворонов, 1968). Редкометалльные месторождения Центрального Казахстана образовались при температуре от 400 до 280°С, хрусталеносные месторождения Алдана и Урала формировались при температурах от 180—250 до 450—515°С (Лазько, Ляхов, Пизнюр, 1968).

Урановые месторождения, связанные с натровым метасоматозом в гранитоидах, образовались при температурах от 120 до 280°С. При этом основная масса рудных минералов, представленная уранотитанатами и силикатами урана, образовалась при температуре 210—220°С, а окислы урана при температуре 140—180°С (Минеральная и температурная...,

1972). Урановые месторождения Рудных гор образовались в интервале температур 130—90°С; золоторудные месторождения Восточного Забайкалья 225—200°С, урановые месторождения Эльдorado (Канада) — при температуре 200—350°С (Веск, 1970).

По температурам образования рудных парагенезисов (или минералов) метаморфические месторождения можно разделить на три группы. Первая группа отвечает фациям низких температур — дозеленосланцевой ( $B_5$  по В. С. Соболеву) и зеленосланцевой ( $B_4$ ), в которых рудообразование происходило при температуре от 100—120 до 550°С. Вторая группа отвечает фации средних температур (эпидот-амфиболитовой, или  $B_3$ , по В. С. Соболеву), в которой рудообразование происходило при температуре от 500 до 650°С. Третья группа отвечает фациям высоких температур — гранулитовой ( $B_1$ ), амфиболитовой ( $B_2$ ) и дистеновых гнейсов и амфиболитов ( $C_2$  по В. С. Соболеву), в которых рудообразование происходило при температуре от 650 до 1000°С. Такое деление на группы по температурам образования рудных минералов справедливо только для метаморфизованных месторождений и для той части метаморфических, которые образовались в прогрессивную стадию динамотермального метаморфизма (автохтонные). Формирование этих месторождений происходило в тех же термодинамических условиях, что и формирование пород, среди которых они залегают. Поэтому для этих групп месторождений можно показать парагенезисы рудных минералов, отвечающие метаморфическим фациям пород (рис. 41, а—г).

Для аллохтонных метаморфических и ультраметаморфических месторождений (точнее, постгранитизационных) температуры образования не отвечают фациям метаморфизма пород, среди которых размещены эти месторождения, так как они образовались на регрессивной стадии метаморфизма. В основном это месторождения, образовавшиеся при диафорезе — метасоматозе или выполнении полостей трещин в горных породах. Изучение газово-жидких включений в рудных минералах или нерудных, парагенетически с ними связанных, показывает, что в рудном процессе рудоотложение происходило из горячих (термальных) растворов при температуре от 80—120 до 360°С (см. рис. 41, д).

Термобарометрические и петрографические исследования позволили получить новые данные по температурным условиям и стадийности минералообразования урановых месторождений альбититовой формации. Формирование рудоносных метасоматических альбититов происходило в целом однотипно в две стадии, из которых первая имеет две подстадии (табл. 22).

Первая подстадия I стадии характеризуется образованием собственно тел метасоматических альбититов, состоящих из альбита, щелочных амфиболов, эгирина, хлорита, сфена и ура-

Таблица 22.

PT-условия формирования урановых месторождений альбититовой формации

Номер месторождения	Стадии минералообразования	Парагенезис	Опорные минералы термобарогеохимических исследований	Температурные интервалы минералообразования, °С	Давление при минералообразовании, кгс/см <sup>2</sup>	Характер минералообразующих растворов
1	I стадия					
	I подстадия	Альбит I, щелочной амфибол, эгирин, хлорит, сфен, урановые минералы	Альбит I	320—215		Водно-солевые растворы
	2 подстадия	Альбит II, кварц, щелочные амфиболы, эпидот, карбонат, урановые минералы	Альбит II, карбонат, кварц	260—150	600—800	Водно-солевые с переменным количеством углекислоты
	II стадия	Альбит III, кварц, карбонат, рудные минералы (регенерация)	Кварц	150—120		Водно-солевые растворы
2	I стадия					
	I подстадия	Альбит I, эгирин, сфен, щелочной амфибол, карбонат, урановые минералы	Альбит I	320—200		То же
	2 подстадия	Альбит II, кварц, щелочной амфибол, карбонат, урановые минералы	Альбит II, кварц, карбонат, рибекит	240—140	600—800	Водно-солевые с переменным количеством углекислоты
	II стадия	Альбит III, кварц, карбонат, рудные минералы (регенерация)	Кварц	140—120		Водно-солевые растворы
3	I стадия					
I подстадия	Альбит I, щелочной амфибол, сфен, хлорит, урановые минералы	Альбит I	300—200		Водно-солевые бикарбонатно-хлоридно-натриевые	

2 подстадия	Альбит II, щелочной амфибол, биотит, кварц, апатит, карбонат, урановые минералы	Альбит II, кварц, хлорит	240—130	600—800	Водно-солевые бикарбонатно-натриевые с переменным количеством углекислоты
3 подстадия	Альбит III, кварц, карбонат, хлорит, рудные минералы (регенерация)	Кварц	140—110		Водно-солевые растворы

<sup>1</sup> В изученных интервалах температур поправка на давление столь низка, что ими можно пренебречь.

новых минералов в конце подстадии. Температура образования ассоциации минералов первой подстадии находится в пределах 320—200° С. Замеров давления в этой подстадии нет из-за отсутствия сингенетических газово-жидких включений с углекислотой.

Вторая подстадия I стадии отделена от первой подстадии временем мощных тектонических подвижек, сопровождающихся катаклизмом альбититов, и характеризуется отложением новых минералов и преобразованием минералов, уже сформированных в первую подстадию. Катаклизм происходил в температурном режиме не ниже температур первой подстадии, т. е. 320—200° С, что фиксируется гомогенизацией газово-жидких включений в мелкобластическом альбите, цементирующем крупнозернистый альбит I. Во вторую подстадию формируется альбит II, кварц, карбонат, эпидот, происходит перекристаллизация щелочных амфиболов, регенерация и отложение урановых минералов. Температуры минералообразования 260—130° С. Давление по включениям с углекислотой в кварце 600—800 кгс/см<sup>2</sup>. Оптимальный температурный интервал отложения урановых минералов 250—150° С.

Сопоставление данных замеров температур в вертикальном разрезе показало наличие температурного градиента в образовании альбититов. Для минералообразования во второй подстадии в пределах 1000 м от дневной поверхности на одном из участков месторождения I фиксируется температурный градиент, составляющий 30° С на 500 м. На месторождении 2 этот градиент почти вдвое выше, т. е. 60° С на 500 м. Это явление объясняется различной глубиной образования тел альбититов, причем чем глубже образовано тело, тем меньше температурный градиент в минералообразовании.

Стадия II (пострудная) характеризуется образованием секущих прожилков альбита, кварца, карбоната, хлорита, регенерацией урановых минералов. Температу-

ры минералообразования изменяются от 150 до 110°С и фиксируются чаще всего по вторичным включениям.

Породы, вмещающие альбититы, представлены гранитами, мигматитами, гнейсами, пегматитами, имеющими долгую и сложную историю формирования. При длительном влиянии на

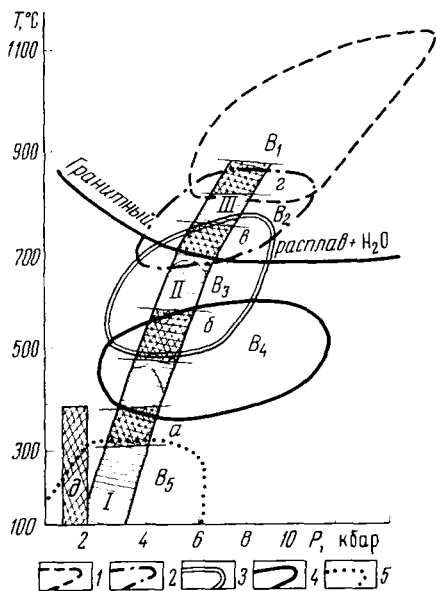


Рис. 41. Схема размещения полей метаморфогенного рудообразования (на графике фаций регионального метаморфизма по В. С. Соболеву).

Фации метаморфизма: 1 — гранулитовая; 2 — амфиболитовая; 3 — эпидот-амфиболитовая; 4 — зеленосланцевая; 5 — пумпеллитовая. Поля рудообразования: I — III — метаморфизованных месторождений: I — низкотемпературных ( $B_4 + B_5$ ), II — среднетемпературных ( $B_3$ ), III — высокотемпературных ( $B_1 + B_2$ );  $\alpha - \delta$  — метаморфических месторождений:  $\alpha$  — низкотемпературных,  $\beta$  — среднетемпературных,  $\gamma$  и, возможно,  $\delta$  — высокотемпературных,  $\delta$  — поле аллохтонно-метаморфических и постгранитизационных ультраметаморфических месторождений.

породы тектоно- и термоградиентных полей, тем более в случае движения через толщи растворов, фазовый состав включений минералообразующих сред, их размеры, форма, расположение претерпевают изменения, приводящие в состояние равновесия с изменившейся обстановкой. Таким образом, только в редких случаях удается зафиксировать включения, сохранившие информацию об условиях образования пород или о самом начальном этапе ее существования. В большинстве случаев полученная термобарическая информация относится к отдельным периодам жизни породы и дает представление о наложенных процессах.

Наблюдается прямая зависимость между степенью диафторических изменений и температурой гомогенизации газово-жидких включений в породах. Процессы диафтореза вмещающей альбититы толщи гранитоидов происходили в широком температурном интервале — от 100 до 500°С, причем наиболее длительное время диафторические изменения происходили при температурах 100—300°С. В недифторированных гранитах образование ортоклаза происходило при температурах 630—680°С, кварца и олигоклаза — при 630—420°С, стадия калишпатизации — в интервале 420—300°С. Давление в период образо-

вания кварца, замеренное по углекислотным включениям в кварце, составляет 2000—2500 кгс/см<sup>2</sup>.

Для гранитов сопоставление температур минералообразования, полученных методом гомогенизации газовой-жидких включений и методом биотит-гранатового геотермометра Л. Л. Перчуком (1967), показало расхождение в результатах. Исследованию был подвергнут гранит из Кировоградского массива, отобранный вблизи Кировограда. Серый крупнозернистый биотитовый гранит состоит из решетчатого микроклина, кварца, плагиоклаза, биотита, мусковита, граната, апатита, циркона. Гранат представлен альмандином и содержится в переменных количествах — от единичных зерен до 10—12% в отдельных участках, тесно ассоциируя с биотитом. Железистость биотита 81%. Методом гомогенизации газовой-жидких включений в гранате определена температура 410°С, а по биотит-гранатовому термометру на диаграмме фазового соответствия определена температура 650°С. Таким образом, разница температур составляет 240°С. С учетом сравнительно невысокой концентрации растворов (около 10—15% по данным криометрии) и давления минералообразования в пределах 2 кбар поправка на давление установлена в 120°С.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что порода перенесла структурные деформации, приведшие к преобразованию газовой-жидких включений, в то время как химический состав оказался более стойким и в соотношении компонентов сохранил информацию об условиях кристаллизации.

Таким образом, при установлении *PT*-условий минералообразования метаморфических пород важно постоянно сочетать методы термобарических исследований по газовой-жидким включениям с использованием других геологических термометров.

## **ДАВЛЕНИЕ, ГЛУБИНА РУДООБРАЗОВАНИЯ И РАЗМАХ ОРУДЕНЕНИЯ**

Различают два типа давления: всестороннее гидростатическое, или геостатическое, давление нагрузки и одностороннее — тектоническое. Эти два типа давления неодинаковы по своей характеристике и оказывают различное влияние на метаморфические и рудообразующие процессы.

Всестороннее, или геостатическое, давление вызывается в породах действием вертикально направленной силы тяжести. Оно характеризуется одинаковым напряжением в породах во всех направлениях и возрастает пропорционально глубине. Высокое геостатическое давление вызывает пластичность пород и благоприятствует процессам, сопровождающимся уменьшением объема (форстерит и анортит образуют гранат), а также увеличивает температуру плавления пород при отсутствии катализаторов (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и др.). Так, без воды при давлениях свыше

5—6 кбар и температуре 1100—1200° С не происходит плавления пород. Растворы или флюиды, заполняющие поры пород, испытывают всестороннее гидростатическое давление, величина которого зависит от глубины залегания пород.

Одноосное давление вызывается тектоническими перемещениями горных пород; оно может быть различно направлено и проявляться в виде сжатия, растяжения или сдвига. Одноосное давление, наложенное на геостатическое, приводит к нарушению равновесия, вызывает передвижение пород и растворов, влияет на распределение тепла в породах, вызывает дополнительный нагрев пород в узких локальных зонах. Повышение одноосного давления способствует более быстрому растворению компонентов пород, а также плавлению пород. Одноосное давление является главной причиной, определяющей миграцию вещества и перемещение растворов при метаморфизме.

Гидростатическое давление на растворы, выполняющие пустоты и трещины в породе, определяется из соотношения

$$p_{\text{H}_2\text{O}} = \gamma_p \cdot \frac{H}{10}, \quad (1)$$

где  $\gamma_p$  — плотность раствора, кг/м<sup>3</sup>;  $H$  — глубина залегания, м.

На той же глубине геостатическое давление на породы будет ( $p$  — гидростатическое давление, кгс/см<sup>2</sup>):

$$p_{\text{п.геост}} = \gamma_{\text{п}} \cdot \frac{H}{10}, \quad (2)$$

где  $\gamma_{\text{п}}$  — плотность горных пород.

На малых глубинах, где количество сообщающихся полостей больше, гидростатическое давление на растворы будет, вероятно, меньше, чем геостатическое на породы, так как  $\gamma_{\text{п}} > \gamma_p$ .

На значительных глубинах в области метаморфизма вследствие дегидратации пород, значительного возрастания температуры и уменьшения проницаемости пород гидростатическое давление на растворы может оказаться более высоким, чем геостатическое на породы. Тогда соотношение (1) изменится с учетом внутреннего давления на флюиды

$$p_{\text{H}_2\text{O}} = \gamma_p \cdot \frac{H}{10} + p_r,$$

где  $p_r$  — давление, создаваемое газами, вызванное повышением температуры  $\Delta p_r = f(t, \mu)$ , т. е. дополнительное давление, возникающее в растворе, определяется температурой ( $T$ ) и составом растворов ( $\mu$ ), точнее количеством газообразующих компонентов раствора. Когда  $p_r > p_{\text{п}} - p_{\text{H}_2\text{O}}$ , тогда растворы будут испытывать большее давление, чем вмещающие их породы. Согласно этому соотношению, с повышением температуры давление на растворы в закрытой системе может быть сколько угодно вы-

сожм, независимо от глубины залегания пород и геостатического давления.

Так как давление на растворы в значительной степени определяет ход метаморфических преобразований, то несомненно его значение на размещение метаморфических фаций пород и образование руд.

Тектонические напряжения, вызываемые внешним одноосным давлением, наложенным на геостатическое и превышающим его по значению, вызовет пластическую или хрупкую деформацию пород. Соотношение давлений будет:  $p_{эф} = p_{од} - p_{п}$ , где  $p_{эф}$  — давление эффективное, вызывающее движение пород,  $p_{од}$  — давление одноосное.

Если  $p_{эф}$  меньше модуля упругости пород, будет происходить пластическая деформация пород, сопровождающаяся образованием складчатых структур. В ходе процесса возникают области выжимания пород, где будет происходить закрытие трещин и полостей, растворы воспримут направленное — одноосное давление и будут передвигаться в сторону пониженных давлений. В отдельных местах областей выжимания могут создаваться очень высокие давления, приводящие к кристаллизации соответствующих минералов. Экспериментальные работы (Соболев, 1961) показали, что многие минералы получены при очень высоких давлениях: жадеит образуется при давлении 10—12 кбар, дистен — от 12—13 до 15—17 кбар, жадеит в парагенезисе с кварцем — при 15—20 кбар. Невозможно предположить образование этих минералов при геостатическом давлении; тогда они должны были бы образоваться на глубинах 40 и даже 80 км, т. е. за пределами сиалической коры Земли.

В других местах пластической деформации возникают области нагнетания, куда при благоприятных условиях проницаемости будут перетекать растворы из зон высоких давлений. В зонах выжимания будут усилены реакции дегидратации, разложение неустойчивых в этой зоне гидратных минералов и обогащение растворов многими элементами породы.

Если одноосное давление превысит предел упругости пород, будет осуществляться хрупкая деформация, возникнут области повышенной трещиноватости и тектонических разрывов, обладающие высокой проницаемостью. Здесь увеличатся межзерновые пространства, некоторые хрупкие минералы разрушатся или их кристаллические решетки деформируются, что увеличит не только проницаемость пород, но и их химические взаимодействия с растворами. В этих местах одноосное давление на породы не будет в такой большой степени передаваться на растворы и они будут притекать — отсасываться в трещинные зоны пониженных давлений.

В этом случае, когда одноосное давление испытывают только растворы, последние будут подниматься или перемещаться в сторону пониженных давлений. Породы при этом не будут пере-

мещаться, хотя и воспримут некоторое давление флюидов, способствующее увеличению эффективной проницаемости пород.

Наиболее благоприятными условиями для метаморфических преобразований будут такие, при которых породы испытывают одноосное давление и одновременно по ним будут подниматься растворы под влиянием внешнего одноосного давления на флюиды. При этих условиях эффективное давление на растворы будет складываться из собственного давления, созданного за пределами рассматриваемой области, и давления, передаваемого породами. В одних участках оно будет возрастать, в других уменьшаться и замедлять движение растворов. Движущее усилие или эффективное давление на растворы ( $P_{\text{эф.н.о}}$ ) определяется соотношением:

$$P_{\text{эф.н.о}} = P_{\text{од.н.о}} \pm P_{\text{од.п}},$$

где  $P_{\text{од.н.о}}$  — одноосное давление на растворы;  $P_{\text{од.п}}$  — одноосное давление на породы.

Геостатическое и гидростатическое давления в общем виде закономерно изменяются с глубиной, в то время как одностороннее накладывается на породы и растворы в отдельных зонах. При этом растворы способствуют нарушению установившихся равновесий в минеральных системах и вызывают подвижность рудных и сопутствующих компонентов. Вследствие геотермического сложения одноосных давлений на растворы и породы, а также влияния газообразующих компонентов раствора, в зоне метаморфизма создаются участки с очень высокими и низкими давлениями. В одних случаях образуются парагенезисы минералов, отвечающие высоким давлениям, такие как жадеит + кварц, магнетит + гиперстен, ставролит + дистен, гранат + кордиерит. Последние чередуются с парагенезисами минералов, отвечающими относительно низким давлениям: амфибол + магнетит, хлорит + халькопирит и др.

Для полузакрытых природных систем, относительно слабо связанных с внешней средой, характерны устойчивые геостатическое и гидростатическое давления. Они действовали, как видно по геологическим условиям размещения метаморфизованных месторождений, на больших пространствах, с сохранением минеральных парагенезисов, отвечающих определенному термодинамическому уровню метаморфической фации.

Фактических данных о давлении, при котором происходило метаморфогенное рудообразование, значительно меньше, чем о температуре. Имеются лишь единичные определения давлений минералообразования по количеству углекислоты в газожидких включениях. Наиболее высокое давление получено для минералов метаморфогенных месторождений, где оно изменяется от 1500 до 2500 бар. Для некоторых процессов альбитизации и связанных с ними месторождений давление изменяется от 600—800 до 1500 бар. Плутонно-гидротермальные среднетемператур-

ные месторождения образовались, судя по такого же типа определениям, при давлениях 400—600 бар, а низкотемпературные — при давлениях в пределах первых сотен бар. Эти данные указывают на резкое отличие метаморфогенных месторождений от плутоно-гидротермальных и тем более гидрогенных.

Величина давления позволяет представить глубину, на которой происходило рудообразование. Наибольшие глубины образования были, вероятно, у метаморфизованных месторождений гранулитовой и амфиболитовой фаций; они могли достигать 15—18 км. На меньших глубинах (от 3 до 5—6 км) образовались метаморфические и постгранитизационные месторождения, связанные с гидротермальными растворами метаморфогенного происхождения.

Как уже отмечалось, глубина залегания месторождений в настоящее время определяется не только глубиной рудообразования, но и величиной разрушения и смыва пород после рудообразования, а также вертикальным размахом оруденения, который определен для многих хорошо разведанных или отработанных месторождений. Так, например, урановое месторождение Эйс-Фей в районе Эльдорадо в Канаде имеет вертикальную протяженность 1160 м (Веск, 1970). Урановые месторождения в джеспилитовой формации нижнего протерозоя достигают вертикального размаха 1100—1400 м. На других месторождениях, расположенных в гранитоидных породах, вертикальный размах 1200—1500 м. Исключение составляют метаморфизованные и некоторые автохтонные метаморфические месторождения, которые образовались на больших пространствах по горизонтали и вертикали, где господствовали устойчивые термодинамические условия фаций метаморфизма. Например, месторождение золота Колар в Южной Индии имеет размах оруденения свыше 3,5 км, магнетитовые руды Северного Криворожья — свыше 2,5 км, магнетитовые и мартитизированные руды Центрального Криворожья распространяются в глубину более чем на 3 км и т. д.

Данные о глубине эндогенного рудообразования и о вертикальном размахе оруденения служат основанием для поисков месторождений, не выходящих на поверхность, а залегающих на различной глубине от современной поверхности.

## **Глава VIII**

### **ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ И РАСТВОРОВ**

#### **ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ**

В современной теории рудообразования источниками рудного вещества для эндогенных месторождений принимаются подкоровое вещество Земли и породы земной коры (Смирнов,

1969, 1970; Белевцев, 1970; Радкевич, 1970; Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972). Рудообразующие вещества выносились из подкоровых глубин вместе с основной магмой и газоводными флюидами. Из пород земной коры рудообразующие вещества извлекались при региональном метаморфизме, гранитизации пород, а также при фильтрации через породы растворов вулканогенного, постмагматического, метаморфического, вадозного, подкорового или смешанного (полигенного) происхождения.

Для метаморфогенных месторождений, образовавшихся при метаморфизме и ультраметаморфизме осадочных и вулканогенных толщ, реальными источниками рудообразующих веществ являются породы земной коры и лишь в отдельных случаях подкоровое вещество Земли. При рассмотрении этого сложного вопроса надо иметь в виду две его стороны: одну — в значительной степени доказуемую и вторую — гипотетическую (предполагаемую), не подтвержденную в настоящее время геологическими материалами или экспериментальными данными, хотя и представляющую вполне логичной и возможной. Основываясь на первой из них, нельзя пока обойтись и без второй стороны этого вопроса, так как понимание источников рудообразования должно исходить из широких современных представлений о строении Земли, земной коры и истории геологического развития.

В первой части настоящей книги были детально охарактеризованы метаморфогенные месторождения, условия их образования, способы накопления рудообразующих веществ и многое другое. Теперь рассмотрим возможные источники рудообразующих веществ для различных генетических типов метаморфогенных месторождений.

Для метаморфизованных месторождений источниками рудного вещества являются, по-видимому, породы, среди которых находятся эти месторождения. Точнее говоря, материал для образования метаморфизованных месторождений был тот же, что и для образования вмещающих пород, так как первичное накопление рудного материала происходило сингенетически и рудоносные породы отличались от нерудоносных обычно лишь более высоким содержанием металла. Метаморфизм этих месторождений не сопровождался привнесением или выносом рудных компонентов, а состоял в перекристаллизации, некоторой перегруппировке и концентрации рудного материала, вследствие чего порода или руда часто приобретали новые технологические свойства и в связи с этим становились промышленным месторождением. Так, порода с гидроокислами или карбонатами железа, содержащая 20—25% железа, не является рудой по технологическим причинам, однако вследствие метаморфизма образовались магнетитовые породы с тем же содержанием железа, которые в настоящее время стали промышленной магнетитовой рудой. Очевидно, источником рудного вещества

метаморфизованных месторождений были осадочные или вулканогенные породы с относительно высоким содержанием металлов.

Для метаморфических месторождений установить природу рудного вещества не всегда можно с достаточным основанием, но все же имеется ряд доказательств, дающих право судить об источниках рудного вещества и для этого подкласса месторождений. Метаморфические месторождения представлены пластообразными залежами, линзами и рудными столбами среди метаморфических пород, или секущими телами, которые могут быть удалены на значительные расстояния от пород, являющихся источником рудного материала.

Приведем некоторые доказательства природы рудного вещества для этих месторождений.

1. Метаморфические месторождения во многих случаях сохраняют геохимические особенности, характерные для пород, среди которых они залегают. Так, например, богатые магнетитовые руды Северного Криворожья располагаются среди железистых сланцев, роговиков или кварцитов; медные руды Катанги (Южная Африка) или Сингхбума (Индия) размещены среди медистых песчаников или меденосных сланцев; золоторудные кварц-сульфидные залежи Прибайкалья, Средней Азии и других районов залегают в измененных зонах среди кварц-сульфидных слабо золотоносных сланцев, а полиметаллические руды месторождений Холодненского (Северное Прибайкалье) и Маунт-Айза (Австралия) размещаются среди сланцев с относительно высоким фоновым содержанием свинца и цинка. При этом рудные тела указанных месторождений имеют разнообразную форму, но во всех случаях отвечают геохимическим особенностям вмещающих пород.

2. Проведенное автором изучение изотопного состава кислорода для минералов сланцев, джеспилитов и магнетитовых руд месторождений Кривого Рога показало, что наиболее высокие значения  $\delta O^{18}$  имеют магнетиты магнетитовых руд; магнетиты и гематиты в окисленных породах и рудах характеризуются очень низкими значениями отношений изотопов кислорода. Это указывает на участие в образовании магнетитовых руд из железистых пород метаморфических вод, полученных при дегидратации сланцев и карбонатных пород, которые также имеют высокие значения  $\delta O^{18}$ . Участие в рудообразовании воды магматического происхождения, имеющей низкие значения  $\delta O^{18}$ , не могло бы привести к образованию таких высоких значений отношений изотопов кислорода, какие получены для магнетитов магнетитовых руд.

3. Изучен изотопный состав серы сульфидов из согласных прослоев, секущих жил и зон метасоматоза, взятых из руд и пород Криворожского бассейна. Полученные данные показали, что изотопные соотношения серы для сульфидов согласных прослоев и секущих кварц-сульфидных, сульфидно-карбонатных и

сульфидных жил находятся в поле биогенной серы. Очевидно, остаточные метаморфические растворы, образованию которых обязаны секущие жилы альпийского типа, выносили из метаморфических пород серу первичного биогенного происхождения (см. рис. 19).

4. Проведенные подсчеты рудогенных элементов в первичных осадочных и вулканических породах, их подвижность при метаморфизме и ультраметаморфизме показали общее уменьшение количества рудогенных элементов по мере развития метаморфизма и гранитизации, что свидетельствует о мобилизации и аккумуляции значительного количества подвижных металлов при этих процессах.

Породы земной коры, подвергшиеся метаморфизму, явились, по-видимому, источником рудного вещества для образования метаморфических месторождений. Никаких очевидных или доказуемых данных о подкоровых источниках не получено и все представления об участии их в метаморфическом рудообразовании создаются на гипотетических — общих соображениях.

Для ультраметаморфических месторождений об источниках рудного вещества можно судить по следующим данным.

1. Широко развитые на кристаллических щитах различные диафориты (альбититы, листовиниты, березиты, карбонатиты) и связанное с ними оруденение приурочены к разломным и складчатым структурам. Протяженность диафоритических тектоно-метасоматических зон часто во много раз превосходит толщину земной коры, а парагенезисы минералов рудоносных метасоматитов однотипны и прослеживаются на многие десятки и сотни километров.

2. Метасоматиты и жильные образования представлены главным образом натриевыми минералами (альбит, эгирин, рибекит, родусит и др.) и в меньшей степени калиевыми (калиевые полевые шпаты). На одном из участков рудных метасоматитов протяженностью около километра автором подсчитано более 100 млн. т альбититов. В зальбандах тектоно-метасоматических зон наблюдаются широкие ореолы калиевого метасоматоза в гранитоидах — в полевых шпатах натрий заменен на калий. Это свидетельствует о мобилизации натрия растворами из гранитоидов, а не о привносе его из подкоровых глубин образования альбититовых зон, что подтверждается и сходством изотопных отношений кислорода альбититов и вмещающих пород, установленным Ю. А. Борщевским и др. (Изотопные особенности... , 1976).

3. Метасоматиты образовались преимущественно среди гранитизированных метаморфических пород, обладающих относительно повышенным фоном рудогенных элементов (Канадский урановый пояс и др.).

4. Магнетиты, встреченные как новообразования в щелочных метасоматитах (альбититах и эгиринитах) Криворожского бас-

сейна, имеют значительно более высокие отношения изотопов кислорода, чем гидротермальные постмагматические воды. Это подтверждает участие метаморфических (гидротермальных) вод в метасоматическом рудообразовании.

5. Наиболее интенсивно рудоносные метасоматиты развиты на площадях распространения нижнепротерозойских пород, достигших амфиболитовой фации метаморфизма и интенсивно гранитизированных. Такие изменения пород вызывали наибольшую подвижность в них рудогенных элементов.

Приведенными данными подтверждается возможность мобилизации рудного вещества, а также натрия из метаморфических пород и гранитоидов при образовании рудных метасоматитов (пункты 2, 3 и 5), участие метаморфических растворов в образовании метасоматитов (пункт 4). Однако большая протяженность рудоносных метасоматитов, связь их с глубинными разломами, однотипность парагенезисов минералов на больших расстояниях позволяют предполагать участие ювенильных подкоровых источников растворов и рудного вещества при образовании ультраметаморфических месторождений.

Метаморфогенные месторождения располагаются на щитах и платформах, где все осадочные и вулканические породы в той или иной мере превращены в метаморфические. Размах этих изменений грандиозный, охватывающий более половины всех континентов Земли.

Метаморфические изменения пород целых континентов происходили одновременно и по аналогичной схеме с образованием метаморфических пород и гранитоидов, сходных по составу и условиям залегания. Такое преобразование пород совершенно невозможно объяснить локальными причинами, не связанными с тепло- и массопереносом из подкоровых глубин. Это дает основание допустить поток ювенильных флюидов тепловой энергии и химических элементов, явившихся одной из причин метаморфизма пород, дифференциации корового вещества и образования метаморфогенных месторождений.

Потоки поднимающихся минерализованных флюидов проходили по складчато-трещинным зонам, где они смешивались с растворами, выделяемыми из пород при метаморфизме, и вместе образовывали метаморфические растворы. При благоприятных условиях формировались рудные растворы, которые обусловили рудоотложение и образование метаморфогенных месторождений. В самой верхней части земной коры рудные растворы могли смешиваться с вадозными водами и образовывать телетермальные месторождения с полигенными источниками рудных веществ (рис. 42).

Приведенные геологические и некоторые экспериментальные данные дают основание считать, что для класса метаморфогенных месторождений происхождение рудного вещества было

Породы	Источники металлов	Источники вод	Схемы рудообразования	Месторождения	Рудообразующие растворы
Осадочный чехол		Вадозные воды глубинной гидросферы		Телетермальные	Вадозные глубинной циркуляции
Метаморфические	Коровые	Воды в породах и минералах		Метаморфические	Метаморфические
				Ультраметаморфические	Ультраметаморфические + ювенильные
Ультраметаморфические	Смешанные	Подкорое вещество		Ультраметаморфические	Ювенильные (подкоровые)
	Подкоровые			Эндогидрогенные	

Рис. 42. Схема источников металлов и рудообразующих растворов при образовании метаморфогенных месторождений

смешанным или полигенным. В качестве примера рассмотрим источники урана при образовании урановых месторождений.

Многочисленные аналитические работы по определению содержания урана в породах земной коры показали следующее. Осадочный слой содержит  $2,6 \cdot 10^{-4}\%$  урана, верхний и нижний

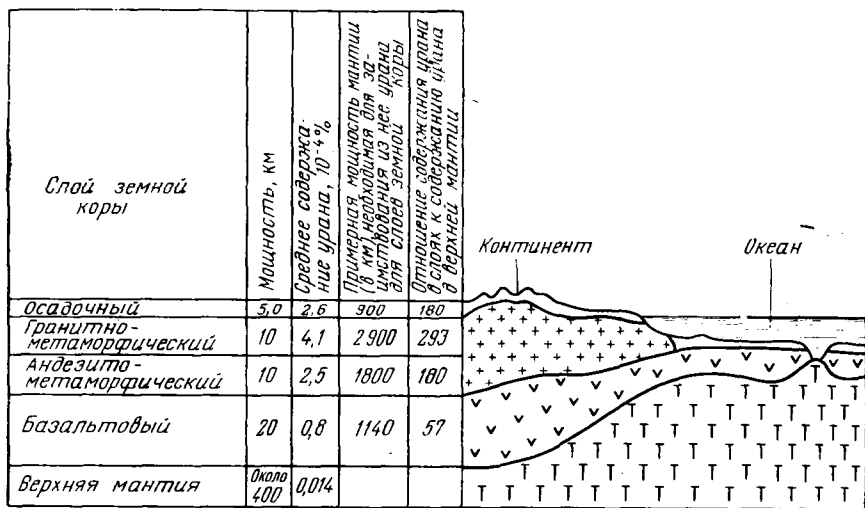


Рис. 43. Содержание урана в слоях земной коры и верхней мантии.

По А. А. Смыслову (1974) и А. И. Тугаринову (1973) с добавлениями автора

гранитоидно-метаморфические слои, т. е. вся верхняя (сиалическая) часть коры, в среднем  $3,1 \cdot 10^{-4}\%$  урана (рис. 43); базальтовый слой, по данным анализов вулканитов основного состава, содержит урана в 4 раза меньше, чем верхние слои земной коры. В породах верхней мантии содержание урана, вероятно, очень низкое; судя по анализам каменных метеоритов, в 220 раз меньше, чем в породах сиалических слоев коры и в 57 раз меньше, чем в базальтовом слое. Содержание урана в дунитах еще ниже —  $0,004 \cdot 10^{-4}\%$  (табл. 23).

Суммарная мощность мантии (в км), необходимая для концентрации урана в земной коре при 100%-ном выносе его из мантии, должна была быть около 6740 км, что невероятно.

По данным автора в юго-западной части Русской платформы содержание урана составляет (в %): в осадочном слое  $2,3 \cdot 10^{-4}$ , в гранитоидно-метаморфическом  $3,1 \cdot 10^{-4}$ , в базальтовом  $0,8 \cdot 10^{-4}$  и в породах верхней мантии  $0,4 \cdot 10^{-4}$ .

Следовательно, подавляющая часть урана находится в породах осадочного и гранитоидно-метаморфических слоев земной коры. В породах базальтового слоя и верхней мантии содержание урана ничтожно мало. Наблюдаемое распределение урана

в земной коре, вероятно, произошло в период завершения формирования оболочек Земли, когда в мантии стабилизировались тугоплавкие металлы с малыми размерами ионов, выше — в зоне эклогитов и базальтов — они сменились более легкоплавкими металлами со средними размерами ионов и, наконец, в верхней

Таблица 23

Содержание радиоактивных элементов в метеоритах и ультраосновных породах.  
По А. А. Смыслову (1974)

Метеориты, породы	K, %	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	Th/U
Железные	—	0,00001—0,01	0,00001	—
Железо-каменные				
Палласиты	—	0,01	0,02	2,0
Мезосидериты	—	0,01	—	—
Каменные				
Хондриты	0,07	0,0132	0,0356	2,7
Ахондриты	0,05	0,0150	0,0444	2,7
Среднее по каменным метеоритам	0,06	0,014	0,04	2,7
Магматические ультра- +основного состава				
Перидотиты, пироксениты	0,19	—	—	—
Дуниты	0,025	0,004	0,012	3,0
Число определений	63	268	420	

Примечание. Уран и торий анализировались нейтронно-активационным методом.

части земной коры расположились самые легкоплавкие металлы с наибольшими размерами ионов.

По аналитическим и экспериментальным данным отчетливо видно, что с усилением гранитизации осадочно-метаморфических, а также вулканогенных пород содержание урана в них возрастает. Особенно оно увеличивается в реоморфических щелочных гранитах и метасоматических микроклинитах и альбититах (см. рис. 9). Вероятно, гранитизация основных и ультраосновных пород архея и протерозоя привела к повышению содержания в них урана. При этом уран выносился из мантии, по-видимому, с помощью щелочных флюидов, которые явились гранитизаторами пород коры.

Таким образом, сиалическая кора Земли содержит огромные скопления урана, несравнимые с содержанием его ни в верхней мантии, ни в базальтовом слое. Это бесспорно указывает на то, что в геологической истории Земли сиалическая кора явилась единственным источником урана для образования различных

генетических типов месторождений. Конкретными источниками урана были: урансодержащие осадочно-метаморфические породы (кристаллические сланцы и гнейсы), гранитоиды и осадочные породы (сланцы, песчаники и конгломераты).

## ИСТОЧНИКИ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

Проблема источников водных растворов является важнейшим звеном теории рудообразования метаморфогенных месторождений.

Метаморфизм и связанное с ним рудообразование протекают преимущественно в водной среде. Прогрессивный динамотермальный метаморфизм рассматривается в основном как процесс дегидратации пород. Развитие метаморфизма от низких ступеней к высоким состоит прежде всего в относительном уменьшении количества водных минералов; породы высших ступеней метаморфизма содержат так мало воды, что регрессивный метаморфизм становится невозможным, если не появляется посторонний приток воды.

Поскольку рудообразование является неотъемлемым процессом метаморфизма, а последний совершается при температуре 300—1000° С, то и рудообразование происходит с помощью горячих водных растворов или газо-водных флюидов.

При метаморфических процессах вода выполняет ряд важных функций. Она растворяет и переносит ряд рудных компонентов, развивает высокое давление в порах и капиллярах и этим влияет на растворимость, подвижность и инертность различных компонентов, с помощью воды осуществляются обменные реакции при метасоматическом процессе рудообразования и заполнение полостей рудными минералами. Наконец, вода и пар являются переносчиками тепла и катализаторами процессов гранитизации.

При метаморфизме и метаморфогенном рудообразовании может быть несколько источников воды: 1) вода несвязанная, находящаяся в поровых пространствах метаморфизируемых пород; 2) вода, связанная в минералах — гидратах метаморфизируемых пород; 3) вода, передвигающаяся из более высоких зон метаморфизма или областей гранитизации; 4) вода, поступившая из подкоровых глубин Земли по глубинным разломам или другими путями; 5) вадозные воды глубинной циркуляции.

Вода поровых пространств осадочных пород по формам связей с минеральным веществом породы подразделяется на несколько разновидностей. Свободная капиллярная вода заполняет капиллярные поры и удерживается в них благодаря натяжению менисков воды; она не связана с уровнем грунтовых вод. Другая разновидность капиллярной воды располагается в виде капель в очень узких капиллярах или углах более крупных пор. Эта вода прочно связана поверхностью мениска со

стенками пор и под действием силы тяжести не передвигается. Гигроскопическая (адсорбированная), или физически связанная, вода удерживается на частицах породы с огромной силой порядка 10 000 кгс/см<sup>2</sup> и обладает значительной вязкостью. Она удаляется из породы при температуре 105—110° С. Пленоч-

Таблица 24

*Изменение влажности кембрийской глины при уплотнении ее различными нагрузками. По В. Д. Ломтадзе (1954)*

Нагрузка, кгс/см <sup>2</sup>	Влажность, %		
	Глина с дистиллированной водой	Глина с 0,1 н. раствором NaCl	Глина с 1 н. раствором NaCl
0,0	40,1	39,8	39,1
60,0	13,8	14,1	14,3
150,0	10,8	10,3	11,9
500,0	8,2	9,0	8,9
1000,0	6,4	6,8	7,5
2000,0	5,3	5,1	6,2
3000,0	4,6	4,5	5,2
5000,0	3,2	3,6	3,8

ная, или слабо связанная, вода образует пленки на гигроскопической воде, передвигается медленно от участков с большим количеством пленочной воды к участкам с меньшим количеством ее.

Свежеосажденный осадок имеет пористость 50% и более. По подсчетам А. И. Германова (1953), в осадочных породах содержится воды (без содержания ее в микротрещинах): в песчаниках при пористости 12% — 119 л/м<sup>3</sup>, в известняках при пористости 7,2% — 78 л/м<sup>3</sup> и в глинах при пористости 36% — 360 л/м<sup>3</sup>. По данным Н. М. Страхова (1960), пески содержат 20—25% влаги, алевролиты — 30—60%, тонкие пелитовые илы — до 60—80%. Очень много воды содержат хемогенные и коллоидные осадки, так же как и гидраты кремнезема, гидрокислы железа, силикаты железа и многие другие осадочные породы.

Л. Ф. Ати (Athy, 1930) установил зависимость пористости глинистых сланцев от глубины. Согласно его данным, на глубине 6000 м или при одностороннем давлении около 2000 кгс/см<sup>2</sup> пористость глинистых сланцев будет очень малой. Опытные данные В. Д. Ломтадзе (1954) показали, что с увеличением нагрузки глины теряют воду независимо от количества растворенных в ней веществ. Так, глина, имеющая около 40% воды, при нагрузке в 5000 кгс/см<sup>2</sup> сохраняет лишь 3,2—3,8% воды (табл. 24).

Таким образом, осадочные породы, особенно глины, содержат большие массы воды, значительная часть которой относится к поровой несвязанной.

Вода, связанная в минералах, или гидроксильная, играет значительную роль в балансе источников метаморфических растворов. Эта вода представляет бóльший интерес, чем поровая, так как не удаляется из породы простым выжиманием или незначительным подогревом в начале метаморфизма, а удерживается до значительных температур.

Связанная вода подразделяется на две группы: а) вода конституционная, которая находится в кристаллической решетке минерала в виде ионов  $\text{OH}^{1-}$  и  $\text{H}^{1+}$ , т. е. образуется лишь при полном разрушении решетки минерала, когда перестает существовать само химическое соединение, что происходит при температуре свыше  $400^\circ\text{C}$ ; б) вода кристаллизационная, которая находится в решетке в виде нейтральных молекул  $\text{H}_2\text{O}$ ; при потере этой воды и разрушении кристаллической решетки вещество сохраняет свою общую химическую структуру.

Среднее содержание связанной воды для пород, подвергшихся метаморфизму, по данным Дж. Ферхугена (1962), равно 2—3%, для сланцев 5%, песчаников 1,6%, известняков 0,8%. По данным Л. В. Пустовалова (1940), глубоководная красная глина содержит 7,04% связанной воды, голубой и зеленый океанический ил — 7,18%, глины из штата Вашингтон (США) — 11%, диаспоровая глина из района Миссури — до 13,37%. Во многих аутигенных минералах осадочных пород находится большое количество связанной воды. Нонтронит, бейделит и монтмориллонит содержат связанной воды более 13,64%, каолинит — 13,96%, гиббсит — 34,65%, вермикулит — 19,96%.

С повышением температуры и давления водосодержащие минералы теряют устойчивость и на их месте кристаллизуются другие, устойчивые для этих условий безводные минералы. Опытные данные подтверждают потерю воды этими минералами при нагревании. Так, нонтронит при нагревании до  $100^\circ\text{C}$  теряет около 70% воды, а монтмориллонит — около 20%. Бóльшая часть метаморфических пород — гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и значительная часть мигматитов — образовались из осадочных пород, содержащих в среднем более 5% свободной и связанной воды.

Преобразование осадочных пород в метаморфические фации зеленых сланцев и дальнейший переход от фации зеленых сланцев к амфиболитовой, а затем гранулитовой сопровождается выделением больших масс воды. Породы фации зеленых сланцев содержат около 3% воды, амфиболитовой — около 0,7—1,0%, гранулитовой — 0,35%. А. А. Сауков (1960), исходя из потери примерно 4% воды породами при метаморфизме, подсчитал, что  $1\text{ км}^3$  осадков высвободит в общей сложности около

100 млн. т воды, не считая больших масс ее, высвобождаемых в процессе диагенеза и литификации.

По мнению А. Г. Бетехтина (1955), значительная часть этих вод уходила из пород в начальные стадии метаморфизма. Это, вероятнее всего, относится к свободным и физически связанным водам, удаляющимся при температурах около 100° С. Большая часть воды выделялась на различных ступенях метаморфизма и шла на образование метаморфических — гидротермальных растворов. Так, вода конституционная выделяется при температуре выше 400° С. По данным Дж. Ферхугена (1962), диаспор и бейделит теряют воду при температуре 550° С, брусит — при 400—500° С, хлориты — вплоть до 800° С.

В ходе метаморфизма проявляется общая тенденция постепенной дегидратации пород с ростом температуры и давления. Это иллюстрируется тем, что характерные для низких ступеней метаморфизма парагенезисы минералов (хлорит — серицит — каолинит) отсутствуют в высоких ступенях метаморфизма, где породы сложены амфиболами, пироксенами, гранатами и другими минералами.

Воды, перемещенные из зон более высокого метаморфизма или областей ультраметаморфизма, проявляются в наложенных метасоматических образованиях низких ступеней метаморфизма. К ним относятся широкие зоны щелочного, кальций-углекислого, кремнистого и других типов метасоматоза, развитых в складчато-разрывных структурах метаморфических пород докембрия.

Растворы зарождались в нижних частях подвижных зон вследствие последовательного превращения осадочно-вулканогенных пород в сланцы, амфибол-пироксеновые породы и различные гранулиты. При подъеме растворов в область амфиболитовой зоны возникали очаги выплавления, сопровождающиеся образованием мигматитов, анатектитов и гранитов. Возможно, такие растворы формировались в результате полиморфной, электронной, фазовой и химической перестройки вещества мантии Земли, которая рассматривается главной причиной тектонических движений в подвижных зонах.

Воды, поступающие из подкоровых глубин (ювенильные), являются, очевидно, носителями тепла, вызывавшего метаморфизм пород. Вероятно, они транспортировали значительные массы щелочных элементов (натрий и калий), явившихся химическими агентами метаморфизма, гранитизации, дебазификации и щелочного метасоматоза. Д. С. Коржинский (1967) подобные растворы называет трансмагматическими. Они выделяются из зон базальтового или перидотитового состава; по мере их подъема, в связи с охлаждением в области надкритических температур, степень диссоциации сильных кислот возрастает и растворы становятся способными не только к магматическому замещению, но и к дебазификации исходных пород.

Существования ювенильных вод подтверждают:

1. Относительно высокое содержание изотопа  $O^{18}$  в водах fumarольных возгонов вулканов Авача на Камчатке, Эбеко на о. Парамушир (Курильские гряды), гейзеров Йеллоустонского парка в США. Около 5—10% всех геотермальных источников, известных на Земном шаре, характеризуются высоким содержанием изотопа  $O^{18}$  и, по-видимому, в значительной мере формируются ювенильными водами.

2. Термодинамические расчеты Э. Б. Чекалюка (1968) позволяют экстраполировать данные растворимости воды в силикатах до глубин верхней мантии Земли, где находится точка инверсии, ниже которой растворимость воды в силикатах с ростом давления будет понижаться. Эти расчеты, основанные на установленной экспериментально (Хитаров, Кадик, Лебедев, 1967) и теоретически ограниченной растворимости воды в силикатном расплаве в зависимости от давления, позволяют предполагать, что ниже 110 км из силикатного расплава, содержащего 6% растворенной воды, последняя выделяется путем ретроградного кипения. При меньшем содержании воды в расплаве точка ретроградного насыщения опустится ниже. Понижение температуры также влияет на понижение точки ретроградного насыщения. По данным Э. Б. Чекалюка, в среде мантии на глубине ниже 110 км существует разгазированное вещество. Этот вывод подтверждают сейсмические данные В. А. Магницкого (1965) о существовании «размягченного слоя» в мантии в пределах глубин 100—200 км, имеющего состояние, близкое к расплавленному. Вероятно, летучие, включая пар воды, могли выделяться из зоны «размягченного слоя» мантии и подниматься при благоприятных условиях в земную кору.

3. Во многих местах наблюдается совместное поднятие по зонам глубинных разломов рудных растворов и базальтоидных магм, относящихся, вероятно, к нижним слоям земной коры или верхней мантии Земли. Рудные растворы, образующиеся при вулканических процессах, несмотря на явно смешанное происхождение насыщаются минеральными веществами под действием вулканических процессов (Котляр, 1968). Зоны глубинных разломов, по которым поднимались базальтоидные магмы, нередко протягиваются на сотни и тысячи километров и имеют большое количество однотипных рудных образований независимо от изменяющихся локальных условий. Размещение рудных месторождений в таких зонах подчинено общим закономерностям, связанным, вероятно, с изменением поступающих растворов по глубинным разломам.

Происхождение таких вод остается еще загадочным, однако в последние годы проведены экспериментальные работы, согласно которым в безводных силикатах мантии присутствует гидроксил, заместивший атомы кислорода, что подтверждает

однородное распределение во всей толще мантии воды; при определенных условиях последняя могла из нее выделиться.

Существенным источником рудоносных растворов при метаморфогенном рудообразовании могли быть вадозные воды — инфильтрационные или реликтовые воды подземной гидросферы. Термальные воды вадозного происхождения часто выходят на поверхность Земли в виде гидротермальных вод или паров, причем изотопный состав их кислорода соответствует атмосферным водам. Многочисленные выходы горячих вод приурочены к полям и поясам тепловых аномалий Земного шара. Такие воды проявляются в Грейт-Рифт-Валли (Африка), проходящем через Эфиопию, Кению, Уганду, Танзанию и Конго, в прибрежной горной цепи Северной и Южной Америки, включая Йеллоустонский парк, знаменитый своими гейзерами, в Камчатской зоне, проходящей через Курильские острова, Японию, Филиппинские острова, Индонезию до Новой Зеландии, в Исландии и на Азорских островах в Атлантике, на Гавайских островах и о. Фиджи в Тихом океане, а также в отдельных участках, таких как Рудные горы (Чехословакия) и др.

Многочисленные исследования геотермальных вод и паров воды, поднимающихся из глубин Земли, показали, что 90—95% их имеют характерное для вадозных вод отношение легкого и тяжелого кислорода. Воды термальных источников (Главный Шпрудель, Карловы Вары, кратер Эбеко, гейзер Великан на Камчатке и др.) очень близки по изотопному составу кислорода к водам сибирских рек (Амура, Енисея) и оз. Байкал (Бабинцев, Ветштейн, 1967). Формирование этих термальных источников происходило, вероятно, в результате нисходящего проникновения поверхностных вод. Инфильтрационные воды глубинной циркуляции, формировавшиеся в областях благоприятного рельефа, проникали на значительные глубины, где нагревались благодаря геотермическому градиенту или вследствие выделения тепла при химических реакциях. Эти воды по пути своего движения участвовали в различных химических реакциях и приобретали минерализацию рудогенных элементов горных пород. В последующем такие воды в силу различных причин могли подниматься на поверхность Земли с глубин 1,5—2,0 км в виде термальных, сильно минерализованных растворов.

Вадозные воды в области подземной гидросферы, кроме того, могут образовывать минерализованные захороненные воды усыхающих бассейнов — эвапоритов. По мнению шотландского ученого Ч. Девидсона (Смирнов, Демидова, 1968), захороненные подземные воды интенсивно минерализованы и находятся в равновесии с окружающей средой. При подогреве или под действием тектонических дислокаций такие захороненные воды приобретают агрессивный характер и могут производить мобилизацию (растворение), перенос и отложение рудогенных элементов на путях их глубинной циркуляции.

Следовательно, возможные источники воды характеризуются полигенностью происхождения и разнообразием состава и форм выделения вод, образовавших метаморфогенные рудные растворы. Во многих случаях последние имели смешанное происхождение, хотя и можно указать на некоторую специализацию. Воды поровых пространств вместе с вадозными водами глубоинной циркуляции были, вероятно, главными составляющими растворов метаморфизованных и метаморфических месторождений низких ступеней метаморфизма. Воды, связанные в гидратных минералах, явились основной составной частью растворов метаморфических и метаморфизованных месторождений средних и высоких ступеней метаморфизма. Воды, поднимавшиеся из зон ультраметаморфизма (гранитизации), образовывали рудные растворы, приведшие к формированию ультраметаморфических месторождений.

Одним из главных свойств вод или растворов, возникающих при метаморфизме, является их высокая температура. Объясняется это самой сущностью появления этих растворов. Только несвязанная вода более или менее интенсивно отделяется от пород при температуре до  $100^{\circ}\text{C}$ ; связанная, особенно конституционная вода, удаляется из пород постепенно на всех стадиях метаморфизма, при температурах до  $600\text{--}800^{\circ}\text{C}$  в зависимости от прочности ее связей в минералах. Даже при образовании пород зелено-сланцевой и амфиболитовой фаций, наиболее распространенных среди метаморфических пород, господствовали температуры  $300\text{--}600^{\circ}\text{C}$ . Отделившиеся газо-водные растворы минерализовались и продвигались по породам с температурным режимом, отвечающим метаморфическим фациям.

Возникающие при метаморфизме рудные растворы перемещались в породах с общей тенденцией поднятия из области высоких давлений в область малых давлений.

## **Глава IX**

### **МОБИЛИЗАЦИЯ И ПЕРЕНОС РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ**

В главе II на большом аналитическом материале были показаны возможности переноса и концентрации металлов в породах, вызванные динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом. В настоящей главе приводятся экспериментальные данные и термодинамические расчеты, показывающие физико-химические условия мобилизации и переноса рудогенных элементов.

Метаморфизм пород вызвал дегидратацию осадков, которая осуществлялась на фоне растворения первичного вещества породы. Метаморфическая перекристаллизация привела к изме-

нению не только минерального, но и элементарного состава исходной породы. Так, из глинистого сланца при метаморфизме образуется кристаллический сланец, затем биотитовый гнейс, а при ультраметаморфизме — мигматит или гранит. При этом значительно изменяется элементарный состав породы — выносятся такие элементы, как железо, кальций, магний и масса рудных элементов, которые не вошли в кристаллические решетки новообразованных минералов, высвобождается вода и углекислота. Этот процесс во многих случаях сопровождается приносом натрия и калия.

Такие глубокие изменения исходных осадков и вулканитов, происходившие на больших пространствах, естественно приводили к выделению больших масс воды и рудогенных компонентов. Последние перемещались из зон высоких давлений в места пониженных давлений, нередко приобретая состав рудосодержащих растворов.

Метаморфические растворы формировались: 1) из вод осадочных и вулканических пород, образовавшихся вследствие их дегидратации; 2) из вод, поступающих в зону метаморфизма из подкорковых областей (трансмагматические); 3) из вадозных вод глубинной циркуляции.

Метаморфические воды приобретали рудные компоненты при выделении из пород или в период своего формирования, а также обогащались ими в дальнейшем, при фильтрации через породы.

При экспериментальном изучении особенностей мобилизации и переноса рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании особое внимание обращалось на формы переноса металлов в виде простых и комплексных ионов, на роль углекислоты, как одного из важных компонентов метаморфических растворов, а также на влияние температуры, давления и кислотно-щелочных условий на миграцию элементов. Для рассмотрения этих вопросов выбраны два элемента — уран и железо, обладающие рядом особенностей, необходимых для выявления общих закономерностей мобилизации рудных элементов при метаморфизме.

## МОБИЛИЗАЦИЯ И ПЕРЕНОС ЖЕЛЕЗА

В последние годы в секторе металлогении ИГФМ АН УССР выполнены экспериментальные работы и произведены расчетные определения физико-химических параметров, характеризующих процессы мобилизации и переноса железа в гидротермальных условиях (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972; Мельник, 1973; Дроздовская, 1975).

Низкая миграционная способность железа в водных растворах вызвала трудности экспериментального моделирования мобилизации железа и переноса его в гидротермальных условиях,

а отсутствие констант для большей части известных комплексных соединений железа не позволило произвести термодинамический анализ возможных форм переноса этого элемента гидротермальными растворами с достаточной полнотой. Тем не менее полученные данные представляют собой ценный материал для интерпретации природных процессов мобилизации и переноса железа в гидротермальных условиях.

Экспериментальные работы, выполненные в лаборатории эндогенного рудообразования, показали следующее (табл. 25).

1. Растворение куммингтонитового сланца и железистого роговика в чистой воде при температуре 200—400°С и давлении до 500 кгс/см<sup>2</sup> не сопровождается значительным переходом железа в раствор; наблюдается интенсивный вынос натрия, калия и кремнезема.

2. Добавление углекислоты к воде приводит к значительному выносу в раствор железа (24 и 88 мг/л) при температуре 200°С и резкому снижению выноса его при температурах 300 и 400°С. Добавление углекислоты к воде значительно увеличивает также вынос кальция и магния при температуре 200 и отчасти 300°С; при температуре 400°С их вынос резко снижается. Так же как и для чистой воды, для всех температур наблюдается интенсивный вынос натрия, калия и кремнезема.

Данные анализа состава включений в минералах железистых пород показывают, что преобладающей фазой в них является углекислота. Количество ее различно; во многих случаях она занимает 75—85% объема полостей. Вероятно, наличие углекислоты свидетельствует о большой роли ее в формировании рудных растворов и переносе железа.

3. В сильно щелочных средах (0,5 н. раствор NaOH) при отсутствии комплексообразователей железо мобилизуется в весьма незначительных количествах (2,0—3,8 мг/л). В этих же условиях кальций и магний практически не выносятся; происходит очень интенсивный вынос кремнезема, особенно из железистых роговиков.

4. В 0,5 н. растворе NaOH с добавлением углекислоты выноса железа не наблюдается; кальций и магний также практически не выносятся. Наблюдается значительный вынос калия и кремнезема.

В низкотемпературных гидротермальных условиях (температура 200°С, давление до 500 кгс/см<sup>2</sup>) мобилизация железа из железистых пород вероятнее всего происходила при взаимодействии их с близкими к нейтральным углекислыми растворами. Щелочными растворами железо практически не выносится. Кремнезем обладает хорошей растворимостью при низко- и среднетемпературных гидротермальных условиях (температура 200—400°С, давление до 500 кгс/см<sup>2</sup>) и выносится из железистых пород чистой водой, углекислыми растворами с различными

кислотно-щелочными свойствами и особенно высокощелочными растворами в отсутствие углекислоты.

Параллельно с экспериментальными исследованиями был произведен термодинамический анализ минеральных равновесий в окисных, силикатных и карбонатных железистых породах (Дроздовская, 1975). Задачей такого анализа явилось опреде-

Т а б л и ц а 25

Вынос элементов из железистых пород в различных средах и давлении 500 кгс/см<sup>2</sup>

Раствор	Твердая фаза	Температура, °С	Содержание окислов	
			Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Вода	Куммингтонитовый сланец	200	21	11
		300	23	14
		400	22	14
	Железистый роговик	200	15	5
		300	16	5
		400	18	6
Вода + CO <sub>2</sub>	Куммингтонитовый сланец	200	27	15
		300	26	18
		400	30	20
	Железистый роговик	200	10	5
		300	15	4
		400	20	4
0,5 н. раствор NaOH	Куммингтонитовый сланец	200	Не опр.	71
		300	"	73
		400	"	33
	Железистый роговик	200	"	15
		300	"	9
		400	"	17
0,5 н. раствор NaOH + CO <sub>2</sub>	Куммингтонитовый сланец	200	Не опр.	Не опр.
		300	"	80
		400	"	22
	Железистый роговик	200	"	Не опр.
		300	"	10
		400	"	8

ление соотношений между основными железорудными минералами (гетитом, гематитом, магнетитом, сидеритом, миннесотитом, грюнеритом) и их растворенными формами в условиях гидротермальных равновесий.

Расчетные определения выполнены для интервала температур от 298 до 600° К и давлений, соответствующих давлениям насыщенного пара над водой. Такие условия позволяют использовать полученные результаты при интерпретации геологических процессов, протекающих в природных гидротермальных

условиях — наложенного (регрессивного) гидротермального метаморфизма, низкотемпературного прогрессивного метаморфизма (начало фации зеленых сланцев), метасоматоза и связанного с этими процессами рудообразования.

Все расчетные определения и обработка полученных результатов произведены А. А. Дроздовской с использованием новой

при температурах 200—400° С

элементов в растворе, мг. л					Конечное рН раствора
CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
2	1	110	0,1	Следы	8,65
Следы	Следы	125	0,4	"	8,48
"	"	165	1,0	"	8,52
2	1	100	1,0	"	8,67
Следы	Следы	105	0,2	"	8,40
"	"	110	0,2	"	8,40
42	20	110	Следы	24,0	5,98
38	10	150	1,0	Следы	6,95
6	2	115	0,01	"	6,67
46	23	75	с.01	88,0	6,36
46	13	150	Следы	Следы	6,40
2	1	130	1,0	"	6,90
Следы	Следы	956	220,0	2,2	12,70
"	"	1280	125,0	3,8	12,80
"	"	92	42,0	3,0	—
"	"	5000	98,0	2,7	12,70
"	"	8100	27,0	3,3	12,80
"	"	7516	12,0	2,0	12,70
Следы	Следы	184	61,0	Следы	8,55
"	"	192	7,0	"	8,35
"	"	170	1,3	"	8,65
4	2	130	45,0	"	8,52
4	2	138	4,0	0,3	8,36
2	1	154	0,2	0,7	8,11

характеристики кислотно-щелочных свойств гидротермальных растворов — показателем кислотности  $pR$ . Необходимость замены общепринятого водородного показателя рН в анализе гидротермальных равновесий показателем кислотности обоснована несопоставимостью абсолютных значений рН при разных температурах водных растворов: численно одинаковые значения рН для разных температур характеризуют различный кислотно-щелочной режим (Хитаров, Рыженко, 1963; Барнс, Эллис, 1970; Бейтс, 1972). Такое несоответствие ограничивает возможности

анализа гидротермальных равновесий и, в частности, не позволяет производить сравнение физико-химических параметров рудообразования в ходе эволюции гидротермальных систем.

Так, например, при необходимости определить температурное изменение растворимости какого-нибудь минерала в ней-

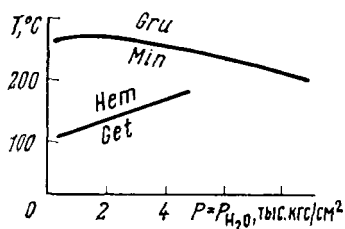


Рис. 44.  $PT$ -кривые реакций дегидратации минералов железистых кварцитов. По Ю. П. Мельнику (1973).  
*Get* — гётит; *Гем* — гематит; *Min* — миннесотаит; *Gru* — грунерит

тральной среде обычно используют величины  $pH$ , равные отрицательному логарифму половины значения константы диссоциации воды для каждой заданной температуры. Решить аналогичную задачу для любого другого кислотно-щелочного режима невозможно, поскольку до настоящего времени отсутствуют критерии для оценки одинаковых кислотно-щелочных свойств водных растворов с различной температурой.

Предложенный в качестве такого критерия коэффициент кислотности  $R$  характеризует соотношение в растворе активностей ионов водорода и гидроксидов независимо от температуры: в нейтральных средах, как это и принято в физической химии, такое соотношение равно единице, а отрицательный логарифм коэффициента кислотности, или показатель кислотности  $pR$  равен при любой температуре нулю; в кислых средах  $pR$  имеет отрицательный знак и по мере возрастания кислотности абсолютные значения  $pR$  уменьшаются; в щелочных средах величины  $pR$  имеют положительный знак и по мере возрастания щелочности их абсолютные значения увеличиваются.

Взаимные пересчеты водородного показателя и показателя кислотности в процессе расчетных определений и интерпретации полученных результатов производятся из уравнения температурной зависимости между этими величинами:

$$pR_T = 2pH_T - pK_{w, T},$$

где  $K_{w, T}$  — константа диссоциации воды при данной температуре.

Взаимодействие водных минералов железа с гидротермальными растворами вызывает их дегидратацию с образованием устойчивых безводных форм: гидроокислы железа полностью теряют свою воду при температурах от  $100^\circ\text{C}$  ( $p=1$  кгс/см<sup>2</sup>) до  $180^\circ\text{C}$  ( $p=4$  кбар), водные силикаты — в интервале температур от  $250$  до  $280^\circ\text{C}$  (рис. 44).

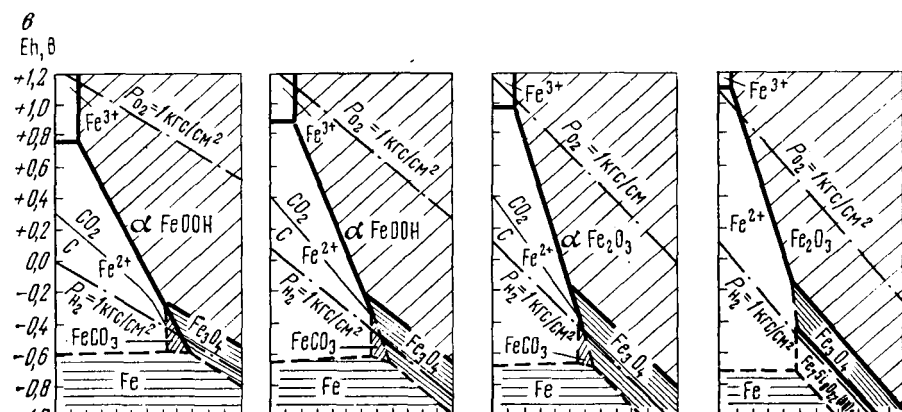
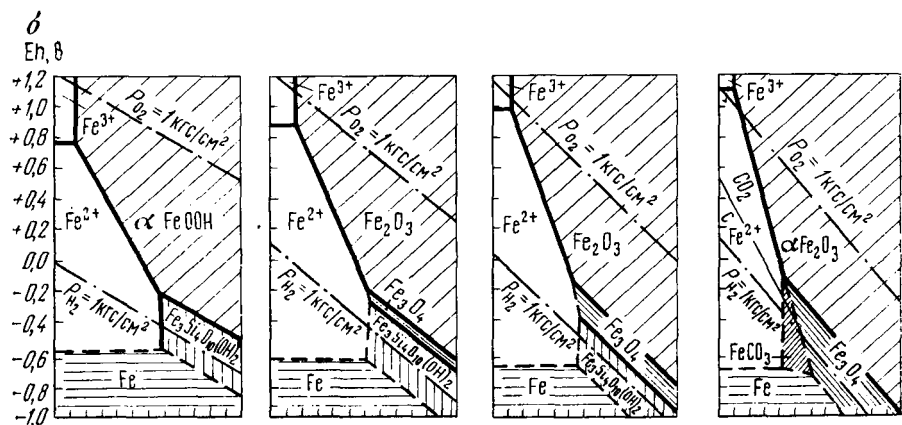
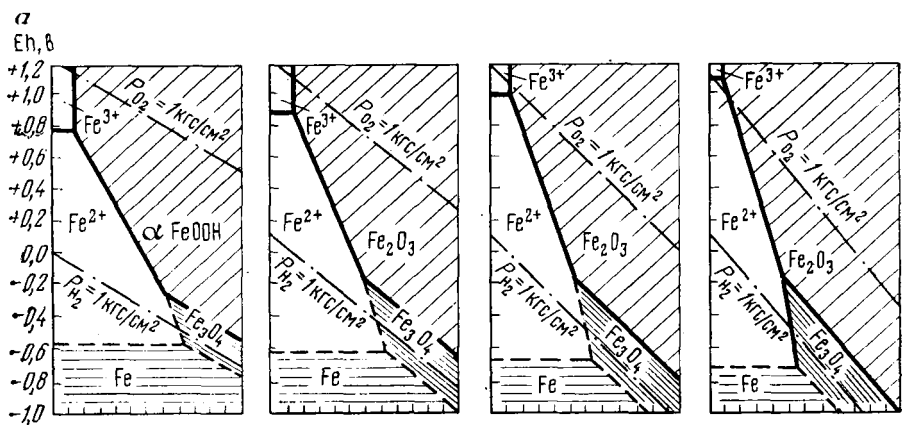
В окисных железистых породах при взаимодействии их с гидротермальными растворами минеральный состав практически не изменяется: во всем интервале исследованных температур, давлений,  $Eh$  и  $pR$  ассоциация высших и полуторных окислов железа остается постоянной. Ни повышение температуры, ни изменение окислительно-восстановительного потенциала или кислотно-щелочного режима гидротермальных растворов не приводят к полному исчезновению этих окислов (рис. 45).

Высокая устойчивость гематит-магнетитовой ассоциации в гидротермальных условиях с термодинамических позиций объясняется буферными свойствами этой простейшей минеральной системы, обладающей большой окислительно-восстановительной емкостью. Привнос окислителей или восстановителей будет способствовать окислению магнетита или восстановлению гематита с поглощением или выделением кислорода вплоть до установления в реакции равновесного значения  $p_{O_2}$ .

В окисно-силикатных железистых породах в процессе взаимодействия их с гидротермальными водами изменяется состав минеральных ассоциаций: в низкотемпературных гидротермальных условиях устойчива ассоциация железистых силикатов с высшими окислами железа — гётитом и гематитом; с повышением температуры в системе появляется магнетит, доля которого по мере увеличения температуры растет за счет замещения магнетитом силикатов железа (см. рис. 45, б). Именно этим объясняется термодинамическая неравновесность гематита с силикатами двухвалентного железа в средне- и высокотемпературных гидротермальных условиях.

В окисно-карбонатных железистых породах в гидротермальных условиях устойчива ассоциация сидерита с высшими и полуторными окислами железа (см. рис. 45, в). Характерно, что сидерит в этой ассоциации может устойчиво существовать лишь в средах, близких к нейтральным по окислительно-восстановительному состоянию и кислотно-щелочным свойствам. Конкретные величины  $Eh$  и  $pR$ , ограничивающие область устойчивости сидерита, определяются сочетанием нескольких переменных параметров — температуры, карбонатности вод и концентрации в них растворенного железа: в низко- и среднетемпературных гидротермальных условиях сидерит устойчив в средах, по кислотности близких к нейтральным при отрицательных значениях  $Eh$ . В высокотемпературных гидротермальных условиях область устойчивости сидерита расширяется в сторону кислых сред и близких к нулю и даже положительных значений  $Eh$ .

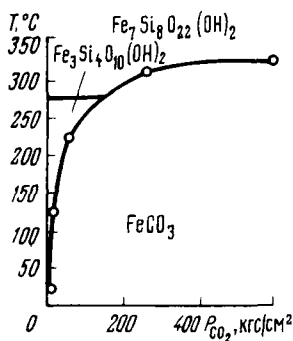
При взаимодействии с гидротермальными водами железистых пород смешанного (окисно-силикатно-карбонатного) состава соотношения между окислами и силикатами железа изменяются в соответствии с отмеченными выше закономерностями. Соотношения между сидеритом и силикатами железа в этом случае регулируются главным образом карбонатностью гидро-



-14 -10 -8 -2 +2 +6 +10    -14 -10 -6 -2 +2 +6 +10    -14 -10 -6 -2 +2 +6 +10    -14 -10 -6 -2 +2 +6 pR  
 298°K (25°С)                      400°K (127°С)                      500°K (227°С)                      600°K (327°С)

термальных вод: равновесие между этими минералами в низкотемпературных гидротермальных условиях осуществляется при давлениях углекислоты, равных десяткам килограмм-сил на квадратный сантиметр, в среднетемпературных — сотням и в высокотемпературных — тысячам килограмм-сил на квадратный

Рис. 46. *PT*-диаграмма соотношений сидерита с силикатами железа в гидротермальных условиях. По А. А. Дроздовской (1975)



сантиметр. При более высоких давлениях углекислоты по сравнению с равновесными сидерит замещает силикаты железа, при более низких — происходит замещение сидерита силикатами железа (рис. 46).

Устойчивость рассмотренных железорудных минералов в гидротермальных условиях в значительной степени зависит от температуры, окислительно-восстановительного состояния и кислотно-щелочных свойств водных растворов.

В окислительных средах с постоянным кислотно-щелочным режимом при температурах, соответствующих низко- и среднетемпературным гидротермальным условиям, растворимость высших окислов железа колеблется в небольших пределах (около полупорядка), и только в высокотемпературных гидротермальных условиях на каждые 100 градусов повышения температуры растворимость высших окислов железа падает на 1,3 порядка (рис. 47, а).

В восстановительных условиях с постоянным кислотно-щелочным режимом растворимость всех рассмотренных минералов железа закономерно уменьшается: на каждые 100 градусов повышения температуры падение растворимости для высших окислов железа, магнетита, силикатов железа и сидерита составляет соответственно 2,7; 2,0; 1,3 и 0,3—0,5 порядка (см. рис. 47, б).

Рис. 45. Соотношения между минералами железа в железисто-кремнистых породах в условиях гидротермальных равновесий ( $a_{Fe} = 10^{-4}$  г-ион/л). По А. А. Дроздовской (1975).

а — окисные породы. Система  $FeO - Fe_2O_3 - H_2O$ ; б — силикатные породы. Система  $FeO - Fe_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ ; в — карбонатные породы. Система  $FeO - Fe_2O_3 - CO_2 - H_2O$

Изменение кислотно-щелочных свойств гидротермальных растворов также в значительной степени изменяет устойчивость железорудных минералов. Так, при  $Eh = \text{const}$  уменьшение показателя кислотности на две единицы (в стандартных условиях это соответствует изменению рН на одну единицу) раствори-

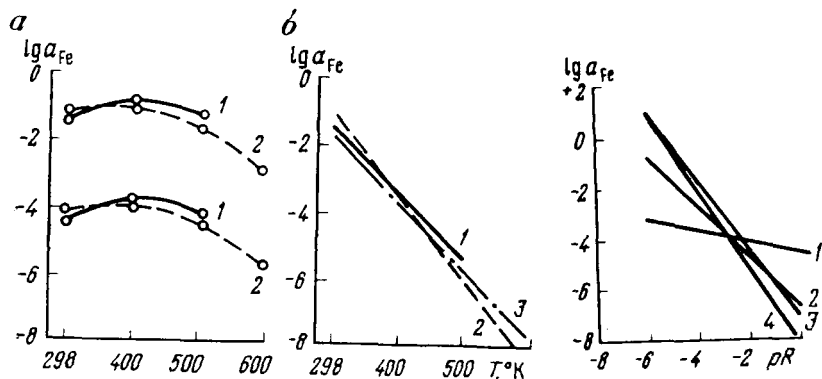


Рис. 47. Зависимость растворимости окислов железа от температуры гидротермальных растворов:

*a* — в окислительных условиях (при постоянной кислотности); *б* — в восстановительных условиях (при  $Eh = -0,2$  в и  $pR = -2$ ).  
1 —  $\alpha\text{-FeOOH}$ ; 2 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 3 —  $\text{Fe}_3\text{O}_4$

Рис. 48. Зависимость растворимости минералов железа от кислотности гидротермальных растворов ( $T = 500^\circ \text{K}$ ;  $Eh = 0$ ).

1 —  $\text{FeCO}_3$ ; 2 —  $\text{Fe}_3\text{Si}_4\text{O}_{16}(\text{OH})_2$ ; 3 —  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ; 4 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$

мость высших окислов железа уменьшается на 3 порядка, магнетита — на 2,6, силикатов железа — на 2 и сидерита на 1 порядок (рис. 48).

Количественные данные, иллюстрирующие растворимость железорудных минералов в кислых, слабокислых и нейтральных водных растворах с температурой 298, 400, 500 и  $600^\circ \text{K}$ , сведены в табл. 26.

Из данных анализа зависимости количественного изменения растворимости от температуры и кислотно-щелочных свойств гидротермальных растворов все рассмотренные железорудные минералы можно расположить в ряд, характеризующий уменьшение их устойчивости при повышении температуры и щелочности гидротермальных сред: сидерит → силикаты двухвалентного железа → полуторные окислы (магнетит) → высшие окислы и гидроокислы (гётит и гематит). Таким образом, наиболее устойчивым минералом в гидротермальных условиях является сидерит, наименее устойчивыми — гётит и гематит.

Полученные расчетные данные позволяют оценить температурные интервалы устойчивости различных минеральных ассоциаций в гидротермальных условиях для разных по составу железистых пород: для окисных — до  $100\text{—}180^\circ \text{C}$  устойчива гётит-

Таблица 26

Растворимость железорудных минералов (количественные значения величин активности растворенного железа в г-ион/л в равновесии с твердой фазой) в водных растворах с повышенной температурой

Твердая фаза	Ион железа	lg $a_{\text{иона}}$												
		Кислая среда				Слабокислая среда				Нейтральная среда				
		$T^{\circ}, K$	298	400	500	600	298	400	500	600	298	400	500	600
		$pR$	-12	-12	-12	-12	-6	-6	-6	-6	0	0	0	0
$pH$	1,00	-0,06	-0,34	-0,26	4,00	2,94	2,66	2,74	7,00	5,94	5,66	5,74		

## Окислительная среда

$FeOOH/Fe^{3+}$		-2,92	-2,38	-2,78	—	-11,92	-11,38	-11,78	—	-20,92	-20,38	-20,78	—
$Fe_2O_3/Fe^{3+}$		-2,70	-2,48	-3,12	-4,24	-11,70	-11,48	-12,12	-13,24	-20,70	-20,48	-21,12	-22,24

## Восстановительная среда

$FeOOH/Fe^{2+}$						+1,14	-0,16	-1,71	—	-7,86	-9,16	-10,71	—
$Fe_2O_3/Fe^{2+}$						+1,36	-0,25	-2,06	-3,94	-7,64	-9,25	-11,06	-12,94
$Fe_3O_4/Fe^{2+}$						+6,04	+3,27	+0,89	-1,31	+0,70	-2,06	-4,44	-6,64
Миннесотаит/ $Fe^{2+}$						+1,89	+0,54	-0,71	—	-4,11	-5,46	-6,71	—
Грюнерит/ $Fe^{2+}$						+2,61	+0,88	-0,62	-2,00	-3,39	-5,12	-6,62	-8,00

магнетитовая, при более высоких температурах — гематит-магнетитовая ассоциация; в окисно-силикатных — до 100—180°С устойчива гётит-миннесотаитовая, от 100—180 до 250—280°С — гематит-магнетит-миннесотаитовая и при более высоких температурах — гематит-магнетит-грюнеритовая ассоциация; для окисно-карбонатных — до 100—180°С устойчива гётит-магнетит-сидеритовая, при более высоких температурах — гематит-магнетит-сидеритовая ассоциация; для окисно-карбонатно-силикатных (в условиях силикатно-карбонатного равновесия) — до 100—180°С устойчива гётит-миннесотаит-сидеритовая, от 100—180 до 250—280°С — гематит-магнетит-миннесотаит-сидеритовая и при более высоких температурах — гематит-магнетит-грюнерит-сидеритовая ассоциация.

В гидротермальных водах при отсутствии комплексообразователей наиболее вероятной формой переноса железа является ион  $Fe^{2+}$ , равновесные концентрации которого в восстановительных средах, лишенных свободного кислорода, могут быть очень высокими (Мельник, 1973). Вероятность переноса железа гидротермальными водами в форме иона  $Fe^{3+}$  чрезвычайно мала, поскольку область его устойчивости ограничивается сильно кислыми ( $pR$  менее 12) средами при высоких положительных значениях Eh (более +0,8 в).

Приведенные экспериментальные и расчетные данные подтверждают геологические наблюдения о широкой мобилизации железа в период раннего метаморфизма и частично в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. При более высокотемпературных фациях метаморфизма миграция железа была затруднена, так как сидерит замещался силикатами, а гематит и магнетит приобретали высокую устойчивость.

Таким образом, метаморфические растворы могли обогащаться железом в начальные периоды метаморфизма и удерживать его до значительных температур, отвечающих во всяком случае зеленосланцевой фации.

## МОБИЛИЗАЦИЯ И ПЕРЕНОС УРАНА

С целью изучения размеров активизации урана в лаборатории сектора металлогении В. Б. Коваля были выполнены опыты, которые показали следующее.

В нейтральной среде при температуре 200—400°С и давлении 500 кгс/см<sup>2</sup> мобилизация урана происходит в очень незначительных количествах (0,1—0,2 мг/л); несколько больше выносится урана при температуре 100°С (2,5 мг/л). В кислой среде в интервале температур и давлений гидротермального процесса уран имеет очень низкую растворимость даже при наличии в парагенезисе с ним минералов-восстановителей. Растворение ураноносного песчаника в щелочной среде (децинор-

мальный раствор NaOH с  $\text{pH} = 8,65$ ) при температуре 187—355°С и давлении 500 кгс/см<sup>2</sup> также не сопровождалось значительным переходом урана в раствор (0,5 мг/л).

Полученные данные свидетельствуют об очень слабой мобилизации урана в низко- и среднетемпературных гидротермальных условиях в различных средах.

Опыты, поставленные для изучения активизации и переноса урана в карбонатных растворах, показали существенное влияние состава и температуры гидротермальных карбонатных растворов на концентрацию в них урана. Установлено, что при температуре 200°С наибольшей способностью мобилизовывать из пород и переносить уран обладает 0,5 н. раствор  $\text{KHCO}_3$ ; концентрация урана в таком растворе достигает 3000 мг/л. При той же температуре вдвое меньше концентрация урана в 0,5 н. растворе  $\text{NaHCO}_3$ . Увеличение температуры до 300°С вызывает общее снижение концентрации урана в растворах; при 400°С концентрация урана снижается еще более резко; а при температуре 500—600°С она становится равной 0,9—1,2 мг/л. Такое резкое падение концентрации урана в растворах с повышением температуры объясняется расслоением раствора на жидкую и газовую фазы и переходом  $\text{CO}_2$  в газовую фазу, что вызвало повышение щелочности раствора, приведшее к разрушению уранил-карбонатного комплекса (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972; Тугаринов, 1973).

Влияние давления на перенос урана гидротермальными растворами было выяснено при помощи серии опытов с 0,5 н. раствором  $\text{NaHCO}_3$  при температуре 300°С и давлениях 10, 200, 300, 400 и 500 кгс/см<sup>2</sup> (рис. 49). Наиболее оптимальные условия для переноса урана в 0,5 н. растворе  $\text{NaHCO}_3$  при температуре 300°С возникают при давлении 300 кгс/см<sup>2</sup>. Для калий-карбонатных растворов наблюдается постепенное увеличение растворимости урана с повышением давления. В этом случае оптимальные условия для переноса урана в форме калий-уранил-карбонатных комплексов находятся в широком интервале давлений. Таким образом, благоприятные условия для миграции урана при температуре 300°С в натриевых и калиевых растворах возникают при давлении 300 кгс/см<sup>2</sup>.

Для изучения переноса урана в кальций-магниевых карбонатных растворах было проведено несколько серий опытов в закрытой системе, где смеси из чистых солей карбоната кальция с трехокисью урана и карбоната магния с трехокисью урана реагировали с водой или с водой +  $\text{CO}_2$  при температурах 150, 200 и 300°С и давлении 500 кгс/см<sup>2</sup> (рис. 50). Опыты показали, что в результате взаимодействия чистой воды и смесей карбонатов кальция и магния с трехокисью урана в растворе были обнаружены лишь следы урана, а при взаимодействии этих смесей и воды с углекислотой при температуре 150°С содержание урана в растворе составило 20 г/л, при температуре

200° С — 7—8 г/л, а при температуре 300° С оно уменьшилось до 1,6 г/л и даже до следов.

Следовательно, в кальций-магниевых растворах при температуре 150° С происходит образование уранил-карбонатных ионов, устойчивых в присутствии углекислоты при низких температурах.

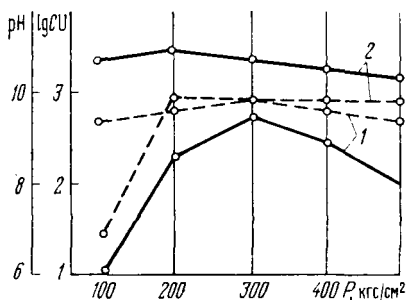
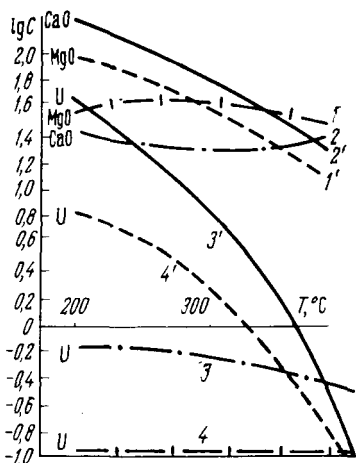


Рис. 49. Зависимость концентрации урана от давления при постоянной температуре ( $T=300^{\circ}\text{C}$ ) в 0,5 н. растворе: 1 —  $\text{NaHCO}_3$ ; 2 —  $\text{KHCO}_3$ . По В. Б. Ковалю

Рис. 50 Растворимость смеси  $\text{CaCO}_3 + \text{UO}_3$  в  $\text{H}_2\text{O}$  (2, 3) и в  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  (2', 3') и смеси  $\text{MgCO}_3 + \text{UO}_3$  в  $\text{H}_2\text{O}$  (1, 4) и в  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  (1', 4').  $P = 500 \text{ кгс/см}^2$ . По В. Б. Ковалю



Важной особенностью ураноносных растворов является высокое содержание в них углекислоты, о чем свидетельствуют многочисленные данные определения газовой-жидких включений в минералах урановых месторождений. Содержание углекислоты в ураноносных природных растворах при температуре рудообразования приближалось к предельной растворимости  $\text{CO}_2$  в воде. По данным анализов состава включений в минералах урановых месторождений определены соотношения карбонатных, сульфатных и хлоридных ионов в ураноносных гидротермальных водах. Сопоставление этих данных с данными анализов геохимической миграции урана показывает, что в гидротермальных условиях миграция урана осуществлялась преимущественно в форме карбонатных комплексов уранила, т. е. главным образом в шестивалентной форме. Экспериментально установлено, что миграция урана в форме уранил-карбонатных комплексов происходит лишь до температуры  $350^{\circ}\text{C}$ . В интервале температур от 350 до  $550^{\circ}\text{C}$  устойчивость уранил-карбонатных комплексов резко снижается.

Сопоставление данных о составе газовой-жидких включений в минералах урановых месторождений с экспериментальными и

расчетными термодинамическими определениями устойчивости урановых соединений в растворах различного состава и температуры позволило дать количественную оценку содержания урана в природных гидротермальных водах ( $10^{-2}$ — $10^{-6}$  моля/кг  $H_2O$ ; Барнс, Чаманский, 1970).

Оптимальные содержания урана в растворах, необходимые для формирования рудных концентраций, получены расчетами равновесных соотношений окисла  $U_4O_9$  (отвечающего природным настуранам) с природными водами, состав которых должен соответствовать составу газовой-жидких включений. Эти расчеты показали, что концентрации урана в рудных растворах должны быть порядка  $10^{-4}$  моля/кг  $H_2O$ .

Из всех расчетных и экспериментальных данных видно, что концентрация урана в природных водах зависит от физико-химических условий: температуры, состава растворов, окислительно-восстановительного потенциала и кислотно-щелочного режима.

Содержание урана в растворах зависит главным образом от их температуры и кислотно-щелочного режима. Наибольшие содержания урана отмечаются в близких к нейтральным растворам (рН от 5 до 8) с температурой  $150$ — $200^\circ C$ . Содержание урана уменьшается с повышением температуры и уменьшением рН. В карбонатных растворах растворение уранила обратно пропорционально температуре и является ее логарифмической функцией.

Приведенные экспериментальные и расчетные термодинамические данные показывают различные условия миграции железа и урана в эндогенных и, в частности, в метаморфогенных условиях. Железо активно переносится в двухвалентной — закисной форме в условиях относительно низких температур, отвечающих дозеленосланцевой фации метаморфизма, в близких к нейтральным углекислых средах. При более высоких температурах, отвечающих зеленосланцевой фации метаморфизма, железа и урана в эндогенных и, в частности, в метаморфогенных воряется и при этих температурах. Это хорошо объясняет образование остаточного-метаморфических месторождений вследствие активного выноса кремнезема, как одного из главных компонентов первичных железисто-кремнистых пород. Так как при высоких температурах водных растворов железо переносится в небольших количествах, то метасоматические месторождения магнетита и гематита наблюдаются относительно редко и небольших размеров.

Уран переносится в виде комплексных уранил-карбонатных ионов в среде, близкой к нейтральной, и при относительно низких температурах. При высоких температурах гидротермального процесса уран удерживается в растворе благодаря натрий-карбонатным комплексным ионам урана.

## ФИЛЬТРАЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ В ПОРОДАХ

Основными процессами, определяющими геохимическую подвижность рудных компонентов в породах, являются фильтрация и диффузия. Перемещение химических компонентов в земной коре приводит к их рассеянию или концентрации. Перемещение рудных и нерудных компонентов в горных породах связано с ионным обменом, реакциями, приводящими к образованию комплексных ионов, более устойчивых в определенных физико-химических условиях, сорбцией, действием физических полей, в целом вызывающих выпадение в твердую фазу одних компонентов и растворение других. Перенос компонентов вследствие фильтрации неотделим от диффузии. Они как бы переходят друг в друга или сопровождают один другого.

Известно, что движение растворов в горных породах осуществляется по системе полостей разного размера, формы и происхождения. Все горные породы, в том числе и монолитные, обладают пористостью. Коэффициенты пористости пород изменяются в очень широких пределах — от 1 до 10%, в отдельных случаях достигая 25—35%. Пористость пород обусловлена наличием крупных и мелких полостей, связанных с кливажом и межзерновыми пространствами. Она вызывает не только фильтрацию растворов, но и является одним из параметров рудообразования, так как растворы проникают внутрь пород и вступают с ними в химическое взаимодействие.

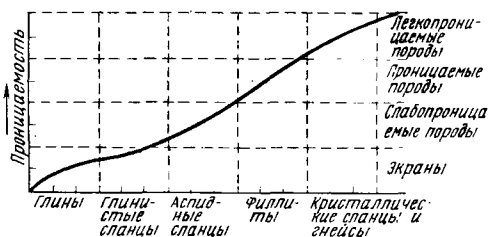
В настоящее время сформировался новый аспект исследования процессов рудообразования, связанный с изучением физико-механических особенностей пород. Это, в частности, проницаемость горных пород, позволяющая выявлять участки, благоприятные для фильтрации рудоносных растворов и концентрации рудного вещества. Проницаемость пород обуславливает подвижность компонентов в геохимическом процессе. Следовательно, она является одним из основных параметров, определяющих динамику или отложение полезных компонентов.

Проницаемость метаморфических пород прежде всего зависит от их исходной сингенетической пористости, которая изменяется под влиянием метаморфизма и тектонических деформаций, вызывающих трещиноватость и кливаж пород (рис. 51). Так, тонкая глина — прекрасный экран, практически непроницаемый для растворов, хорошим экраном является также глинистый сланец; аспидный сланец относится к слабопроницаемой породе, филлит — к среднепроницаемой, а кристаллические сланцы и гнейсы, образовавшиеся из того же первичного материала при метаморфизме, являются легкопроницаемыми породами.

Однако эта общая закономерность образования проницаемости пород растворами изменяется в зависимости от многих условий и прежде всего от наложенных тектонических напря-

жений и температуры. Часто геологи, изучая условия рудообразования, принимают для пористости и проницаемости пород те значения, которые они имеют в условиях поверхности. Это совершенно неверно, и сделанные на основании этих данных генетические выводы являются заблуждением.

Рис. 51. Зависимость проницаемости пород от степени их метаморфизма



Для получения реальных данных о проницаемости пород в условиях, близких к условиям рудообразования, в лаборатории сектора металлогении ИГФМ АН УССР выполнены экспериментальные работы (Николаенко, 1972), главной целью их было изучение динамической проницаемости горных пород и влияния на ее величину температуры, давления, состава растворов.

Известно, что поровое пространство каркаса горных пород имеет весьма сложное строение. Поры, микро- и ультратрещины могут сообщаться по кратчайшему расстоянию, а некоторые (при малых градиентах давления) могут быть вообще изолированы. В процессе фильтрации раствора через породу наблюдаются локальные градиенты давления. В определенных структурных положениях падение градиента, а следовательно, уменьшение проницаемости будет способствовать отложению минерального вещества.

Исследования проведены на материале одного из месторождений Украинского щита, связанного с альбитизацией. Рассмотрены главные разновидности пород — гнейсы, граниты, мелкозернистые (апогнейсовые) и крупнозернистые (апогранитовые, апомигматитовые) альбититы.

Полевыми наблюдениями установлено, что между гнейсами, гранитами, микроклинитами и альбититами существуют постепенные переходы, которые являются следствием ультраметаморфизма и последующего метасоматоза. На тектонически подготовленных участках метасоматические процессы создали гамму переходных пород к альбитизации. В дальнейшем породы подверглись интенсивному катаклазу, милонитизации с наложенной минерализацией темноцветных минералов, способствовавшей, вероятно, смене геохимического барьера. Этот процесс в некоторых случаях привел к отложению рудного вещества.

Интенсивность процесса и его направленность с точки зрения проницаемости могут быть отображены с помощью сопоставления числовых величин коэффициентов проницаемости.

Коэффициент проницаемости устанавливает функциональную зависимость скорости фильтрации жидкости от градиента давления. При экспериментах определяли коэффициенты абсолютной проницаемости. В качестве исходного раствора использовали нейтральные и щелочные растворы. Щелочная среда создавалась с помощью  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  различной концентрации. Коэффициенты проницаемости определены по единому замеру расхода жидкости в проточном реакторе за пять и семь часов. По всем определениям рассчитаны средние значения коэффициентов проницаемости. Такие исследования способствуют раскрытию термодинамики процесса, не нарушая при этом «порога» статической упругости.

Проведены определения коэффициентов проницаемости для нейтральных сред при температуре  $20^\circ\text{C}$ , давлении на раствор от 10 до  $450\text{ кгс/см}^2$  и всестороннем давлении соответственно от 60 до  $500\text{ кгс/см}^2$ . Проведена серия опытов с температурой до  $300^\circ\text{C}$  для нейтральных растворов. Полученные данные позволяют сопоставить проницаемость различных горных пород при изменении температуры, давления и состава раствора. Проницаемость пород изменяется в широком диапазоне. Кроме указанных факторов на породы будут влиять минеральный состав, структура поровой системы, переменная величина эффективной пористости, степень катаклаза, направление фильтрации относительно слоистости или ориентировки минералов и другие факторы. Поэтому величины абсолютной проницаемости мы считаем лишь сопоставительными характеристиками горных пород.

Средние значения коэффициентов проницаемости  $k$  для основных типов пород имеют следующие значения (в мдарси):

для гнейсов . . . . .	$7,0 \cdot 10^{-4}$
„ гранитов . . . . .	$8,0 \cdot 10^{-3}$
„ крупнозернистых альбититов . . .	$5,0 \cdot 10^{-2}$
„ мелкозернистых альбититов . . .	$2,0 \cdot 10^{-2}$

Для катаклазированных альбититов проницаемость увеличивается в десятки и первые сотни раз в зависимости от степени катаклаза. Проницаемость пород увеличивается от гнейсов и гранитов к метасоматитам. Таким образом, изменение проницаемости пород показывает направленность процессов рудообразования.

Милонитизированные разности имеют проницаемость значительно ниже, чем породы, по которым они образовались. Уменьшение проницаемости пород в зонах милонитизации связано, по-видимому, с последующей перекристаллизацией минералов, дальнейшим сжатием этих участков и наложенной минерализацией. Несомненно, что зоны милонитизации в начальных стадиях метасоматической деятельности служили подводными

каналами и имели высокую проницаемость. Кроме того, мило- ниты могли уплотниться при диффузионном метасоматозе. Про- ницаемость рудных пород при этом несколько увеличивается по сравнению с безрудными.

Влияние температуры на фильтрационные свойства горных пород изучено в нейтральных и щелочных средах. Установлено, что с повышением температуры до  $100^{\circ}\text{C}$  проницаемость пород несколько уменьшается, а при дальнейшем повышении темпе- ратуры она интенсивно возрастает. Так, для гранита коэффи- циент проницаемости при  $20^{\circ}\text{C}$  равен  $6,1 \cdot 10^{-4}$  мД, при  $100^{\circ}\text{C}$  —  $3,4 \cdot 10^{-4}$ , при  $200^{\circ}\text{C}$  —  $5,1 \cdot 10^{-4}$  и при  $300^{\circ}\text{C}$  —  $5,1 \cdot 10^{-3}$  мД.

Для разных пород (гнейсов, гранитов, альбититов) пределы уменьшения и увеличения проницаемости с повышением тем- пературы будут неодинаковы для сред различной щелочности.

Для изучения влияния давления на проницаемость метамор- фических и метасоматических пород были проведены опыты, во время которых порода находилась под всесторонним сжатием, отвечающим геостатическому давлению ( $p_2$ ); движущийся раствор испытывал флюидное давление ( $p_1$ ). При этом  $p_2$  было больше  $p_1$ , что отвечает природным условиям.

Полученные данные показали, что с увеличением давления на раствор проницаемость пород возрастает. Это справедливо для всех групп пород (рис. 52). С увеличением геостатического давления проницаемость пород уменьшается, так как с увели- чением всестороннего сжатия на горные породы увеличивается их плотность, что приводит к сужению или даже закрытию по- ровых и межзерновых полостей. При очень высоких давлениях происходит полное или почти полное закрытие пор и фильтра- ция раствора прекращается; миграция компонентов при этих условиях может происходить за счет диффузии.

По результатам определений изменения проницаемости в зависимости от геостатического давления выделяется два поля различной проницаемости (рис. 53). В поле I с проницаемостью больше  $5 \cdot 10^{-4}$  мД происходит более или менее свободное дви- жение растворов по законам открытых полостей и трещин. Поле это, вероятно, мало благоприятно для рудообразования, так как здесь взаимодействие растворов с вмещающими породами ограничено. Поле II с проницаемостью пород меньше  $4 \cdot 10^{-4}$  мД характеризуется максимально активными процессами взаимо- действия растворов с породой, что может привести к изменению физико-химической обстановки растворов, способствующей ру- доотложению.

Экспериментальные исследования влияния кислотности — щелочности среды на фильтрацию растворов показали, что кис- лые растворы являются более подвижными по сравнению с ще- лочными. Установлена зависимость изменения проницаемости пород от величины рН и градиентов давления в области ней- тральных и щелочных растворов (рис. 54).

Полученные данные дают основание сделать следующие выводы.

1. С увеличением геостатического давления, т. е. с увеличением глубины, проницаемость горных пород будет уменьшаться. Повышение температуры (свыше  $100^{\circ}\text{C}$ ) увеличивает проницаемость пород.

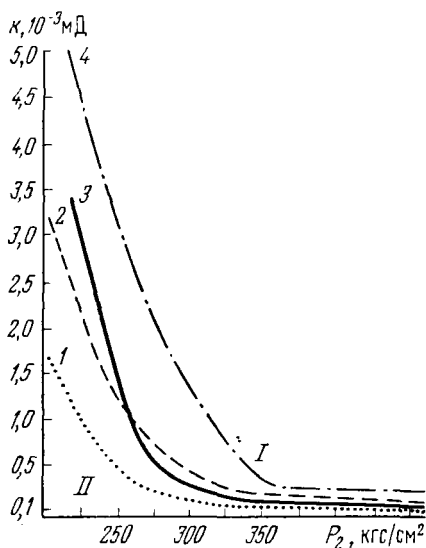
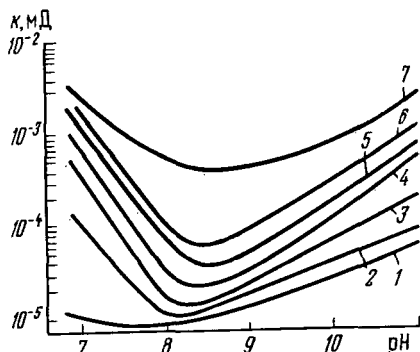
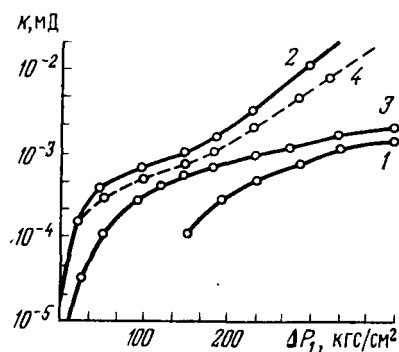


Рис. 52. Изменение проницаемости метаморфических пород с увеличением давления.

1 — гнейсы; 2 — апогнейсовые альбититы; 3 — граниты; 4 — апогранитовые альбититы

Рис. 53. Зависимость проницаемости горных пород от геостатического давления при давлении на раствор  $p_1 = \text{const} = 200 \text{ кг/см}^2$ .

1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — апогнейсовые альбититы; 4 — апогранитовые альбититы. I — поле свободного движения растворов; II — поле замедленного движения растворов

Рис. 54. Зависимость проницаемости гнейсов от pH среды ( $T = 20^{\circ}\text{C}$ ) при различных градиентах давления ( $\text{кг/см}^2$ ).

1 — 100; 2 — 150; 3 — 200; 4 — 250; 5 — 300; 6 — 350; 7 — 400

2. Проницаемость метасоматически измененных гранитов и гнейсов значительно выше проницаемости исходных пород.

3. Породы с одинаковой общей пористостью имеют различную проницаемость, так как не все поровое пространство участвует в фильтрации растворов.

4. Проницаемость пород является функцией градиента давления.

5. Учитывая влияние термодинамических параметров на динамику растворов, можно считать, что наиболее благоприятна для рудоотложения область глубин свыше 1 км, отвечающая полю II (см. рис. 53).

Вертикальное распределение оруденения зависит от минерального состава и физико-механических свойств вмещающих пород, а последние зависят от термодинамических условий. Одним из решающих факторов для формирования протяженного по вертикали гидротермального оруденения является условие минимального температурного градиента по пути миграции растворов (Летников, 1974).

В. И. Смирнов (1970) считает, что при высоких всесторонних давлениях (2000—3000 кгс/см<sup>2</sup>) горные породы уплотняются в 3—10 раз и более. Следовательно, открытые пустоты и трещины могут существовать в земной коре до глубин 15—20 км.

В настоящее время имеется еще крайне мало фактического материала по изучению влияния глубины залегания пород на их проницаемость. Для получения экспериментальных данных были выполнены (лаборатория В. И. Николаенко) опытные исследования по определению общей пористости и проницаемости пород реального разреза месторождения натрово-урановой формации. Изучение проводилось по специально выбранному профилю, по породам которого определялось изменение пористости и проницаемости с глубиной. Профиль проходит по центральной части месторождения; породы вскрыты четырьмя скважинами до глубины 903 м (рис. 55). Отбор проб по скважинам проведен через 5 м, в отдельных случаях — через 10 м. Всего по профилю проведено 480 определений общей пористости и 390 определений проницаемости. На профиле четко выделяются зона пород высокой проницаемости и зона более плотных, менее проницаемых пород (табл. 27; см. рис. 55).

Изменение проницаемости и пористости пород внутри зоны высокой проницаемости показано в табл. 28.

Внутри выделенных зон выявлено относительно частое чередование небольших участков плотных пород с низкой пористостью и проницаемостью. Пористость в таких участках достигает 0,4%, а проницаемость уменьшается до величины  $1,0 \times 10^{-5}$  мД.

Для выявления оптимальных зон для фильтрации растворов и изучения изменения проницаемости пород в зависимости от глубины их залегания была замерена проницаемость гранитоидных пород и их метасоматитов по кернам многих скважин. Полученные данные позволили установить уменьшение проницаемости пород с увеличением глубины их залегания (табл. 29). Однако эта закономерность установлена только для определенной разновидности пород при одинаковой степени их изменения и катаклаза.

При наложении интенсивного катаклаза и микротрещиноватости на участки проявления метасоматоза проницаемость пород местами увеличивается на один-два порядка, а пористость достигает 8%. В связи с этим сложная гетерогенная толща даже при наличии переходных разностей от неизменных гранитов к апогранитовым альбититам имеет различные характеристики проницаемости.

Фльтрация растворов по сложным гетерогенным комплексам пород способствует образованию рудных концентраций. Проведенными нами экспериментами была установлена зависимость динамики растворов от главных факторов, определяющих данный процесс — давления, температуры, кислотности и некоторых других. Фльтрация растворов зави-

зависит от различных факторов, определяющих данный процесс — давления, температуры, кислотности и некоторых других. Фльтрация растворов зави-

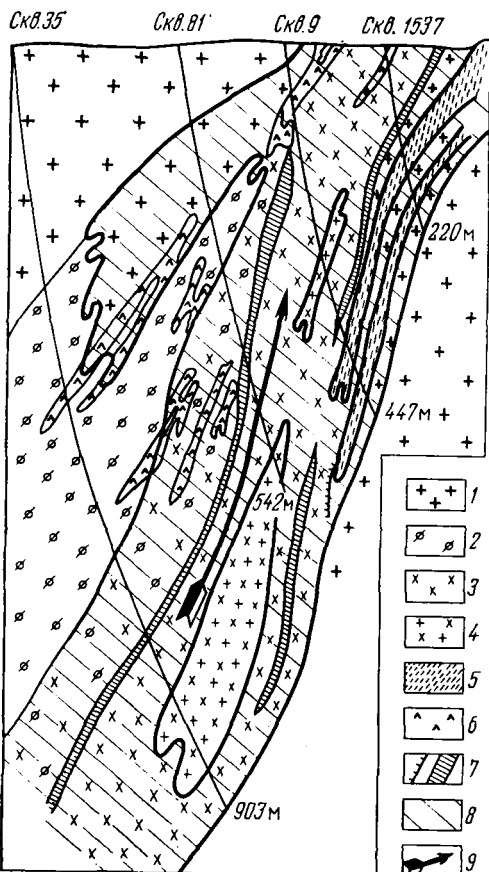


Рис. 55. Проницаемость различных пород.

1 — граниты средне- и мелкозернистые; 2 — мигматиты; 3 — альбиты (апогранитовые и апогнейсовые); 4 — альбитизированные граниты; 5 — гнейсы биотитовые; 6 — микроклиниты; 7 — тектонические швы (бластомилониты, катаклазиты, микробрекчи); 8 — зоны высокой проницаемости; 9 — направление увеличения пористости пород

Таблица 27

Характеристика зон пород различной проницаемости

Номер скважины	Глубина от поверхности, м	Средняя пористость, %	Проницаемость, $10^{-2}$ мД
1537	0—220	2,9	2,0
9	32—447	2,3	1,7
81	122—490	2,0	1,4
35	576—903	2,0	1,0

Таблица 28

Средние значения общей пористости и проницаемости пород  
в участках зоны высокой проницаемости

Порода	Интервал, м	Общая пористость, %	Коэффициент проницаемости, мД
Скважина 1537			
Граниты, мигматиты, гнейсы	65—140	2,4	$2,3 \cdot 10^{-2}$
Мигматиты	176—182	3,6	$3,5 \cdot 10^{-2}$
"	215—220	1,6	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Скважина 9			
Апогранитовые и апогнейсовые альбититы	86—150	2,3	$4,0 \cdot 10^{-2}$
Апогранитовые и апомигматитовые альбититы	170—262	2,1	$2,0 \cdot 10^{-2}$
Апомигматитовые альбититы	286—376	2,6	$2,2 \cdot 10^{-2}$
Граниты, апогранитовые альбититы	382—400	1,4	$8,0 \cdot 10^{-3}$
Мигматиты, граниты	435—447	1,2	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Скважина 81			
Граниты, микроклиниты, гнейсы	122—244	2,6	$1,0 \cdot 10^{-2}$
Граниты, гнейсы, апогранитовые и апогнейсовые альбититы	286—490	2,0	$1,8 \cdot 10^{-2}$
Скважина 35			
Апомигматитовые альбититы, мигматиты, апогнейсовые альбититы	576—756	2,0	$1,5 \cdot 10^{-2}$
Мигматиты, граниты	833—903	1,7	$5,0 \cdot 10^{-3}$

Таблица 29

Изменение проницаемости пород с глубиной

Интервал, м	Коэффициент проницаемости, мД		Число определений
	Граниты	Гнейсы	
0—200	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	25
200—300	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	25
300—400	$6,7 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	25
400—500	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	18
500—600	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	17
600—700	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	17
700—800	$3,0 \cdot 10^{-3}$	—	10
900—1000	$1,0 \cdot 10^{-3}$	—	10

сит от минералого-петрохимического состава пород, структурно-текстурных особенностей и эффективных поровых систем, которые определяют отношение пород к рудообразованию, так как позволяют проникать раствору и взаимодействовать с минералами породы. Аналитические работы показали, что проницаемость находится в сложной зависимости от пористости пород. Породы, залегающие на больших глубинах, могут иметь значительно большую проницаемость, чем аналогичные породы на меньших глубинах. В пределах этих зон высокой проницаемости растворы движутся с относительно большими скоростями.

По зонам высокой проницаемости можно выявить направление движения растворов и направление миграции рудного вещества; следовательно, эти данные можно использовать для понимания процессов рудообразования.

## Глава X

### РУДООБРАЗОВАНИЕ

Большой фактический материал, полученный при изучении метаморфогенных месторождений, дал возможность установить четыре способа рудообразования: а) выполнение полостей — трещин и пор рудным материалом; б) метасоматическое замещение нерудной части породы рудными минералами; в) вынос безрудных компонентов; г) перекристаллизация.

**Выполнение полостей породы рудным материалом** происходит вследствие нарушения равновесия растворенных веществ в растворе, что приводит к их взаимной реакции и образованию нерастворимых в этих условиях рудных минералов. Причиной этого явления обычно бывает охлаждение раствора и изменение флюидного давления в системе, что вызывает химическое взаимодействие растворенных веществ. Этот тип рудообразования характерен для аллохтонных метаморфических месторождений; он встречается относительно редко среди ультраметаморфических месторождений и не типичен для метаморфизованных месторождений.

**Метасоматическое замещение нерудных минералов пород рудными** характерно для большинства разновидностей метаморфогенных месторождений. Рудоотложение при этом происходит вследствие ионных реакций обменного разложения между минералами породы и раствором, которые вызываются нарушением равновесного состояния раствора и породы в связи с изменением внешних причин (температуры и давления) при фильтрации и диффузии раствора через породы и активной реакцией растворенных веществ с компонентами породы. Метасоматическое замещение, идущее в условиях пластической деформации,

отличается от общепризнанного тем, что здесь не сохраняется равенство объемов: объем вынесенных нерудных компонентов часто бывает значительно больше, чем объем образованных рудных минералов. При этом новообразование отличается повышенной пористостью, иногда вследствие сжатия и усадки, сопровождающих этот процесс, образуются плотные руды с объемом, гораздо меньшим, чем первоначальная порода. Это хорошо демонстрируется на примерах, подробно описанных в ряде работ (Генезис железных руд... , 1959; Белевцев, 1961).

**Вынос безрудных компонентов** осуществляется в условиях пластического сжатия; он сопровождается сближением рудных минералов или прослоев, что и приводит к превращению породы в руду. Это широко распространенный процесс образования метаморфических железных руд среди полосчатых роговиков и джеспилитов. Сущность его состоит в том, что щелочными водами растворяется кварц и выносится кремнезем, разрушаются частично или полностью прослои, сложенные кварцем, при этом остающиеся рудные прослои образуют богатую руду (см. рис. 28). Это происходило в зонах тектонического сжатия, вызывающего усадку материала породы, образование плейчатости и кристаллизацию первичной породы (Генезис железных руд... , 1959).

Перекристаллизация исходного материала породы, подвергшейся метаморфизму, в некоторых случаях приводит к образованию полезного ископаемого. Так, при перекристаллизации железисто-кремнистого осадка (смеси водных соединений железа и кремнезема) образовались магнетитовые кварциты, роговики и джеспилиты — железная руда; из глинистого сланца, богатого алюминием, — кианитовые породы, являющиеся рудой на алюминий; из карбонатного осадка — мраморы.

Во всех указанных случаях метаморфические активные растворы принимали самое непосредственное участие в химических реакциях, которые при благоприятных тектоно-физических и химических условиях приводили к рудообразованию. Во многих случаях растворы доставляли к местам рудоотложения значительные и даже огромные количества металлов, измеряемые десятками и сотнями миллионов, а иногда и миллиардами тонн. 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, что металлы переносятся большей частью в виде легкорастворимых комплексных соединений и осаждаются только тогда, когда образуются труднорастворимые продукты химических реакций — минералы.

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

## ТЕКТОНО-ФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ РУДООТЛОЖЕНИЯ

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

Давление вызывает деформацию пород, продвижение растворов, напряженное состояние пород и растворов, является главной движущей силой, приводящей к рудообразованию. Горная порода, испытывая всестороннее геостатическое давление, находится в состоянии равновесия не только в смысле механического перемещения, но и минерального состава, и энергетического уровня устойчивых кристаллических решеток минералов. Такое равновесное состояние системы нарушается только тогда, когда на всестороннее геостатическое давление накладывается одно из простых — сжатие, растяжение или сдвиг. Простое напряжение, наложенное на геостатическое, приводит к перемещению горных пород, их пластической или хрупкой деформации. Гидростатическое давление вызывает перемещение рудоносных растворов, увеличение проницаемости пород, а также приводит ко многим другим изменениям, которые, согласно принципу Ле-Шателье, стремятся к восстановлению утраченного системой равновесия.

Тектоническая подготовка пород, состоящая в создании сети пор и трещин, во многих случаях была проведена 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 себе представить не только образование и приоткрывание путей движения растворов, но и причин этих движений. Нарушение установившегося равновесия в породах вызывает не только ме-

ханическое перемещение пород, но и является движущей силой в подвижности химических элементов, разрушении старых и созидании новых минералов, отвечающих господствующим в это время-термодинамическим условиям.

Рудная тектоника оказывает решающее влияние не только на количественную сторону образования месторождения, но и на его качество. Размещение различных по составу руд в залежи и месторождении, изменение руд с глубиной полностью зависят от рудной тектоники. Иначе говоря, тектонический процесс влияет не только на форму, но и на содержание рудного месторождения.

Экспериментально показано, что понижение давления до  $100 \text{ кгс/см}^2$  приводит даже при температуре  $300^\circ\text{C}$  к разрушению уранил-карбонатных комплексов. При давлении выше  $500 \text{ кгс/см}^2$  наблюдается снижение растворимости, происходит разложение уранил-карбонатных комплексов вследствие расслоения раствора и выделения  $\text{CO}_2$  в газовую фазу. Вероятно, в связи с этим явлением наблюдается два парагенезиса минералов в рудах, отвечающих высоким и относительно низким температурам и давлениям.

В зависимости от величины давления, которому подвергались месторождения, образуются различные рудные тела. Месторождения, образовавшиеся на глубинах  $1000\text{—}1500 \text{ м}$ , подвергались небольшим давлениям. Для них характерны жильные, прожилковые и штокверковые тела. Месторождения, образовавшиеся на глубинах  $3\text{—}5$ , а в некоторых случаях и  $6\text{—}7 \text{ км}$ , испытали высокие давления, достигающие  $1,0\text{—}2,5 \text{ кбар}$ . При таких давлениях образуются месторождения, характерные для метасоматических залежей метаморфогенного происхождения.

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

Метаморфогенных месторождений, образованных в крупных полостях, почти не встречается. Можно указать лишь на жильные образования в крупных полостях типа альпийских жил, среди которых встречаются промышленные месторождения.

**Рудоотложение в трещинных зонах.** Эти зоны представлены одной или несколькими системами трещин, обычно хорошо выдержанных по простиранию, или множеством плохо ориентированных мелких трещин, по которым развиваются штокверковые рудные тела сложного строения. В пределах систем трещин и даже одной трещины рудный материал отлагался неодинаково. 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 безрудной минерализацией или перетертым обломочным материалом боковых пород.

Очень интересные данные приводят М. М. Константинов и Е. А. Куликова (1960) о тектоническом контроле оруденения в Рудных горах. Тщательная геологическая документация по наиболее типичному участку позволила 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 постоянным состав вмещающих пород и состав растворов в области трещинных зон, то рудоотложение будет регулироваться температурным режимом и скоростью поступления растворов. Последняя наиболее благоприятна в том случае, когда раствор, проходя по трещинной зоне, будет поддерживать или увеличивать температурный перепад, определяющий скорость реакций растворенных веществ раствора с вмещающими породами.

Благоприятны для рудоотложения в трещинных зонах области поперечного изгиба и участки вблизи тектонических разрывов, так как растворы, попадающие в них, замедляли 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 момент трещинообразования, возникающий при завершении пластической деформации, наиболее благоприятен для фильтрации метаморфических растворов и рудообразования. В трещинных зонах образуются метаморфические месторождения железа, меди, урана и других металлов и 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, возникает рудоотложение. Если растворы просачиваются по системе капиллярных и субкапиллярных пор и трещин, давление на растворы снижается, резко возрастает поверхность соприкосновения раствора с породой и происходит более интенсивная потеря раствором тепла. Создаются благоприятные 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 взаимодействовали с описываемыми

мыми породами, вызывали растворение породообразующих минералов и на их место отлагали рудные минералы или выносили безрудные компоненты пород. При просачивании растворов приобретенные ими компоненты перемещались вместе со всей массой раствора. В случае замедления или остановки растворов перемещение компонентов в сторону от просачивающегося раствора происходило путем диффузии из мест большей концентрации в места с меньшей концентрацией рудогенных компонентов. При этом возникал диффузионный метасоматоз.

Фильтрация по тонкопористой породе благодаря объемной проницаемости породы и обменным реакциям, которые возникали между раствором и породой, повышает фильтрационный эффект.

Проведенные автором опыты по определению проницаемости тонкопористых пород показали, что проницаемость повышается с увеличением температуры раствора и с увеличением одноосного давления (см. гл. IX настоящей работы; Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972). 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 одним из главных независимых переменных параметров состояния системы и оказывает решающее значение на процесс рудоотложения. В процессе метаморфического рудообразования температура растворов испытывает общую тенденцию уменьшения от очень больших значений, отвечающих высокому фациям метаморфизма, до относительно низких. Падение температуры приводит к образованию минеральных веществ за счет снижения растворимости рудных компонентов (легкорастворимых), а также химических реакций растворенных веществ вследствие падения их теплоемкости.

К. И. Сулливан (Sullivan, 1957) установил, что при последовательном снижении температуры раньше других стабилизируются литофильные элементы вследствие высоких значений теплоемкости их соединений. Затем стабилизируются рудообразующие металлы, которые оставались подвижными при стабилизации литофильных элементов. Наиболее термально нестабильными соединениями, сохраняющимися в растворе до очень низких температур, являются соединения, обладающие самыми малыми теплоемкостями: сульфиды, затем их сменяют окислы и наиболее высокие значения теплоемкости имеют силикаты.

Согласно принципу Ле-Шателье, в условиях снижения температуры при рудообразовании 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 с выделением тепла. При повышении температуры раствор, активно действуя на боковые породы, приводит к тому, что многие кристалличе-

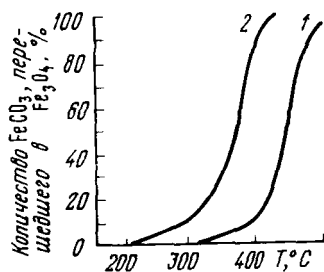


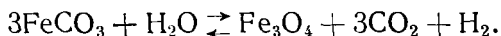
Рис. 56. Экспериментальные данные о зависимости перехода сидерита в магнетит от температуры.

1 — в атмосфере азота; 2 — в атмосфере водяного пара. По Ю. П. Мельнику

ские решетки становятся неустойчивыми, испытывают полиморфные превращения. Процесс идет с поглощением тепла, увеличением подвижности компонентов и приобретением ими запаса свободной энергии. В это время должны создаваться минералы с новыми кристаллическими решетками; последние устойчивы лишь некоторое время, дальнейшее повышение температуры приводит к их ослаблению и разрушению.

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

В качестве примера, иллюстрирующего влияние температуры на рудообразование, рассмотрим окисление сидерита до магнетита водой в отсутствие свободного кислорода (Мельник, 1964<sub>1, 2</sub>). Проведенное Ю. П. Мельником изучение 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 1 (рис. 56). При повышении температуры равновесие сдвигается в сторону образования магнетита за счет окисления сидерита водой. Выше 140°С константы равновесия превысят 1 и при 400°С она составит 10<sup>9,1</sup>



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

При образовании руд преобладают ионные реакции обменного разложения — нейтрализация и гидролиз (Бетехтин, 1946), вследствие которых образуются труднорастворимые металлические (рудные) соединения. Эти реакции возникают между растворенными веществами в растворе или между ними 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 его валентности, представлены они окислами и гидроокислами. Переход двухвалентного железа в трехвалентное происходит под влиянием свободного кислорода или взаимодействия закисного железа с растворенными веществами или минералами пород, содержащими кислород. Легкорастворимые соединения шестивалентного урана способны к миграции в водных растворах, однако при встрече такого раствора с двухвалентным железом в магнетите и пирите происходит восстановление урана до четырехвалентного, который дает труднорастворимые 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 окислов металлов. Однако многие металлы, такие как олово, вольфрам и железо, образуют окислы при высоких термодинамических условиях с созданием кристаллических решеток, обладающих большим запасом энергии. Кислород для этих соединений получается при разрушении кристаллических 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 и породы. Растворенные вещества благодаря инфильтрации и диффузии взаимодействуют с породами, вызывают обменные реакции, растворяют компоненты, а на их место отлагают 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 кальциево-углекислым метасоматозами, а также с выносом нерудных компонентов за пределы областей рудообразования.

Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз изучен Н. Г. Судовиковым (1956) в архейских образованиях Алданского

щита по многочисленным обнажениям. Этот метасоматоз получил в районе региональное распространение и прослеживается на 100—150 км. Продукты метасоматоза представлены диопсидом, диопсид-амфиболом, пироксен-амфиболом с магнетитом, образующимся по биотитовым гнейсам. Подсчет баланса вещества метасоматического процесса показал привнос железа, магния и кальция и вынос кремния, алюминия, натрия и калия. Отложение привносимых элементов в локальных участках жесткой среды верхнего структурного яруса вызывалось мобилизацией железа, магния, кальция и других элементов в зонах ультраметаморфизма в условиях дифференциального плавления и перекристаллизации.

Хорошо изучены магниально-железный и железный метасоматозы в Криворожском бассейне (Елисеев, Никольский, Кушев, 1961; Семененко, 1958), выразившиеся в образовании парагенезиса куммингтонит + грюнерит + магнетит. Они были обусловлены подвижностью железа, магния, кальция и выносом кремния, алюминия и калия. 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 урана, бериллия, циркония и других редких и рассеянных элементов. Щелочной метасоматоз характеризуется привносом натрия и калия и многих малых металлов, а также подвижностью кремния, магния, кальция, железа и алюминия.

В начальные стадии этого процесса часто фиксируется привнос калия, сопровождающийся микроклинизацией пород вплоть до образования мономинеральных микроклинитов; в последующую стадию осуществлялся привнос натрия с образованием эгиринитов с авгитом и диопсидом по кварц-железистым породам, щелочных амфиболов по силикатно-железистым и альбититов по силикатно-кварцевым породам. С конечной стадией щелочного метасоматоза частично связано образование месторождений урана, циркония, фосфора и других элементов.

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

Приведенные краткие данные 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.

Химические причины отложения урана состоят в разрушении комплексных уранил-карбонатных ионов вследствие ухода из раствора натрия, калия и затем углекислоты и восстановления урана до четырехвалентного минералами-восстановителями.

В последние годы в литературе уделяется большое внимание карбонатным комплексам уранила, как наиболее реальным формам переноса урана в эндогенных условиях (Наумов, Миронова, 1965; Белевцев, Коваль, Самсонов, 1969; Экспериментальное изучение... , 1972).

Автор ставил своей целью раскрытие условий выпадения урана из растворов в четырехвалентной форме на породах различного состава вследствие разрушения уранил-карбонатных комплексов в восстановительных условиях<sup>1</sup>. Было исследовано 15 наиболее распространенных на щите метаморфических и ультраметаморфических пород с целью выявления их влияния на образование урановых руд. Из отобранных образцов были вырезаны призмы размером  $20 \times 10 \times 5$  мм; эти призмы располагались в одной длинной лодочке, которая погружалась в проточный реактор.

В связи с тем, что изменение кислотности и относительного количества ионов  $\text{CO}_3^{2-}$ , определяющих устойчивость и форму нахождения урана в растворах, связано с изменением величины  $\Sigma\text{CO}_2$ , а также учитывая экспериментально установленный факт влияния углекислоты на растворимость ряда элементов, было решено провести опыт во флюиде, существенно обогащенном углекислотой. Исходными растворами были: слабокислый раствор и децинормальный раствор  $\text{NaOH}$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ . В реакторе помещались трехокись урана, окиси кальция и магния. После опыта раствор подвергался физико-химическому анализу.

Флюид такого состава был выбран в связи с тем, что потеря углекислоты рассматривается большинством исследователей в качестве основной причины, приводящей к восстановлению  $\text{U}^{6+}$  в  $\text{U}^{4+}$  комплексного иона флюида и осаждению его на породах или минералах, содержащих элементы-восстановители. Подобный механизм осаждения урана хорошо подтверждается исследованиями количества углекислоты во включениях минералов урановых месторождений (О причинах связи... , 1974). Наибольшие количества углекислоты обнаружены в кварце, сидерите и доломите, а наименьшие — в настуране и ассоциирующих с ним кальците и доломите.

Эксперименты проведены на проточном реакторе нашей конструкции. Реактор состоит из толстостенной трубки из нержавеющей стали с внутренним диаметром 35 мм; длина реактора 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, постоянная на протяжении всего опыта, —  $200^\circ\text{C}$ ; давление  $\text{CO}_2$  300 кгс/см<sup>2</sup>, давление  $\text{H}_2\text{O}$  — 300 кгс/см<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Экспериментальные работы выполнены в секторе металлогении ИГФМ АН УССР В. И. Николаенко и В. Б. Ковалем под руководством автора.

В период комплексообразования общее давление в системе было равно 600 кгс/см<sup>2</sup>.

Автоматическое поддержание заданного режима температуры проводилось с помощью потенциометра ПРС-01 в пределах  $200 \pm 1 - 2^\circ \text{C}$ . Между образцами пород равномерно по дли-

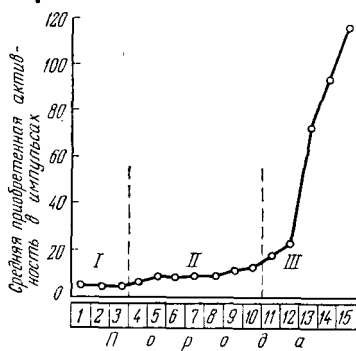
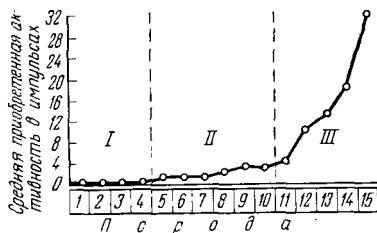


Рис. 57. Радиолоактивность образцов пород после опытов в условиях слабокислой среды. 1 — гранит аляскитовый; 2 — микроклинит; 3 — милонит; 4 — графитовый гнейс; 5 — апогранитовый мелкозернистый альбитит; 6 — биотитовый гнейс; 7 — амфибол-гранатовый сланец; 8 — апогранитовый альбитит; 9 — серый гранит; 10 — слабоальбитизированный гранит; 11 — апогнейсовый альбитит; 12 — углистый сланец с сульфидами; 13 — магнетитовый (щелоченный) кварцит; 14 — магнетитовая руда; 15 — амфиболит

Рис. 58. Радиолоактивность образцов пород после опытов в условиях щелочной среды NaOH.

1 — слабоальбитизированный гранит; 2 — альбитит по мелкозернистому граниту; 3 — милонит; 4 — апогранитовый альбитит; 5 — апогнейсовый альбитит; 6 — магнетитовая руда; 7 — биотитовый гнейс; 8 — магнетитовый (щелоченный) кварцит; 9 — аляскитовый гранит; 10 — серый гранит; 11 — микроклинит; 12 — амфибол-гранитовый сланец; 13 — амфиболит; 14 — графитовый гнейс; 15 — углистый сланец с сульфидами

не лодочки была размещена смесь солей с трехокисью 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 опытов составляла (в мг): в первой серии 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 комплексообразования давление в системе понижалось до 300 кгс/см<sup>2</sup>. После сброса давления флюид выдерживался в контакте с образцами пород в течение 175 ч для серии опытов со слабкислой средой и 260 ч для серии опытов со щелочной средой.

Соотношение флюидной и твердой фазы 10 : 1. Опыт в слабкислой среде (pH=6 в начале опыта и 5,86 — в конце опыта; рис. 57). Расчетная концентрация урана в растворе до опыта равнялась 245,4 мг/л, после эксперимента концентрация урана в растворе составляла  $1,3 \cdot 10^{-1}$  мг/л. Образцы пород после опыта оказались в значительной степени измененными — они были окрашены окислами и гидроокислами железа в бурый и красный цвет.

Вновь образованные урановые минералы находятся в тонкодисперсном состоянии, поэтому их диагностика обычными методами невозможна. Исключительно редко в некоторых образцах отмечаются мелкие выделения окислов 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 кристаллической огранкой. Наименее изменены углистый сланец и амфиболит, в которых отмечаются окислы урана и мельчайшие рассеянные образования, похожие на силикаты урана.

По радиографиям в большинстве образцов устанавливается две группы треков. Одна группа — густые интенсивные скопления — отвечает окислам и силикатам урана, а вторая — редкие рассеянные треки, возникшие, вероятно, за счет вхождения урана в виде изоморфной примеси.

Окислы урана образуют неправильной формы выделения точечных или прожилковых образований черного цвета, смоляного блеска. Вокруг них обычно отмечаются красновато-бурые ореолы, обусловленные присутствием дисперсного гематита. Рентгеноструктурный анализ, выполненный в лаборатории ИГФМ АН УССР Л. И. Егоровой, показал характерные линии уранинита

1	$d/n$		1	$d/n$
5	3,40	$a = 5,42$	7	1,922
10	3,13		6	1,634
4	2,69			

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

Опыт в щелочной среде ( $pH=12$  в начале и  $11$  в конце опыта, рис. 58).

Опыт проведен в щелочной среде с децинормальным раствором  $NaOH$ . Расчетная концентрация урана во флюиде в начале опыта составляла  $760$  мг/л. В конечном растворе концентрация урана  $17,4$  мг/л. Вся смесь солей перешла в раствор.

Изучение пластин образцов после опыта показало, что в большинстве из них устанавливаются очень редкие мелкие образования окислов 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 сахаристого облика. Гнейсы, амфиболы, апогнейсовые альбититы содержат множество пор, становятся рыхлыми. Кроме окислов

урана в некоторых образцах иногда отмечаются силикаты урана типа ненадкевита.

В условиях слабокислой углекислотной среды по осадительной способности породы можно разделить на три группы (см. рис. 57). Породы первой группы (I) (аляскитовидный гранит, микроклинит, милонит, графитовый гнейс) совершенно не способны к восстановлению и осаждению урана из растворов. В породах второй группы (II) (альбитит по мелкозернистому граниту, биотитовый гнейс, амфибол-гранатовый сланец, апогранитовый альбитит, слабоальбитизированный гранит) наблюдается заметное увеличение активности. Очень сильное осаждение урана из растворов показали породы третьей группы (III). Это апогнейсовый альбитит, углистый сланец с сульфидами, (ощелоченный) магнетитовый кварцит, магнетитовая руда, амфиболит.

По осадительной способности урана в условиях щелочной среды с NaOH в присутствии углекислого газа можно также выделить три группы пород (см. рис. 58). К первой группе относятся практически инертные породы. Это слабоальбитизированный гранит, альбитит по мелкозернистому граниту и милонит. В породах второй группы (апогранитовый и апогнейсовый альбитит, магнетитовая руда, биотитовый гнейс, ощелоченный магнетитовый кварцит, аляскитовидный и серый гранит) радиоактивность после опыта возрастает. Очень высокой осадительной способностью обладают породы третьей группы (микроклинит, амфибол-гранатовый сланец, амфиболит, графитовый гнейс, углистый сланец с сульфидами).

Образцы в слабокислой среде, в отличие от образцов в щелочной среде, значительно изменены, исключительно интенсивно окрашены окислами и гидроокислами железа. Урановые минералы находятся здесь в тонкодисперсном состоянии, а поэтому их диагностика обычными методами невозможна. В большинстве образцов устанавливаются две группы треков. Одна группа — густые интенсивные треки, отвечающие окислам и силикатам урана, и вторая — рассеянные треки, возникшие, вероятно, за счет вхождения урана в минералы в качестве изоморфной примеси.

Окислы урана наблюдаются в виде неправильной формы выделений, точечных или прожилковых образований черного цвета, смоляного блеска. Вокруг них обычно отмечаются красновато-бурые ореолы, обусловленные присутствием дисперсного гематита. В порошке под биноклем минерал черный со смолянистым блеском; отмечаются сростки с сульфидами, карбонатом, кварцем и темноцветными минералами. В иммерсионных препаратах минерал непрозрачен, но иногда с краев просвечивает грязно-зеленоватой окраской. Силикаты урана диагностированы только по оптическим данным, так как для более детальных исследований недостаточно материала. Кроме окислов

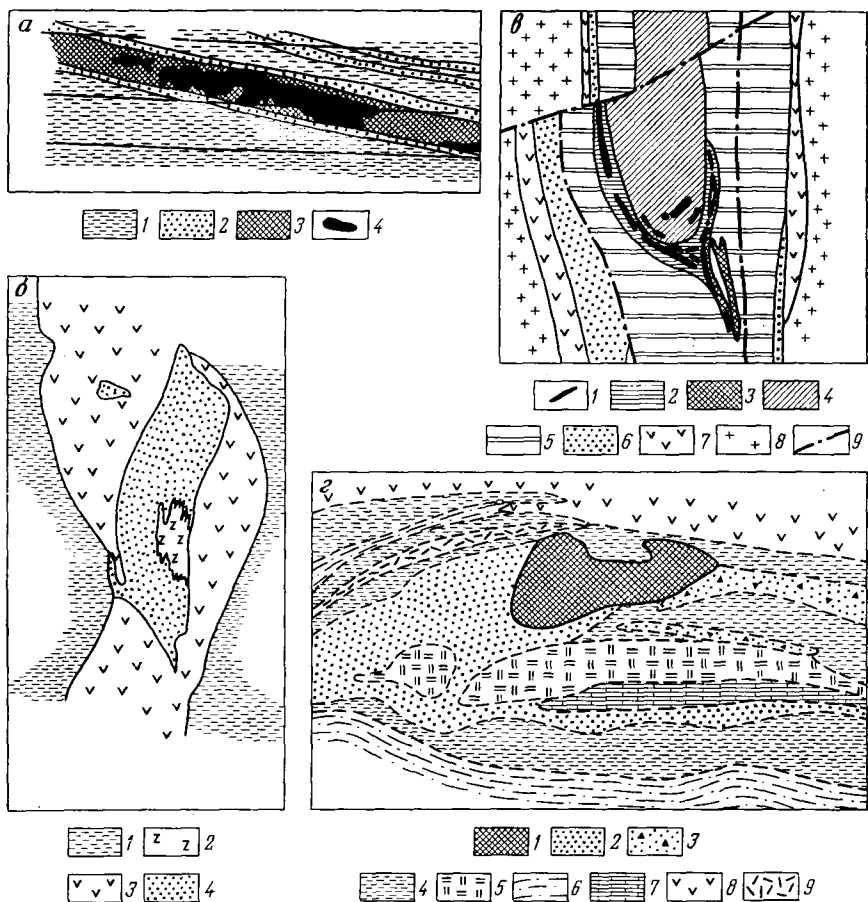


Рис. 59. Размещение залежей урановых руд в породах, содержащих минералы-осадители.

*a* — месторождение Рудных гор: 1 — кварц-мусковитовые сланцы; 2 — кварциты; 3 — пиритизированные хлорит-биотитовые сланцы; 4 — залежи урановых руд. *б* — месторождение железо-урановой формации: 1 — биотит-хлоритовые сланцы; 2 — эгирин-магнетитовые роговики; 3 — амфибол-магнетитовые руды; 4 — стратиформная залежь карбонатно-магнетитовых ураносодержащих руд. *в* — месторождение железо-урановой формации: 1 — стратиформные залежи урановых руд; 2 — альбитизированные магнетит-куммингтонитовые сланцы; 3 — железные руды; 4 — углисто-карбонатные сланцы; 5 — сланцы и железистые роговики различного состава; 6 — метаконгломераты и песчаники; 7 — амфиболиты; 8 — мигматиты и граниты; 9 — разломы. *г* — месторождение Мери Кетлин в Австралии: 1 — стратиформная залежь урановых руд; 2 — пироксен-гранатовая порода (скарн); 3 — метаконглобрекчи; 4 — скаполит-диопсидовый гранулит; 5 — метаамфиболит; 6 — кварц-кальцитовый гранулит; 7 — кристаллические известняки; 8 — амфиболиты; 9 — сдвиг Мери Кетлин

и силикатов урана присутствуют, вероятно, аморфные образования типа черней, так как иногда отмечаются рыхлые мельчайшие образования, непрозрачные в иммерсионных препаратах и плохо диагностируемые из-за своих ничтожных количеств. Подобные образования отмечались рядом исследователей (Нау-мов, Миронова, 1971).

Выполненные автором экспериментальные работы в проточном реакторе показали различное влияние пород на осаждение урана из раствора (см. рис. 57 и 58). Из 15 пород только пять оказали сильное влияние на рудоотложение, шесть-семь пород — слабое влияние и три-четыре породы не оказали никакого влияния на рудоотложение. Породы, оказавшие сильное воздействие на выпадение урана, отличались содержанием двухвалентного железа или углистого вещества (точнее графитита).

На многих месторождениях хорошо наблюдаются многочисленные примеры избирательного влияния пород, содержащих двухвалентное железо или глинистое вещество, на отложение урана. К таким породам относятся: спессартиты, углистые сланцы, пиритизированные хлоритовые сланцы, скарны, милониты темноцветных пород, амфиболиты или амфиболовые сланцы и др. В качестве примера приведем пиритизированные хлорит-биотитовые сланцы, магнетит-амфиболовые сланцы и магнетитовые руды (рис. 59).

## Глава XI

### ДИНАМИКА

### МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ<sup>1</sup>

На основе обобщения данных геологических исследований (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972) выделено два предельных типа перераспределения рудного вещества при формировании метаморфогенного оруденения: 1) перераспределение вещества метаморфических пород под действием кондуктивного (обычно глубинного) потока тепла; 2) перераспределение вещества при наличии фильтрующихся растворов различного генезиса (метаморфических, постгранитизационных и др.).

Первый процесс (автохтонный) имел основное значение при формировании метаморфизованных (и частично метаморфических) месторождений; в результате второго (аллохтонного) формировались метаморфические и особенно ультраметаморфические месторождения.

Поскольку метаморфогенные месторождения образуются в результате перераспределения вещества метаморфических толщ

---

<sup>1</sup> Глава написана совместно с В. С. Голубевым.

при благоприятных условиях, рассмотрение динамики данных процессов имеет принципиальное значение для построения количественной теории метаморфогенного рудообразования.

На основе выделения типов перераспределения рудного вещества метаморфических толщ предлагается математическое обоснование двух моделей метаморфогенного рудообразования: диффузионной и фильтрационной.

### **ДИФФУЗИОННАЯ МОДЕЛЬ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПОД ДЕЙСТВИЕМ КОНДУКТИВНОГО ПОТОКА ТЕПЛА**

Рассмотрим метаморфогенную рудообразующую систему, включающую толщи метаморфических пород, в пределах которых развивается оруденение. Эту систему будем считать термодинамически замкнутой (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972; Голубев, Шарапов, 1974) и обменивающейся с окружающей средой только теплом. При этом поток тепла имеет кондуктивный характер, а перераспределение рудных компонентов метаморфических пород внутри системы осуществляется главным образом при последовательном протекании процессов обменной десорбции<sup>1</sup> (растворения), диффузионного переноса и обменной адсорбции (отложения) вещества.

Для количественной характеристики динамики перераспределения вещества рассмотрим следующую упрощенную модель. Пусть метаморфогенная система представляет собой слой метаморфических пород  $0 < x < l$ , залегающий параллельно дневной поверхности. В этот слой с момента времени  $t=0$  начинает поступать по направлению оси  $x$  постоянный поток тепла. В результате в системе устанавливается стационарное распределение температуры, возрастающее с глубиной по линейному закону (Голубев, Шарапов, 1974),

$$T = T_0 - ax, \quad (1)$$

где  $T_0$  — температура пород в сечении  $x=0$ ;  $a$  — температурный градиент.

Полагаем, что поровое пространство пород заполнено раствором, равновесным при  $t=0$  с породой. Рудные компоненты входят в состав метаморфических минералов главным образом в виде изоморфных примесей и частично образуют самостоятельные минералы (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972). Поскольку равновесная концентрация изоморфных компонентов в растворе (растворимость рудных минералов) зависит от тем-

<sup>1</sup> Поскольку рудные компоненты входят в состав метаморфических минералов в виде изоморфных примесей, а процесс изоморфного замещения подобен обменной сорбции, то переход изоморфного компонента в раствор удобно называть десорбцией, а обратный процесс — адсорбцией.

пературы, то при  $t > 0$  она будет неодинаковой в разных сечениях  $x$  системы. Поэтому в системе наблюдается диффузия растворенных компонентов, стремящаяся выровнять их концентрации. В результате диффузии нарушается равновесие между поровым раствором и породой, так что в одних участках системы происходит десорбция изоморфных компонентов (растворение рудных минералов), а в других — отложение из раствора. Таким образом, под действием градиента температуры происходит непрерывная миграция рудных компонентов из одних частей метаморфогенной системы в другие, приводящая при благоприятных условиях к формированию оруденения.

Для нахождения распределения концентрации рудного компонента в растворе  $C$  и породе  $q$  (в  $\text{г/см}^3$  породы) при  $0 < x < l$  воспользуемся уравнением баланса массы рудного компонента (Голубев, Шарапов, 1974).

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial C}{\partial t} - D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = 0 \quad (2)$$

( $D$  — коэффициент диффузии растворенного вещества) и уравнением кинетики процесса рудообразования. Последнее определяется типом процесса: растворение — кристаллизация или обратная реакция. Поэтому ниже рассматриваются отдельно оба случая.

### Динамика переотложения вещества

Из уравнения кинетики (3) следует, что скорость кристаллизации (растворения) вещества пропорциональна пересыщению (недосыщению) раствора

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \beta (C - C_n), \quad (3)$$

где  $C_n$  — растворимость компонента;  $\beta$  — константа скорости кристаллизации (растворения).

Поскольку процесс неизотермичен, то системы (2) и (3) необходимо дополнить уравнением Вант-Гоффа — Шредера, характеризующим зависимость растворимости от температуры (Хамский, 1967; Веригин, Голубев, 1975; Герасимов, 1963)

$$\frac{d \ln C_n}{dT} = \frac{Q}{RT^2}, \quad (4)$$

где  $T$  — температура ( $^{\circ}\text{K}$ ) раствора;  $Q$  — теплота растворения 1 моля вещества в насыщенном растворе;  $R$  — газовая постоянная.

Предполагая  $Q = \text{const}$ , интегрируем (4) и, учитывая (1), получаем

$$C_n = A \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) = A \exp\left[-\frac{Q}{R(T_0 - ax)}\right], \quad (5)$$

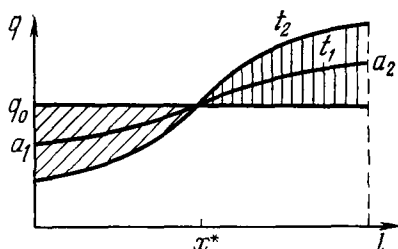
где  $A$  — постоянная интегрирования.

Проанализируем предельный случай, когда скорость процесса достаточно велика, чтобы обеспечить локальное равновесие раствора с породой (Голубев, Шарапов, 1974). Полагая, что в (3) производная  $dq/dt$  конечна, а  $\beta \rightarrow \infty$ , будем иметь

$$C = C_n = A \exp \left[ -\frac{Q}{R(T_0 - ax)} \right]. \quad (6)$$

Рис. 60. Растворение и отложение рудных компонентов в метаморфических породах при наличии кондуктивного потока тепла.

$a_1$  — область растворения;  $a_2$  — область отложения;  $q$  — концентрация рудного вещества в породе;  $q_0$  — исходная концентрация компонента в породе;  $x$  — температурная шкала;  $x^*$  — растворение и одновременное отложение некоторых рудных компонентов



Уравнение (6) характеризует стационарное распределение растворенного компонента в рассматриваемой системе. Подставляя (6) в (2) и интегрируя при условии  $t=0, q=q_0$  ( $q_0 = \text{const}$  — исходная концентрация компонента в породе), получим следующее распределение концентрации рудного компонента в породе при  $t > 0$ :

$$q = q_0 + \frac{AQDa^2t}{R(T_0 - ax)^3} \left[ \frac{Q}{R(T_0 - ax)} - 2 \right] \exp \left[ -\frac{Q}{R(T_0 - ax)} \right]. \quad (7)$$

Если растворимость рудного минерала возрастает с ростом температуры ( $\frac{dC_n}{dT} > 0$ , так что  $Q > 0$ ), то растворение ( $q < q_0$ ) происходит в области  $0 < x < \frac{T_0}{a} - \frac{Q}{2aR}$ , в то время как при  $x > \frac{T_0}{a} - \frac{Q}{2aR}$  растворенный компонент отлагается (рис. 60). Обратная картина наблюдается в редко встречающемся случае аномальной зависимости растворимости от температуры ( $dC_n/dT < 0$ ).

В особой плоскости  $x = x^* = \frac{T_0}{a} - \frac{Q}{2aR}$  рассматриваемой области  $q = q_0$ . Подставляя в (1) значение  $x = x^*$ , получим величину температуры в этой плоскости

$$T(x^*) = T^* = \frac{Q}{2R}. \quad (8)$$

На основе уравнения (8) можно рассчитать, в каких температурных фациях метаморфизма происходит растворение и одновременное отложение определенных рудных минералов.

Таким образом, наличие кондуктивного потока тепла неизбежно приводит к перераспределению рудных минералов метаморфических толщ посредством диффузии через поровый раст-

вор. Перераспределение тем эффективнее (больше величина  $|\Delta q| = |q - q_0|$ ), чем больше коэффициент диффузии растворенного компонента, теплота его растворения и особенно, чем больше поток тепла (градиент температуры  $a$ ). Малое значение коэффициента диффузии обуславливает относительно малую, по сравнению с таковой фильтрационного процесса (см. ниже), эффективность перераспределения вещества. Однако, если поток тепла велик ( $a$  — велико) и действует в течение длительного времени, то, как видно из (7), в метаморфогенной системе могут быть достигнуты значительные концентрации перераспределенного вещества.

Растворение рудных минералов происходит в толще метаморфических пород мощностью

$$H = x^* = \frac{T_0}{a} - \frac{Q}{2aR}.$$

Следовательно, пространственные масштабы перераспределения вещества уменьшаются с увеличением градиента температуры ( $H \sim \frac{1}{a}$ ), т. е. оно происходит на меньших интервалах изменения линейной координаты  $x$ . С увеличением градиента температуры процессы перераспределения рудного вещества протекают интенсивнее, но в меньших масштабах. Этим можно объяснить неодинаковые масштабы и интенсивность перераспределения рудного вещества в процессах регионального и контактового метаморфизма.

### Динамика перераспределения вещества при наличии обменных реакций

Уравнение кинетики реакции изоморфного замещения можно записать в виде (Голубев, Шарапов, 1974)

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \gamma [C - f(q)], \quad (9)$$

где  $\gamma$  — кинетический коэффициент;  $f(q)$  — уравнение изотермы обменной реакции.

В простейшем случае линейной изотермы имеем

$$f(q) = q/k, \quad (10)$$

где  $k$  — коэффициент Генри. Зависимость его от температуры выражается уравнением Вант-Гоффа (Герасимов, 1963)

$$\frac{d \ln k}{dT} = \frac{Q}{RT^2}, \quad (11)$$

где  $Q$  — теплота обменной реакции (обычно  $Q > 0$ ).

Когда скорость реакции изоморфного замещения велика ( $\gamma \rightarrow \infty$ ), то, интегрируя (11) (при условии  $Q = \text{const}$ ), получим на основе (9) и (10)

$$q = kC = k_0 C \exp \left[ -\frac{Q}{R(T_0 - ax)} \right], \quad (12)$$

где  $k_0$  — постоянная интегрирования. Подставляя (12) в (2), имеем следующее уравнение для нахождения функции  $C(x, t)$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_{\text{эф}} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}, \quad (13)$$

причем эффективный коэффициент диффузии  $D_{\text{эф}}$  равен

$$D_{\text{эф}} = \frac{D}{1+k} = \frac{D}{1+k_0 \exp \left[ -\frac{Q}{R(T_0 - ax)} \right]}. \quad (14)$$

Уравнение (13) описывает диффузию растворенного компонента с эффективным коэффициентом диффузии  $D_{\text{эф}}$ , убывающим по направлению  $x$  (за счет возрастающей по  $x$  обменной сорбции компонента горными породами). Процессы перераспределения приводят к обогащению верхних уровней метаморфогенной системы изоморфными рудными компонентами (так же, как и в рассмотренном выше случае переотложения вещества). Однако процессы перераспределения изоморфных элементов, как видно из уравнений (13) и (14), быстро затухают по  $x$ .

#### **ФИЛЬТРАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В ПОТОКЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ**

В отличие от метаморфизованных месторождений, метаморфические и ультраметаморфические образуются при участии фильтрующихся метаморфических и постгранитизационных растворов (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972). Метаморфические растворы возникают на всех стадиях прогрессивного метаморфизма за счет десорбции воды и рудных компонентов, происходящей при повышении температуры и давления. Постгранитизационные растворы формируются в процессе эволюции ювенильных (трансмагматических) и метаморфических растворов, предварительно гранитизировавших породы. В процессе гранитизации высвобождаются и перемещаются к поверхности литосферы значительные массы породообразующих и рудных компонентов — железа, кальция, магния и др. (Коржинский, 1955). Фильтрующиеся гидротермальные растворы при благоприятных условиях формировали разнообразные метаморфогенные рудные месторождения.

Динамика перераспределения рудного вещества в фильтрующемся потоке гидротермального раствора (в том числе с обра-

зованием оруденений) рассматривается автором на основе следующей упрощенной модели.

Совместим ось  $x$  с направлением фильтрации раствора в область пониженного давления, поместив начало координат ( $x=0$ ) в источник раствора. Пусть с момента времени, условно принимаемого за нулевой ( $t=0$ ), источник начинает выделять высокотемпературный раствор, движущийся по направлению оси  $x$  со скоростью  $u$ . На пути движения до областей рудоотложения в растворе происходит устойчивое концентрирование растворенных рудных компонентов (содержащихся в исходном растворе и выщелачиваемых из вмещающих пород) на геохимических барьерах, перемещающихся вместе с потоком (Перельман, 1968).

Природа подвижных геохимических барьеров может быть самой разнообразной (температурной, кислотнo-щелочной и др.), и связана она с изменением термодинамических свойств раствора ( $t$ , pH и др.) при его движении к поверхности литосферы. Скорость перемещения геохимического барьера  $v$  всегда меньше скорости потока ( $v < u$ ). Это легко устанавливается для частного случая температурного барьера, возникающего на фронте теплового взаимодействия раствора с породой (Голубев, Шарапов, 1974), на котором температура изменяется от начальной температуры раствора  $T_0$  до температуры пород  $\theta_0(x) = \theta(x, 0)$ , причем  $\theta_0(x) < T_0$ . Действительно, записывая интегральное (за время  $t$ ) уравнение баланса тепла в движущемся растворе в предположении теплового равновесия ( $T = \theta$ ) раствора с породой

$$u c_{\text{ж}} \rho_{\text{ж}} x S t = v c_{\text{ж}} \rho_{\text{ж}} x S t + v c_{\text{п}} \rho_{\text{п}} (1 - x) S t, \quad (15)$$

получим известное выражение (Веригин, Голубев, 1975; Голубев, Шарапов, 1974) для скорости движения температурного фронта

$$v = \frac{u}{1 + \frac{(1-x) \rho_{\text{п}} c_{\text{п}}}{x \rho_{\text{ж}} c_{\text{ж}}}}. \quad (16)$$

Здесь  $S$  — площадь сечения потока;  $x$  — пористость горных пород;  $c_{\text{ж}}$  и  $c_{\text{п}}$  — теплоемкости жидкости и пород;  $\rho_{\text{ж}}$  и  $\rho_{\text{п}}$  — плотности жидкости и пород.

В области перед барьером ( $x > vt$ ) в растворе нарушается равновесие и обычно происходит отложение вещества. Распределение концентрации рудного компонента в растворе и породе может быть найдено путем решения уравнения баланса массы рудного компонента (Голубев, Шарапов, 1974)

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} - D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = 0 \quad (17)$$

и уравнения (3) кинетики рудоотложения. Геохимический барьер «эффективен», если равновесная концентрация компонента существенно изменяется при переходе через барьер

$$C_n = \begin{cases} C'_n, & (x > vt); \\ C''_n, & (x < vt). \end{cases} \quad (18)$$

Обычно  $C'_n \ll C''_n$  (в случае температурного барьера это неравенство выполняется для веществ, растворимость которых существенно уменьшается с понижением температуры:  $C_n(\theta_0) \ll C_n(T_0)$ ). Поэтому для определенного диапазона изменения концентрации  $C(x, t)$  можно вместо (3) приближенно записать

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \begin{cases} \beta C, & \left(t < \frac{x}{v}\right); \\ -\beta C''_n = -\beta C_n, & \left(t > \frac{x}{v}\right). \end{cases} \quad (19)$$

Уравнение (19) показывает, что в области перед барьером происходит отложение рудного вещества, тогда как позади барьера отложенное вещество вновь растворяется привносимым потоком. Кроме того, позади барьера протекают процессы выщелачивания рудных компонентов из горных пород, по отношению к которым исходный раствор (при  $x < vt$ ) недосыщен (в случае температурного барьера выщелачиваются те компоненты, растворимость которых возрастает с температурой). Благодаря этому (при условии  $v < u$ ) концентрация растворенного рудного компонента на подвижном геохимическом барьере возрастает со временем, в частности, это подтверждается исследованиями современного эпигенетического рудообразующего процесса на подвижном восстановительном барьере (Перельман, 1968).

Однако этот рост продолжается лишь до определенного момента (в случае температурного барьера до тех пор, пока на барьере не достигается насыщение при исходной температуре раствора  $T_0$ ). Затем растворение отложенного вещества в некоторой области подвижной зоны концентрации прекращается и начинает формироваться оруденение с менее подвижной (по сравнению с более ранней нестационарной стадией) нижней границей.

Таким образом, в рамках модели эволюции гидротермального (метаморфического и постгранитизационного) раствора первоначально имеет место нестационарная стадия рудообразования на подвижном геохимическом барьере, когда вся зона оруденения подвижна. По-видимому, на этом этапе лишь в исключительных случаях (Перельман, 1968) образуется промышленное оруденение. Нестационарная стадия рудообразования естественно переходит в квазистационарную. При этом геохимический барьер перемещается с прежней скоростью, но ста-

новится менее подвижной нижняя граница формирующегося оруденения. Наконец, при благоприятных условиях наступает третий этап, когда геохимический барьер неподвижен. Здесь, по видимому, отлагаются наиболее значительные по размерам и богатые руды.

Нестационарная и квазистационарная стадии рудообразования отсутствуют, если поступающий в метаморфогенную рудообразующую систему раствор исходно насыщен. Отложение вещества начинается сразу по поступлению раствора в область  $x > 0$ , причем растворения отложенного вещества и выщелачивания рудного компонента из пород уже не происходит. Чтобы учесть этот случай, будем считать, что раствор на входе в рудообразующую систему насыщен. Примем следующие начальные и граничные условия развития процесса (Веригин, Голубев, 1975).

На барьере  $x = vt$  концентрация в растворе постоянна

$$C(vt, t) = C_0. \quad (20)$$

Начальные распределения  $C$  и  $q$  примем следующими:

$$C(x, 0) = C(\infty, t) = 0, \quad q(x, 0) = q(\infty, t) = q_n. \quad (21)$$

Найдем решение системы дифференциальных уравнений (3), (17) при условиях (20), (21). При этом в первом приближении будем считать, что при  $x > vt$   $C_n = \text{const}$ ,  $\beta = \text{const}$  (Веригин, Голубев, 1975).

Подставляя (3) в (17) и вводя подстановку  $\bar{C} = C_n - C$ , получим

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + u \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + \beta \bar{C} - \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x^2} = 0. \quad (22)$$

Будем искать решение уравнения (22) в форме концентрационной волны, перемещающейся по  $x$  со скоростью  $v$ , т. е. в виде  $\bar{C} = \eta(b\lambda)$ ,  $\lambda = x - vt$  ( $b$  — постоянная).

Подставляя  $\eta(b\lambda)$  в уравнение (22), получим

$$\frac{d^2 \bar{C}}{d\lambda^2} - m \frac{d\bar{C}}{d\lambda} - n\bar{C} = 0; \quad m = \frac{u - v}{D}, \quad n = \frac{\beta}{D}. \quad (23)$$

Решая уравнение (23) с учетом условий (20), (21), будем иметь

$$C = C_n + (C_0 - C_n) \exp[-r(x - vt)], \quad (24)$$

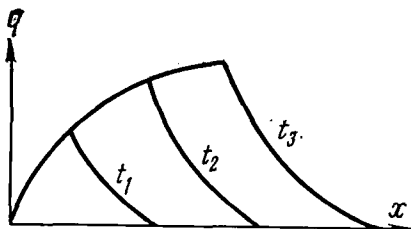
где

$$r = \frac{m}{2} + \sqrt{\frac{m^2}{4} + n}.$$

Концентрация  $q$  компонента в твердой фазе определяется путем подстановки в (3) вместо  $C$  его значения из (24) и интегрирования по  $t$  в пределах от  $q=q_n, t=0$  до  $q, t$ , что дает

$$q = q_n + \frac{\beta(C_0 - C_n)}{rv} \{ \exp[-r(x - vt)] - \exp(-rx) \}. \quad (25)$$

Рис. 61. Распределение рудного вещества по оси  $x$  в стационарную стадию формирования ультраметаморфического и метаморфического оруденения.



При  $x < vt$  отложение вещества не происходит, так как по предположению исходный раствор насыщен. Поэтому при  $0 < x < vt$   $C = C_0$ . Распределение концентрации  $q$  в этой области получается из (25) при подстановке туда  $t = \frac{x}{v}$

$$q = q_n + \frac{\beta(C_0 - C_n)}{rv} [1 - \exp(-rx)]. \quad (26)$$

Из уравнений (25), (26) следует, что максимальное содержание отложенного компонента наблюдается на барьере и растет со временем по закону

$$q_{\max} = q_n + \frac{\beta(C_0 - C_n)}{rv} \left[ 1 - \exp\left(-\frac{rvt}{u}\right) \right]. \quad (27)$$

Величина  $q_{\max}$  при  $t \rightarrow \infty$  достигает предельного значения  $\left[ q_n + (C_0 - C_n) \frac{\beta}{rv} \right]$ , зависящего от пересыщения раствора на барьере и кинетических характеристик ( $u, v, D, \beta$ ) процесса.

На рис. 61 схематически показано распределение по  $x$  содержаний осажденного компонента для разного времени.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РАССМОТРЕННЫХ МОДЕЛЕЙ

Развитые модели позволяют понять причины и движущие силы метаморфогенного рудообразования, а в некоторых случаях непосредственно характеризуют динамику рудообразующего процесса.

На основе диффузионной модели находит объяснение тенденция к уменьшению содержания металлов в породах с развитием метаморфизма (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972). Эта тенденция должна быть характерна для всех металлов,

растворимость соединений которых увеличивается с ростом температуры. Ряд элементов (siderофильных) часто накапливается среди пород высоких фаций метаморфизма. Это находит объяснение в рамках диффузионной модели, если допустить уменьшение растворимости их соединений с увеличением температуры в высокотемпературной области, что характерно для ряда соединений (Наумов, Ходаковский, 1972). Если же на температурной кривой растворимости имеется максимум, то данные металлы могут накапливаться одновременно в породах высоких и низких фаций метаморфизма вследствие их выноса из пород соответствующих средних фаций.

Таким образом, диффузионная модель характеризует, в первую очередь, динамику образования метаморфических микрорудных фаций, из которых в дальнейшем образуются промышленные месторождения. В благоприятных условиях, в частности при наличии соответствующих геохимических барьеров, уже в результате диффузионного перераспределения рудного вещества могут образоваться метаморфизованные и автохтонные метаморфические месторождения. При этом развитая модель характеризует динамику формирования метаморфизованного оруденения преимущественно пластовой формы (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972).

Фильтрационная модель характеризует физико-химическую эволюцию гидротермальных растворов в процессе фильтрации, в частности образование концентрированных рудоносных растворов из первоначально разбавленных (ювенильных или фильтрационных) (Смирнов, 1969<sub>2</sub>) и из рассеянного рудного вещества метаморфических толщ. Эти растворы при благоприятных условиях формировали метаморфические и ультраметаморфические месторождения. Так, развитая одномерная модель характеризует отложение рудного вещества при формировании рудных столбов или пластовых залежей в случае, если длительность процесса была достаточно велика, но не настолько, чтобы подвижный геохимический барьер достиг поверхности литосферы. После того, как передовой фронт отложения вещества достигнет поверхности литосферы, нижняя граница зоны минерализации приобретет подвижный характер. При дальнейшей фильтрации происходит растворение ранее отложенного вещества и вынос его к поверхности литосферы.

Если на путях миграции рудоносных растворов имеются определенные экраны (структурные, литологические и др.), то в области потока, приуроченной к экрану, геохимический барьер перемещается с меньшей скоростью и в пределе становится неподвижным. На неподвижном геохимическом барьере формируется оруденение, тип и морфология которого обусловлены уже другими факторами (геолого-структурными).

На основе полученных выше решений могут быть количественно исследованы некоторые вопросы генезиса конкретных

пластовых залежей или рудных столбов метаморфогенного типа. Закономерности динамики формирования этих оруденений одинаковы для метаморфического и ультраметаморфического их типа, так как в рамках модели одновременно учитываются ювенильная и фильтрационная составляющие сложного по генезису метаморфогенного рудного раствора. Предельной моделью «чисто» ультраметаморфического рудообразования можно считать частный случай ( $q_n=0$ ) рассмотренной модели.

Существование устойчивого потока тепла через метаморфические толщи неизбежно приводит к перераспределению рассеянного рудного вещества метаморфических пород, обычно с обогащением верхних и обеднением нижних уровней метаморфогенной системы рудными компонентами. Масштабы и эффективность перераспределения рудных компонентов особенно велики при наличии конвективного потока тепла (и вещества). Благодаря привнесу тепла в метаморфогенной системе протекают процессы упорядочения ее структуры, идущие с уменьшением энтропии.

Из проведенного анализа динамики метаморфогенного рудообразования вытекают выводы, важные для понимания природы оруденений.

1. Перераспределение рудного вещества при прогрессивном метаморфизме пород, вызванное кондуктивным потоком тепла, осуществлялось по диффузионной модели и приводило к образованию метаморфизованных месторождений. В тех случаях, когда возникали соответствующие геохимические барьеры, могли образоваться автохтонные метаморфические месторождения.

2. Перераспределение вещества, вызванное фильтрацией метаморфических и ультраметаморфических растворов, характеризующихся устойчивой концентрацией растворенных веществ, приводило к образованию аллохтонных метаморфических и постгранитизационных ультраметаморфических месторождений.

## Глава XII

### ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящей главе не рассматриваются существующие классификации метаморфогенных месторождений, так как детальный разбор опубликованных классификаций этих месторождений, начиная от классификации К. И. Богдановича (1913) до самых последних (Добрецов, 1974; Белевцев, Горошников, 1975), приведен ранее (Генетическая классификация..., 1976).

Согласно классификации эндогенных месторождений (Белевцев, 1976), метаморфогенные месторождения (метаморфиче-

ские и ультраметаморфические) относятся к разряду коровых (сиалических) образований и должны быть выделены в самостоятельный класс. Учитывая современные геологические материалы и экспериментальные данные, класс метаморфогенных месторождений разделен на три подкласса: метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических месторождений.

Подкласс метаморфизованных месторождений объединяет месторождения, возникшие до метаморфизма, но претерпевшие существенные преобразования в условиях различных фаций регионального метаморфизма. Эти преобразования полезного ископаемого выразились в его перекристаллизации, изменении минерального состава, перегруппировке слагающих его компонентов; место залегания полезного ископаемого и его вид остались без изменения. В процессе метаморфизма возникали новые метаморфические образования, такие как секреционные прожилки, жеоды и послойные жилки альпийского типа, но эти новообразования незначительны и в общей массе залежи не играют существенной роли. Вынос некоторых компонентов за пределы рудного тела, а также изменение минерального состава иногда приводят к изменению качества (но не вида) полезного ископаемого. Метаморфизованные месторождения перекристаллизуются (совершенствуются) в условиях изохимического метаморфизма без существенного привноса и выноса рудообразующих компонентов. Источником рудообразующих компонентов является метаморфизируемая порода. В качестве полезного ископаемого выступает часть или вся метаморфизируемая порода в целом. Парагенезисы минералов вмещающих пород и руд относятся к одним и тем же метаморфическим фациям.

В подклассе метаморфизованных месторождений по типу и составу первичных эквивалентов целесообразно выделить три группы месторождений: осадочные, вулканогенные и магматогенные (табл. 30). На многих месторождениях, особенно при детальном их изучении, устанавливается смешанная природа первичных эквивалентов — осадочно-вулканогенная; в таких случаях месторождение относится к осадочной или вулканогенной группе условно.

Подкласс метаморфических месторождений объединяет месторождения, образующиеся при региональном метаморфизме либо непосредственно в метаморфизируемых породах, либо на значительном расстоянии от них вследствие перемещения пороодо- и рудообразующих компонентов метаморфическими растворами. Благоприятные для перемещения условия создаются при образовании зон трещиноватости, кливажа, полостей отслаивания или объемного катаклаза пород при дифференциальных подвижках пластов различного типа тектонических нарушений. Полезные ископаемые образуются при пере-

кристаллизации исходного материала (при этом возникает новый вид полезного ископаемого), метасоматозе, отложении перемещенного материала в трещинах, порах и разного вида полостях. В качестве полезного ископаемого выступает один, реже два и более компонентов метаморфизируемых пород, создающие промышленные концентрации в локальных зонах. Процесс образования метаморфических месторождений не всегда является изохимическим. Перемещение  $H_2O$ ,  $CO_2$ , пороодо- и рудообразующих компонентов может происходить не только внутри метаморфизируемой толщи, но при определенных условиях и выходить за ее пределы.

По условиям образования и пространственному соотношению с источником рудного материала в данном подклассе выделяют две группы месторождений: автохтонные и аллохтонные. В первую группу входят месторождения, возникшие на месте в метаморфизируемых породах при перемещении и концентрации исходного материала внутри пласта или свиты пластов, подвергшихся метаморфизму преимущественно по модели диффузии вещества. Например, при перекристаллизации глиноземистых пород образуются кианитовые сланцы, из углистых сланцев — графитовые руды, из бедных железом роговиков — богатые железные руды, а из бедных полиметаллами ритмитов — богатые руды. Автохтонными являются и остаточно-метаморфические железные руды, которые образуются в результате выноса безрудных компонентов при метаморфизме пород. Так, например, образование магнетитовых (мартитовых) залежей Криворожского бассейна связано с выносом кремнезема из железистых пород. Автохтонные месторождения образуются и в том случае, когда в сложной по составу породе (пласте, горизонте или свите) происходит перемещение рудообразующего компонента в благоприятную структурно-литологическую зону. Автохтонные минеральные образования характеризуются относительно небольшими расстояниями перемещения рудного и пороодообразующего вещества, вследствие этого закономерности их размещения определяются как метаморфическими факторами, так и первичным составом пород.

Аллохтонные месторождения возникают из компонентов, перемещенных на более или менее значительные расстояния от источника и отложенных внутри метаморфизируемой толщи или за ее пределами в породах существенно отличного состава. Непосредственная связь аллохтонных месторождений с исходными породами часто полностью утеряна, поэтому закономерности их размещения существенно отличаются от закономерностей размещения метаморфизованных и автохтонных метаморфических месторождений.

Процесс образования аллохтонных месторождений развивается по модели фильтрации вещества и по своему характеру является аллохимическим, так как происходит с привносом к

Таблица 30

## Генетическая классификация метаморфогенных месторождений

Метафациальные серии	Метаморфизованные		
	Осадочные	Вулканогенные	Магматогенные
Фации низких температур (100—450°С)	Хлорит-гематит-магнетитовые кварциты. Кривой Рог, КМА; Канада	Медноколчеданные месторождения. Средний Урал	Медно-никелевые месторождения
Дозеленосланцевая и зеленосланцевая фации	Медные месторождения. Рудный пояс Заира и Замбии Золото-ураноносные конгломераты. Эллиот-Лейк, Канада; Витватерсранд, Африка Месторождения золота „черносланцевой“ формации Медные и полиметаллические месторождения. Маунт-Айза, Австралия Магнетит-хлоритовые руды. Кривой Рог (месторождения Валявко, Скелеватское и др.)	Медно-цеолитовые руды. Штат Мичиган, США Колчеданно-полиметаллические руды. Раммельсберг, ФРГ Железо-марганцевые руды. Казахстан	Печенга, Кольский полуостров (в основных магматических породах) Полиметаллические руды. Султиван, Канада
Фация средних температур (450—650°С). Эпидот-амфиболитовая фация	Амфибол-магнетитовые кварциты. Северное Криворожье, УССР Апатит-магнетитовые руды. Кируна, Швеция Месторождения золота. Колар, Индия	Марганцевые руды. Приаргунье; Ханкайский массив, ДВК Медноколчеданные месторождения. Средний Урал Марганцевые руды (гондиты). Индия	Медно-никелевые руды. Воронежский массив

Метаморфические		Ультраметаморфические	
Автохтонные	Аллохтонные	Палингено-метасоматические	Послегранитизационные
<p>Богатые гематит-магнетитовые руды. Центральное Криворожье (Сакаганское рудное поле), СССР</p> <p>Колчеданно-полиметаллические месторождения. Сплошные медно-колчеданные руды. Средний Урал. Золотые руды. Сибирь. Пьезокварцевые месторождения. Приполярный Урал; Северо-Восток СССР</p> <p>Полиметаллическое месторождение Жайрем (Казахстан) и полиметаллическое месторождение Маунт-Айза, Австралия</p> <p>Амфибол-магнетитовые руды. Северное Криворожье, СССР. Жилы альпийского типа (слюдяные, редкометалльные и др.). Месторождения Слюдянка, Мамский район, Сибирь</p>	<p>Тальк-магнезитовые руды. Северное Прибайкалье, Казахстан, Урал, СССР</p> <p>Медно-никелевые месторождения в кристаллических сланцах, Балтийский щит. Колчеданно-полиметаллические месторождения, Прибайкалье</p> <p>Железорудные месторождения (метасоматиты). Горы Высокая, Благодать и др. Урал. Лазуритовые месторождения. Памир</p>	<p>Рудоносные граниты многих районов мира</p> <p>Редкометалльные метасоматиты и пегматиты. Восточная Сибирь; Кольский полуостров; Индия; Бразилия</p> <p>Хрусталеносные и керамические пегматиты многих районов мира</p> <p>Мусковитовые месторождения. Балтийский щит, Норвегия</p>	<p>Рудоносные альбититы, березиты, листвениты. Сибирь, Украина</p> <p>Редкометалльные альбититы. СССР: Казахстан; Канада</p> <p>Урановые месторождения. Эльдorado, Канада</p> <p>Медные месторождения. Масабани, Индия</p>

Метафациальные серии	Метаморфизованные		
	Осадочные	Вулканогенные	Магматогенные
Фации высоких температур (650—850° С) Амфиболитовая и гранулитовая фации	Магнетит-пироксеновые кварциты. Призовье, УССР; Оленегорское и Юбилейное, Кольский полуостров Джеспилиты и железистые кварциты. Северное Криворожье, УССР	Железистые кварциты. Месторождение Верховцево, УССР Марганцевые месторождения (кодуриты). Индия	Ильменит-рутиловые руды. Урал  Железистые кварциты. Южный Урал

месту отложения рудогенных и петрогенных элементов, которые перемещаются или в пределах метаморфизируемой толщи, или на значительные расстояния от места залегания метаморфических пород.

Подкласс ультраметаморфических месторождений объединяет месторождения, формирующиеся под действием рудоносных флюидов и растворов, поднимающихся из зон полигенной и метасоматической гранитизации. Эти месторождения представлены рудоносными гранитоидами, пегматитами и различными диафторитами (альбититами, листвинитами, березитами).

Среди месторождений, образовавшихся при процессах ультраметаморфизма, выделяется две группы: палингенно-метасоматические и послегранитизационные.

Палингенно-метасоматические месторождения возникают в результате метасоматического мигматито-, гранито- и пегматитообразования, а также они связаны с образованием реоморфических гранитов и пегматитов.

Послегранитизационные месторождения образуются при затухании процессов ультраметаморфизма в данном структурном этапе и поступлении по зонам разломов термальных послеемультраметаморфических растворов из более глубоких зон ультраметаморфизма.

В предлагаемой генетической классификации метаморфогенных месторождений (см. табл. 30) класс метаморфогенных месторождений по горизонтали подразделяется на три подкласса (метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических месторождений) с последующим подразделением каждого подкласса на группы.

Метаморфические		Ультраметаморфические	
Автохтонные	Аллохтонные	Палингено-метасоматические	Послегранитизационные
Магнетит-пироксеновые руды. Приазовье, СССР Урановые месторождения. Мери-Кетлиц, Австралия Кианитовые руды. Кольский полуостров Ураноносные пегматонды. Банкрофт, Канада	Корунд-сапфировые руды. Мугоджары, Казахстан Флогопитовые руды. Алдан, Восточная Сибирь Волластонитовые руды. Алдан, Восточная Сибирь	Мусковитоносные редкометальные пегматиты. Мамский район, Сибирь Редкометальные граниты. Нигерия Редкометальные пегматиты. Приазовье и Побужье, СССР	Рудоносные метасоматиты с редкометальным и редкоземельным оруденением. Восточная Сибирь

По вертикали генетическая классификация предусматривает разделение подклассов и групп месторождений по термодинамическим условиям образования. Исходя из детальной и обоснованно разработанной схемы фаций метаморфических процессов (Фации метаморфизма, 1970) и учитывая предложения Н. Л. Добрецова (1974), все метаморфогенные месторождения подразделены на три метафациальные серии: месторождения, образовавшиеся в условиях фаций низких температур (дозеленосланцевой и зеленосланцевой), в условиях фаций средних температур (эпидот-амфиболитовой) и в условиях фаций высоких температур (амфиболитовой и гранулитовой). Все метафациальные серии охватывают температурный интервал образования месторождений от 100 до 850° С (см. табл. 29).

Настоящая работа является первой попыткой всестороннего рассмотрения процессов рудообразования, связанных с метаморфизмом и ультраметаморфизмом пород, широко развитых на территориях щитов и древних платформ. Основанием для такого рассмотрения послужили геологические материалы и экспериментальные данные, полученные автором и сотрудниками отдела проблем рудообразования ИГФМ АН УССР в течение последних 15 лет.

На основании исследований, рассмотренных в книге, можно сделать следующие выводы.

1. 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 метаморфогенные месторождения являются эндогенными. Для метаморфизованных и некоторой части метаморфических месторождений решающее значение имело первичное накопление в осадочных и вулканогенных породах металлов в виде микрорудных фаций.

2. Первой и очень важной причиной накопления рудного материала в земной коре явилось разделение первичного вещества Земли на оболочки под влиянием расплавления, перемещения и кристаллизации по схеме зонного плавления А. П. Виноградова (1962). Это плавление сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразных элементов, которые способствовали перемещению многих металлов в земной коре. Рудные элементы размещались в зонах плавления и кристаллизации в зависимости от их способности к плавлению. В мантии стабилизировались тугоплавкие металлы, выше — в зоне эклогитов и базальтов — они сменялись относительно легкоплавкими элементами и, наконец, наиболее легкоплавкие металлы поднимались в область гранито-гнейсовых и осадочных слоев.

Геологическим процессом первичного накопления металлов в породах докембрия явилась грандиозная вулканическая деятельность, представленная главным образом основными магмами, вследствие чего образовались мощные толщи пород спилито-кератофировой и офиолитовой формаций.

Большие объемы осадочных и вулканогенных пород, а также значительные содержания в них микрорудных фаций показывают, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемым источником для образования рудных месторождений. Образование самих рудных месторождений происходило в геологические эпохи жизни Земли под влиянием планетарных и региональных причин.

3. Метаморфизм и ультраметаморфизм вулканогенных и седиментогенных пород, охватившие почти всю толщу земной коры и вызвавшие несравнимое 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 стечения многих условий — состава метаморфизируемых толщ, их первичного строения, проницаемости, наличия рассеянных металлов и форм их нахождения, а также режима температуры и давления при метаморфизме.

4. 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 создавалась вследствие метаморфической перекристаллизации первичного материала породы.

5. Метаморфические месторождения образовались при метаморфической дифференциации рудогенных компонентов метаморфизируемых пород, имевшей аллохимический характер. Обогащение 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, равно как и отложение рудного вещества и формирование рудных залежей, происходило главным образом в конце и после прогрессивного этапа регионального метаморфизма. Метаморфические месторождения подразделяются на автохтонные и аллохтонные.

6. Ультраметаморфические месторождения образовались при палингенезисе или метаморфической перекристаллизации пород, а также под влиянием постгранитизационных растворов в смятых зонах пород. Они представлены рудоносными гранитоидами, пегматоидами и различными диафторитами (альбититами, лист-

винитами, березитами), образующими часто тектоно-метасоматические зоны с парагенезисами минералов, характерными для регрессивной стадии.

7. По температурам образования рудных парагенезисов (или минералов) метаморфогенные месторождения можно разделить на три группы. К первой группе отнесены месторождения фаций низких температур (от 100—120 до 450°С), отвечающих дозеленосланцевой и зеленосланцевой фациям метаморфизма. Ко второй группе — месторождения фаций средних температур (от 400—450 до 650°С), соответствующих эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. К третьей группе относятся месторождения фаций высоких температур (от 600 до 800°С), отвечающих гранулитовой, амфиболитовой фациям метаморфизма и фации дистеновых гнейсов и амфиболитов. Такое деление справедливо для метаморфизованных и автохтонных метаморфических месторождений, которые образовались в прогрессивную стадию динамотермального метаморфизма. Для аллохтонных метаморфических и постгранитизационных ультраметаморфических месторождений температуры образования не отвечают фациям метаморфизма пород, среди которых размещены эти месторождения. В основном это месторождения, образовавшиеся при метасоматозе (альбитизации, листвинитизации, березитизации) или выполнении полостей трещин в горных породах.

8. Наиболее высокие давления рудообразования получены для минералов метаморфогенных месторождений — от 1500 до 2500 бар. Для месторождений, связанных с альбититами, давление минералообразования изменяется от 600—800 до 1500 бар. Величина давления позволяет судить о глубине образования метаморфогенных месторождений. Для метаморфизованных месторождений она определяется величиной от 2—3 до 7—7,5 км, а в условиях гранулитовой фации метаморфизма до 15—18 км. Метаморфические и постгранитизационные месторождения образовывались на глубине 3—5 км.

9. Наиболее реальным источником рудообразующих веществ для метаморфогенных месторождений являются породы земной коры и лишь с некоторым допущением — подкоровое вещество Земли. Только для ультраметаморфических месторождений есть основание допустить участие ювенильных подкоровых источников растворов и рудного вещества.

10. Метаморфогенное рудообразование осуществлялось: 1) выполнением полостей трещин и пор рудным материалом вследствие нарушения равновесия растворенных веществ в растворе; 2) метасоматическим замещением нерудной 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 из нерудных минералов этой породы; 4) перекристаллизацией породы при метаморфизме, ко-

торая приводит к образованию рудных минералов, определяющих промышленные свойства породы как руды.

11. Проведенные исследования позволяют выделить причины перераспределения рудного вещества при формировании метаморфогенных месторождений. Это диффузия, вызванная потоком кондуктивного тепла, и фильтрация растворов в породах, обусловленная метаморфизмом и ультраметаморфизмом. С диффузией связано образование метаморфизованных и автохтонных метаморфических месторождений, а с фильтрацией растворов — ультраметаморфических и аллохтонных метаморфических месторождений.

12. Раскрытие основных положений метаморфогенного рудообразования позволяет установить закономерности размещения и дать прогноз рудных месторождений на территориях докембрийских щитов и кристаллического основания платформ. В самом общем виде это сводится к следующим главнейшим положениям.

А. Подавляющее большинство всех рудных месторождений на щитах размещается среди метаморфических пород зеленосланцевой и в меньшей мере амфиболитовой фаций метаморфизма. Значительно реже они встречаются среди пород дозеленосланцевой и гранулитовой фаций метаморфизма, а также в полях развития гранитоидов. По этим данным на щитах могут быть выделены площади (зоны и блоки), сложенные преимущественно метаморфическими породами, как наиболее перспективные для поисков метаморфогенных месторождений.

Б. Наиболее рудоносными, особенно для метаморфогенных месторождений железа, марганца, меди, свинца, цинка, золота, урана и некоторых других металлов, являются структурно-фациальные зоны метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций преимущественно протерозойского возраста, кластогенных, хемогенных и осадочно-вулканогенных по происхождению, развившихся из древних геосинклиналей.

В. Зоны сочленения тектонических плит и блоков, выраженные интенсивно смятыми и метасоматически измененными метаморфическими и гранитоидными породами (альбититами, карбонатитами, листвинитами, березитами и др.), образуют рудоносные тектоно-метасоматические зоны с месторождениями урана, бериллия и многих других редких и редкоземельных элементов.

*Бабенко О. В., Гнатенко Г. И., Коваль В. Б.* Особенности формирования уранового месторождения в железорудной формации докембрия. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 78—80.

*Бабинец А. Е., Ветштейн В. Е.* Результаты изучения содержания  $O^{18}$  в некоторых генетических разновидностях природных вод. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. Киев, «Наукова думка», 1967, с. 11—21.

*Банерджи А. К.* Пересекающаяся складчатость, мигматизация и рудоотложение в пределах одного из участков зоны скальвания Сингхбум к югу от Татанагара, Бихар, Индия. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. Пер. с англ. Под ред. акад. В. И. Смирнова. М., «Мир», 1964, с. 489—522.

*Барнс Г. Л., Чаманский Г. К.* Растворимость и перенос рудных минералов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. (Материалы конференции). Под ред. Х. Барнса. Пер. с англ. М., «Мир», 1970, с. 286—324.

*Барнс Х. Л., Эллис А. Дж.* Ионизация в водных растворах. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Под ред. Х. Барнса. Пер. с англ. М., «Мир», 1970, с. 532—542.

*Бейтс Р.* Теория и практика. Изд. 2-е. Пер. с англ. Под ред. Б. П. Никольского. «Химия», 1972. 398 с.

*Белевцев Я. Н.* О метаморфогенном рудообразовании. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 439—441. (Труды I Всесоюз. петрограф. совещ.).

*Белевцев Я. Н.* Структурные условия образования рудных месторождений. Киев, Изд-во АН УССР, 1961. 232 с. (ИГН АН УССР, Труды. Сер. геол. м-ний полезных ископ. Вып. 7).

*Белевцев Я. Н.* Проблемы метаморфического рудообразования в докембрии (по материалам Украинского щита). — В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, с. 201—217.

*Белевцев Я. Н.* Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 1, с. 8—21.

*Белевцев Я. Н.* Проблемы генезиса руд на XXII сессии Международного геологического конгресса в Индии. — «Геологический журнал», 1965, т. 25, вып. 3, с. 30—44.

*Белевцев Я. Н.* Метаморфогенные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. акад. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1968, с. 648—712.

*Белевцев Я. Н.* Глубинные источники эндогенного рудообразования. — «Геологический журнал», 1970, т. 30, вып. 2, с. 66—73.

*Белевцев Я. Н.* Урановый пояс Канады. — «Геология рудных месторождений», 1973, т. 15, № 2, с. 13—27.

*Белевцев Р. Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев, «Наукова думка», 1975, 218 с.

*Белевцев Я. Н.* Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», Сиб. отд., 1976, с. 17—29.

*Белевцев Я. Н., Горошников Б. И.* Основные положения генетической классификации метаморфогенных месторождений полезных ископаемых. — «Геологический журнал», 1975, т. 35, вып. 2, с. 23—30.

*Белевцев Я. Н., Жукова А. М.* Особенности распределения и миграции Урала в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма (на примере Украинского щита). — «Геологический журнал», 1976, № 5, с. 68—79.

*Белевцев Я. Н., Коваль В. Б.* Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натровым метасоматозом в кристаллических породах щитов. — «Геологический журнал», 1968, т. 28, вып. 3, с. 3—17.

*Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И.* Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1972. 230 с.

*Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Самсонов В. А.* Экспериментальное изучение активизации переноса и осаждения урана в гидротермальных карбонатных растворах. — «Геологический журнал», 1969, т. 29, вып. 4, с. 3—12.

*Белевцев Я. Н., Комаров А. Н.* Уран в метаморфических породах и процессах. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Материалы I Всесоюз. радиогеохим. совещ., 15—19 мая 1972 г. Новосибирск—М., «Наука», 1975, с. 133—140.

*Белевцев Я. Н., Коптюх Ю. М.* Особенности формирования железисто-кремнистых пород докембрии по данным изучения изотопного состава серы в сульфидах. — «Геологический журнал», 1974, т. 34, вып. 3, с. 41—48.

*Белевцев Я. Н., Луговая И. П., Мельник Ю. П.* Изотопный состав кислотного рода рудных минералов железистых пород Кривого Рога. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 271—279.

*Белевцев Я. М., Прус А. К.* Основные этапы геологического развития Украинского щита. — «Геол. журн. АН УРСР», 1962, т. 22, вып. 5, с. 3—18.

*Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И.* Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование (на примере железорудных месторождений Украины). — В кн.: Гранито-гнейсы. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, с. 168—173. (МГК, XXI сессия. Проблема 14. Докл. сов. геологов).

*Белоусов В. В.* О коре и верхней мантии материков. — «Советская геология», 1965, № 1, с. 17—34.

*Бетехтин А. Г.* Процессы метаморфизма и образование метаморфических месторождений. — В кн.: Курс месторождений полезных ископаемых. Изд. 2-е. Под ред. П. М. Татарникова и А. Г. Бетехтина. М.—Л., Гостоптехиздат, 1946, с. 71—74.

*Бетехтин А. Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы магматогенных рудных месторождений. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 125—278.

*Богданович К. И.* Рудные месторождения. СПб, Изд-во Горного ин-та, 1913. 493 с.

*Брандт Р. Т.* Генезис джеспилитовых железных руд Австралии. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. (Труды Международного симпозиума). Киев, «Наукова думка», 1972, с. 44—55.

*Буряк В. А.* О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района. М., «Наука», 1964, с. 87—91. (Труды III Всесоюз. петрограф. совещ.)

*Буряк В. А.* Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье). — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 2, с. 435—438.

*Буряк В. А.* О характере изменения химического состава осадочных толщ в процессе регионального прогрессивного метаморфизма. — В кн.: Вопросы петрохимии. Материалы совещания (21—25 апреля 1969 г.). Л., 1969, с. 451—452.

*Буряк В. А.* Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 258—274.

Буряк В. А. О химизме околорудных изменений на месторождениях золота (Ленский золотоносный район). — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1972<sub>1</sub>, т. 202, № 3, с. 685—688.

Буряк В. А. О характере связи эндогенного оруденения с процессами метаморфизма. — В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. Ч. I. Отв. ред. Я. Н. Белевцев. Киев, «Наукова думка», 1972<sub>2</sub>, с. 212—219.

Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. Новосибирск, «Наука», 1975. 144 с.

Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. Под ред. Г. А. Мирлина. М., Госгеолтехиздат, 1963. 474 с.

Великославинский Д. А. Изменение химического состава метapelитов 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.

Веригин Н. Н., Голубев В. С. О динамике рудоотложения на подвижном температурном геохимическом барьере. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 2, с. 69—79.

Вергушков Г. И. Гранитизация железистых кварцитов из восточной контактовой зоны Уфалейского гранитного массива. М., «Наука», 1960, с. 418—421. (Труды II Всесоюз. петрограф. совещ.).

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Под ред. В. П. Петрова. М., «Мир», 1969. 247 с.

Виноградов А. П. Геохимия изотопов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 3, с. 3—19.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 11, с. 3—17.

Влияние температурной активации на свойства гидротермальных растворов. — «Геология и геофизика», 1968, № 12, с. 26—31. Авт.: Ф. А. Летников, Т. В. Кашеева, А. Ш. Минцис, А. И. Чигринава.

Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1959. 307 с. Авт.: Я. Н. Белевцев, Г. Г. Бура, Р. П. Дубинкина и др.

Генетическая классификация метаморфогенных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1976, № 2, с. 3—11. Авт.: Я. Н. Белевцев, В. А. Буряк, Б. И. Горошников, В. С. Домарев.

Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. Под ред. А. В. Сидоренко. Л., «Недра», 1976, с. 293—317. (МГ СССР, АН СССР, АН УССР).

Геохимические особенности железисто-кремнистых пород Криворожья как отражение физико-химических условий их седиментации и метаморфизма. — Препринт ИГФМ-75, Киев, 1975. 51 с. Авт.: М. А. Ярошук, Б. А. Горлицкий, В. Л. Оноприенко, Э. А. Ярошук.

Геохронология и принципы расчленения докембрия Европейской части СССР. — В кн.: *Актуальные вопросы современной геохронологии*. М., «Наука», 1976, с. 6—9. Авт.: Н. П. Семенов, Н. П. Щербак, Н. А. Штрейс и др.

Герасимов Я. И. Курс физической химии. Т. I. М., «Химия», 1963. 624 с.

Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 6, с. 26—39.

Гинзбург А. И. Проблемы редкометалльных гранитов. — В кн.: *Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации*. М., «Недра», 1972, с. 7—27.

Глаголев А. А. Проявления гипогенного оруденения в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 8, с. 31—39.

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.

Глевасский Е. Б. О контактовых пироксен-магнетитовых рудах Мариупольского железорудного месторождения. — В кн.: *Вопросы геохимии, ми-*

нералогии, петрологии и рудообразования (тезисы докладов). Киев, «Наукова думка», 1970, с. 84—86.

*Глевасский Е. Б.* Геология и условия формирования железных руд и вмещающих пород района Мангушских магнитных аномалий (Приазовье). — Автореф. канд. дис. Киев, 1971.

*Глевасский Е. Б., Савенко Б. Я.* О температурах образования магнетитов метаморфических пород Мариупольского железорудного месторождения. — «Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та», 1970, № 24, вып. 3, с. 315—321.

*Голубев В. С., Шарпов В. Н.* Динамика эндогенного рудообразования. М., «Недра», 1974. 280 с.

*Гросс Г. А.* Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 8—15. (Труды Международного симпозиума).

*Дегенс Э. Т.* Геохимия осадочных образований. Пер. с англ. под ред. Н. Б. Вассоевича и А. А. Карцева. М., «Мир», 1967. 299 с.

*Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Изд. 2-е, перер. и доп. М., «Недра», 1969. 344 с.

*Добрецов Н. Л.* О критериях выделения и принципах классификации метаморфогенных месторождений. — «Геология и геофизика СО АН СССР», 1974, № 8, с. 43—59.

*Домарев В. С.* Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений (регионально-метаморфогенной группы). — «Докл. АН СССР. Нов. серия», 1954, т. 48, № 3, с. 447—450.

*Домарев В. С.* Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия, вып. 8. Геология полезных ископаемых, 1956, с. 7—41.

*Донцова Е. И.* Изотопный обмен кислорода в процессе образования пород. — «Геохимия», 1970, № 8, с. 903—916.

*Дроздовская А. А.* Равновесия железорудных минералов в гидротермальных условиях. — Препринт ИГФМ-75, Киев, 1975. 47 с.

*Другов Г. М., Леонтьев Г. И.* Некоторые особенности изменения химического состава пелитовых пород в системе метаморфической зональности Мамского района. — В кн.: Материалы Конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1968, с. 78—84. (Ин-т земной коры СО АН СССР).

*Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г.* Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 204 с.

*Ермаков Н. П.* Геохимические системы включений в минералах. (Включения минералообразующих сред — источник генетической информации). М., «Недра», 1972. 375 с.

*Ермолаев Н. П.* Анализ процессов перераспределения и отторжения урана от горных пород при их прогрессивном метаморфизме. — «Геохимия», 1971, № 8, с. 949—962.

*Ермолаев Н. П.* Уран и торий в процессах регионального и контактового метаморфизма горных пород. — «Геохимия», 1973, № 4, с. 551—557.

*Ермолаев Н. П., Жидиков А. П.* Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита. — «Геохимия», 1966, № 8, с. 900—916.

*Жариков В. А.* Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—302.

*Жуков Г. В., Жукова А. М.* Распределение урана в породах Приазовского кристаллического массива (в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма). — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. I. Отв. ред. Я. Н. Белевцев. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 143—149.

*Заварицкий А. Н.* Метаморфизм и метасоматоз в Уральских колчеданных месторождениях. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. (Статьи по геологии и метаморфизму колчеданных месторождений). М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.

*Заварицкий А. Н.* Метаморфизм зеленокаменных пород, вмещающих колчеданное месторождение им. III Интернационала на Среднем Урале. — В кн.:

Колчеданные месторождения Урала. (Статьи по геологии и метаморфизму колчеданных месторождений). М., Изд-во АН СССР, 1950<sub>2</sub>, с. 19—116.

*Заварицкий А. Н.* Избранные труды. Т. IV. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. М., Изд-во АН СССР, 1963. 727 с.

*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.

*Иванов С. Н., Логинов В. П.* О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. Материалы межведомственного совещания (Москва, 14—17 мая 1963 г.). М., «Недра», 1963, с. 102—113.

*Иванов С. Н., Нечеухин В. М.* О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. — «Геология рудных месторождений», 1969, т. 11, № 1, с. 40—49.

*Изотопные особенности региональных щелочных метасоматитов докембрия.* — «Советская геология», 1976, № 5, с. 95—102. Авт.: Ю. А. Боршевский, В. М. Шавлов, В. И. Устинов и др.

*Каниболоцкий П. М.* Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Черновцы, 1946. 312 с. (АН УССР, Ин-т геологии. Черновицкий гос. ун-т).

*Коваль В. Б.* Экспериментальное изучение условий мобилизации, переноса и отложения металлов при метаморфизме (на примере урана). — В кн.: Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 56—140.

*Константинов М. М., Куликова Е. А.* Урановые провинции. Под ред. А. А. Саукова. М., «Атомиздат», 1960. 306 с.

*Коржинский Д. С.* Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 220—234.

*Коржинский Д. С.* Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 163—169.

*Корнилов Н. А.* О зоне цементации, образующейся при окислении железистых кварцитов докембрия. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1969, т. 188, № 4, с. 889—892.

*Корнилов Н. А.* Метаморфизм и образование железных руд железисто-кремнистых формаций докембрия. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. II. Отв. ред. Я. Н. Белевцев. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 16—28.

*Котляр В. Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 491—543.

*Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970, с. 213—251.

*Кравченко В. М.* Первичные метаморфические руды Саксаганской синклинали Криворожского бассейна. — «Геол. журн.: АН УССР», 1968, т. 28, вып. 2, с. 86—97.

*Кришнан Н. С.* Условия залегания и происхождение железных руд Индии. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. (Труды Международного симпозиума). Киев, «Наукова думка», 1972, с. 55—63.

*Кропоткин Н. П.* К вопросу о поясовой зональности оруденения в древних складчатых областях. — «Советская геология», 1955, № 43, с. 43—60.

*Кулишов М. П.* Петротектонические исследования пород Кривого Рога. — В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна (труды совещания). Киев, Изд-во АН УССР, 1955, с. 138—150.

*Кушев В. Г.* Об источниках растворов и причинах металлогенической специализации рудоносных щелочных метасоматитов. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. I. Отв. ред. Я. Н. Белевцев. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 125—135.

Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., «Недра», 1972, с. 8—175.

Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. Газовые растворы и их роль в эндогенном минералообразовании. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Геохимия глубинных минералообразующих растворов. М., «Наука», 1968, с. 46—56.

Левенштейн М. Л. Основные проблемы регионального метаморфизма углей. — В кн.: Геология угольных месторождений. Материалы III Всесоюз. совещ. по твердым горючим ископаемым. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 113—123.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949. 511 с.

Летников Ф. А. Физико-химические факторы, контролирующие протяженность оруденения гидротермальных месторождений. — Тезисы докладов IV Международного симпозиума по генезису рудных месторождений. Болгария, 1974, с. 174—177.

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.

Ломтадзе В. Д. О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 98, № 3, с. 451—454.

Магакьян И. Г. Металлогения. (Главнейшие рудные пояса). М., «Недра», 1974. 304 с.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 263 с.

Маракушев А. А., Безмен Н. И., Сорокин В. И. Миграционная способность металлов и образование рудных ореолов. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 2, с. 3—29.

Медный пояс Северной Родезии. Пер. с англ. И. Н. Томсона. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 473 с.

Мельгунов С. В. Поведение урана и тория при формировании метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. Отв. ред. Я. Н. Белевцев. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 161—174.

Мельник Ю. П. Про можливе окислення сидериту водою при регіональному метаморфізмі. — «Доповіді АН УРСР», 1964, № 3, с. 361—364.

Мельник Ю. П. Теоретичні дані про стійкість сидериту при метаморфізмі. — «Геологический журнал», 1964, т. 24, вып. 5, с. 16—29.

Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев, «Наукова думка», 1973. 287 с.

Металлогения Украины и Молдавии. Под ред. Я. Н. Белевцева. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 44—45.

Минеральная и температурная стадийность на одном из урановых месторождений докембрия. — «Геологический журнал», 1972, т. 32, вып. 3, с. 105—110. Авт.: О. Ф. Макивчук, В. Б. Коваль, О. В. Бабенко, Г. И. Гнатенко.

Мобилизация металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами (по экспериментальным данным). — «Геологический журнал», 1972, т. 32, вып. 3, с. 42—51. Авт.: Я. Н. Белевцев, В. Ю. Фоменко, В. Н. Кучер, С. В. Кузенко.

Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровское книжное изд-во, 1965. 127 с.

Моисеенко В. Г., Михайлов М. А. Перераспределение золота при осадконакоплении и метаморфизме. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 198—200. (Материалы научной сессии, посвященной 10-летию Дальневосточного геологического ин-та).

Наумов Г. Б., Миронова О. Ф. О миграции урана в карбонатных гидротермальных растворах (по физико-химическим данным). — В кн.: Проблемы геохимии. Юбилейный сборник, посвященный семидесятилетию акад. А. П. Виноградова. М., «Наука», 1965, с. 158—166.

Наумов Г. Б., Миронова О. Ф. Влияние режима углекислоты и кислотности раствора на формирование настуран-карбонатных жил. — В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 61—77.

Наумов В. Б., Ходаковский И. Л. Температуры образования минералов по данным изучения включений минералообразующих сред. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Новые методы и результаты изучения параметров рудообразования. М., «Наука», 1968, с. 136—140.

Наумов Г. Б., Ходаковский И. Л. Термодинамический анализ факторов образования минералов гидротермальных месторождений. — «Геохимия», 1972, № 12, с. 1561—1568.

Николаенко В. И. Процессы фильтрации и их роль в рудообразовании. — В кн.: Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 116—140.

Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значении для образования россыпных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Россыпи. М., Госгортехиздат, 1960, с. 58—62.

О причинах связи уранового оруденения с натриевыми метасоматитами. — «Геологический журнал», 1974, т. 34, вып. 1, с. 75—84. Авт.: Н. П. Гречишников, В. А. Зинченко, О. А. Крамар и др.

Обручев В. А. Рудные месторождения. Часть описательная. Изд. 2-е, испр. и дополненное. М.—Л., ОНТИ НКТП, 1934, с. 535—576.

Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур Л. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. М., «Наука», 1964, с. 20—33. (Труды МГК, Докл. сов. геологов. XXII сессия).

Определение форм нахождения меди в горных породах (методические указания). Л., ОНТИ ВИТР, 1970. 28 с. Авт.: Л. В. Антропова и др.

Определение форм нахождения никеля в горных породах (методические рекомендации). Л., ОНТИ ВИТР, 1973. 38 с. (Министерство геологии СССР). Авт. Л. В. Антропова, М. В. Недригайлова, А. Б. Каминская и др.

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.

Пара- и ортоамфиболиты докембрия. Состояние проблемы и опыт анализа на примере амфиболитов Кольского полуострова. М., «Наука», 1972. 210 с. Авт.: А. В. Сидоренко, В. А. Теняков, О. М. Розен и др.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд. 3-е, М., «Недра», 1968. 332 с.

Перри Ю. К., Тан Ф. К. Вариации изотопного состава углерода в карбонатах железистой формации Бивабик. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. (Труды Международного симпозиума). Киев, «Наукова думка», 1972, с. 314—319.

Перчук Л. Л. Биотит-гранитовый геотермометр. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1967, т. 177, № 2, с. 411—414.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимические особенности регионального метаморфизма и металлогения метаморфических пород. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. (Тезисы докладов II Межведом. науч. совещ., Кременчуг, август 1974 г.). Киев, «Наукова думка», 1974, с. 78—80.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, «Наука», Сиб. отд. АН СССР, 1975, с. 196—325.

Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972. 135 с.

Проблема сохранности первичного химического состава пород при региональном метаморфизме (состояние проблемы и возможные пути ее решения). — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюз. литол. совещ. 16—19 апреля 1973 г.). Тезисы докладов. М., 1973, с. 165—166. Авт.: В. Я. Хильтова, С. Б. Лобач-Жученко, Б. В. Петров и др.

*Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Ч. I. Основы литологии (петрологии) осадочных пород. М.—Л., Гостехиздат, 1940. 475 с.

*Радкевич Е. А.* Металлогенические индикаторы глубинного строения земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1970, № 7, с. 176—185.

*Ракович Ф. И., Гонимодская Л. С., Дроздовская А. А.* Элементы-примеси в магнетитах из железисто-кремнистых пород и железных руд Украинского щита различных фаций метаморфизма. — «Геологический журнал», 1978, № 2, с. 120—129.

*Рамдор П.* О метаморфизме и вторичной мобилизации. — В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1957, с. 199—211.

*Рафальский Р. П.* Перенос и отложение некоторых тяжелых металлов гидротермальными растворами. — «Геология рудных месторождений», 1973, т. 15, № 1, с. 16—32.

*Ронов А. Б.* Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — «Геохимия», 1964, № 8, с. 715—743.

*Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Хаин В. Е.* О достоверности количественных методов исследований в литологии и геохимии. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 1, с. 3—26.

*Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Кузнецова Т. П.* Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холоденского месторождения (Северное Прибайкалье). — «Геология рудных месторождений», 1973, № 6, с. 69—78.

*Салоп Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 308 с.

*Сальдау Э. П.* Попыты по окислению магнетита в маггемит. — Труды Ленинградского горного ин-та, 1956, вып. 5, с. 23—27.

*Сапрыкин Е. П.* Геохимические аспекты метаморфогенно-гидротермального рудообразования (на примере оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня). — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. (Тезисы докладов II Междунар. науч. совещ. Кременчуг, август 1974 г.). Киев, «Наукова думка», 1974, с. 85—87.

*Сапрыкин Е. П.* Поведение рудогенных элементов при метаморфизме. — «Геологический журнал», 1975, т. 35, вып. 1, с. 18—26.

*Сауков А. А.* Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях. — В кн.: Вопросы геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 77—82. (Ин-т геологии рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии. Труды. Вып. 46).

*Свицальский Н. И.* Курс рудных месторождений. Т. II. Месторождения выветривания, осадочные и метаморфические. Л.—М., Новосибирск. НКТП. Горно-геолого-нефтяное изд-во, 1933. 165 с.

*Семенов Н. П.* Метасоматические процессы и миграция породообразующих элементов. — В кн.: Геология СССР, т. 5. Украинская ССР. Молдавская ССР. Ч. I. Геологическое описание платформенной части. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 363—368.

*Семенов Н. П.* Метаморфизм подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1963. 258 с. (Ин-т геол. наук. Сер. минерал., петрографии и геохимии. Труды. Вып. 18).

*Сиворонов А. А.* Об использовании включений растворов при изучении метаморфических пород железорудных месторождений. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. I. Геохимия глубинных минералообразующих растворов. М., «Наука», 1968, с. 181—183.

*Сидоренко А. В., Ляхович В. В.* Пара- и ортогранитоиды. — «Советская геология», 1975, № 7, с. 3—16.

*Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965. 590 с.

*Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1968, с. 586—647.

*Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. Изд. 2-е. М., «Недра», 1969, 687 с.

Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 3, с. 3—17.

Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. Проблемы металлогении Тянь-Шаня. Отв. ред. Н. С. Шатский. М., «Наука», 1970, с. 5—19.

Смирнов В. И., Демидова И. Г. Проблемы гидротермального рудообразования. — В кн.: Рудные месторождения. Симпозиум по проблемам рудообразования в Шотландии. 1968, с. 32—38.

Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974. 231 с.

Смыслов А. А., Титов В. К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиогеологической зональности земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 30—41.

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.: Международный геохимический конгресс, 1-й, Москва, 1971 г. М., 1973, с. 153—158.

Соболев В. Ф. О давлении при процессах метаморфизма. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 7—17.

Средние содержания урана и тория в главнейших типах горных пород Украинского щита. — «Геол. журн. АН УССР», 1975, т. 35, вып. 4, с. 96—117. Авт.: Я. Н. Белевцев, Ю. П. Егоров, В. К. Титов и др.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М., Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат, 1963. 535 с.

Стрыгин А. И. Вопросы систематики, генезиса и рудоносности альбититов. — «Геол. журн. АН УССР», 1970, т. 30, вып. 2, с. 109—120.

Стрыгин А. И. Характерные черты метаморфогенных месторождений и вопросы их классификации. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. I. Отв. ред. Я. Н. Белевцев, Киев, «Наукова думка», 1972, с. 311—327.

Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Адланского щита и некоторые вопросы «основного фронта». — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 29—49.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. — «Сов. геология», 1965, № 1, с. 105—119.

Сыромятников Ф. В., Румянцева Г. В. О влиянии механического напряжения на растворимость кварца в воде и щелочных растворах. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. (Тезисы докладов на Межведомственном науч. совещ. по метаморфогенному рудообразованию. Киев, май 1969 г.). Киев, «Наукова думка», 1969, с. 214—215.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Гостеолтехиздат, 1955. 280 с.

Температурные условия формирования руд месторождения Жайрем. — «Геология рудных месторождений», 1976, № 2, с. 106—110. Авт.: Ю. С. Парюлов, Н. М. Митряева, В. А. Кормушин, В. А. Михалева.

Тугаринов А. И. Общая геохимия. Краткий курс. М., Атомиздат, 1973. 288 с.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-е. М., «Недра», 1970, с. 378—405.

Тугаринов А. И., Гриненко В. А. Условия седиментации нижнепротерозойских формаций по данным вариаций изотопного состава серы в сульфидах. — В кн.: Проблемы геохимии. Юбилейный сборник, посвященный семидесятилетию акад. А. П. Виноградова. М., «Наука», 1965, с. 193—203.

Турченко С. И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л., «Наука», 1978. 120 с.

Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П. Биотиты докембрия. Киев, «Наукова думка», 1972. 208 с.

Фации метаморфизма. Под ред. акад. В. С. Соболева. М., «Недра», 1970. 432 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др.

Феодотьев К. М. О формировании гидротермальных растворов, содержащих тяжелые элементы. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968, с. 68—77. (МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7).

Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 414 с.

Фоменко В. Ю., Кучер В. Н., Кузнецов С. В. Образование магнетита в условиях низких фаций метаморфизма. — «Геол. журн. АН УССР», 1972, т. 32, вып. 5, с. 49—60.

Хамский Е. В. Кристаллизация из растворов. Л., «Недра», 1967. 150 с.

Хельгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 1967. 184 с.

Хильтова В. Я., Савельев А. А., Шулешко И. К. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье). — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 1, с. 205—208.

Хитаров Н. И. Четырехсотградусная изотерма системы  $H_2O-SiO_2$  в пределах давления до 4000 кгс/см<sup>2</sup>. — «Геохимия», 1956, № 1, с. 62—66.

Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. Б. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1274—1285.

Хитаров Н. И., Рыженко Б. Н. К оценке рН гидротермальных растворов. — «Геохимия», 1963, № 12, с. 1152—1153.

Ходюш Л. Я. Метаморфизованные железные руды докембрия и их генетическая классификация. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. I. Отв. ред. акад. АН УССР Я. Н. Белевцев. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 281—296.

Чайковский В. К. Золото в осадочно-метаморфических породах и проблема его изучения. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 53—67.

Чекалок Э. Б. Роль ретроградной растворимости в процессах аккумуляции и миграции глубинных флюидов. — «Геол. журн. АН УССР», 1968, т. 28, вып. 1, с. 12—22.

Чернышева Л. В. Типоморфные особенности магнетитов магматических, карбонатных и скарновых месторождений. — Автореферат канд. дис. М., Изд. ВИМС, 1974. 30 с.

Чухров Ф. В., Виноградов В. И., Ермилова Л. П. К вопросу об изотопном фракционировании серы в протерозое. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 11, с. 3—11.

Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Виноградов В. И. Об изотопном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 9, с. 50—60.

Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. (Статьи по геологии и метаморфизму колчеданных месторождений). М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 117—145.

Шадлун Т. Н. О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 2, с. 93—103.

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.

Экспериментальное изучение равновесий в системе  $UO_3-CO_2-H_2O$  в интервале температур 25—200°С. — «Геохимия», 1972, № 11, с. 1340—1350. Авт.: Э. И. Сергеева, А. А. Никитин, И. Л. Ходаковский, Г. Б. Наумов.

Ярошук М. А. Богатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды Володарских магнитных аномалий. — В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 76—87.

- Andreatta C.* Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tectonischen Metamorphose. — „Mineralogie Mon.“, 1954, N 1—2, p. 33—34.
- Athy L. F.* Density, porosity and composition of sedimentary rocks. — „Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.“, 1930, N 14, 198 p.
- Banerji A. K.* On the genesis of copper sulphide, apatite—magnetite and uraniferous mineral veins along part of the Singhbhum Shear Zone Bihar, India. Report of the 26—th session, India, 1964, p. 61—62.
- Basta E. L.* Some mineralogical relationships in the system  $Fe_2O_3$ — $Fe_3O_4$  and the composition of titanomagnetite. — „Econ. Geol.“, 1959, vol. 54, N 4, 698—730.
- Beck L. S.* Genesis of uranium in the Athabasca Region and its significance in exploration. — „Cim. Transaction“, 1970, vol. 73, p. 59—69.
- Derry D. R.* Evidence of the origin of the Blind River uranium deposits. — „Econ. Geol.“, 1960, vol. 55, N 5, p. 906—927.
- Dorr J. Van.* Nature and origin of the high—grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil. — „Econ. Geol.“, 1965, vol. 60, N 1, p. 1—46.
- Goguel J.* Observations sur la deformation d'un calcaire metamorphique (Adamello meridial), B. S. G. F. vol. XVIII, p. 141—152, 1948.
- Heier K. S., Adams J. A. S.* Concentration of radioactive elements in deep crustal material. — „Geochim. et cosmochim. acta“, 29, 53, 1965, p. 53—61.
- James H. L., Clauton R. H.* Oxygen isotope fractionation in metamorphosed iron formations of the Lake Superior region and in other iron—rich rocks. — „Geol. Soc. Amer.“, vol. Honner A. F. Duddington, 1962, p. 217—239.
- Martin R. F., Donnay G.* Hydroxyl in the Mantle. — „American Mineralogist“, N 3—4, 1972.
- 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.
- Ramdohr P.* Uber Metamorphose und Secundäre Mobilisierung. — „Geol. Rundschau“, 1953, vol. 42, 1132 p.
- Rao K.* Geology and mineral resources of India, India, 1964. 44 p.
- Roy Supriya.* Genesis of the manganese ore deposits of Madhya Pradesh and Maharashtra. India, Report of the 22 session, India, New Delhi, 1964. 44 p.
- Schneiderhöhn H.* Die genetische Einteilung der Gesteine und Minerallagerstätten, z. prakt. Geol., 1932, 40 p.
- Sharma T., Mueller R., Clauton R.*  $O^{18}/O^{16}$  ratios of minerals from the iron formations of Quebec. — „J. Geol.“, 1965, vol. 73, p. 664—667.
- Sullivan C. I.* Heat and temperature in ore deposition. — „Econ. Geol.“, 1957, vol. 52, N 1, p. 5—24.
- Trendall A. F.* The iron formations of the Precambrian Hamersley Group Western Australia. — Geological Survey of Western Australia, 1970, Bull. 119. 365 p.

- Аллохимические процессы 97—104, 251, 257
- Альбититы 30, 32, 33, 63, 64, 68, 110, 168, 171, 179, 181, 182, 190, 194, 254, 257, 259
- Березиты 68, 190, 254, 258, 259
- Вода  
— вадозная 195, 200  
— гигроскопическая 196  
— поровых пространств 195, 196  
— связанная в минералах 195, 197  
— ювенильная 198, 199
- Вынос безрудных компонентов 225
- Выполнение полостей 224, 258
- Генетическая классификация метаморфогенных месторождений 249—255
- Геосинклинали в протерозое 16
- Геотермический градиент 176, 177
- Геохимия рудогенных элементов 52—68
- Геохронология докембрия 17—20
- Глубина рудообразования 173, 187, 258
- Гранитизация 68, 159, 194
- Давление при рудообразовании 183—187, 226, 227, 229, 258
- Дегидратация осадков 101, 102, 175, 198, 201
- Декарбонатизация осадков 101, 102
- Деформация горных пород 172, 177, 185, 226
- Диафторез 95—97
- Диафториты 63, 64, 68, 74, 96, 97, 119, 159, 160, 190, 254
- Динамика метаморфогенного рудообразования 238—249
- Железисто-кремнистая формация 17
- Закономерности размещения рудных месторождений 259
- Изотопный состав  
— — кислорода 106—110, 113, 189  
— — серы 110—113, 189, 190
- Изохимические процессы 97—104
- Источники  
— водных растворов 195—201  
— металлов в осадках 50, 51  
— рудоносных растворов 200, 258  
— рудообразующих веществ 187—195, 258  
— тепла 176  
— урана 193—195
- Карбонатиты 30, 32, 68, 190, 259
- Китайская платформа 10, 15, 30
- Кондуктивный поток тепла 238, 241, 242
- Концентрация золота в условиях метаморфизма 123—125
- Коэффициент  
— диффузии 240, 242  
— кислотности 206  
— пористости 216  
— проницаемости 218
- Кристаллический щит  
— — Австралийский 10, 16  
— — Алданский 18, 66  
— — Балтийский 10, 16, 18  
— — Бразильский 10, 16, 34  
— — Индийский 10, 15, 16, 34  
— — Канадский 10, 15, 16, 34  
— — Украинский 10, 15, 16, 18—22, 27, 28, 32, 34, 41, 42, 63, 64, 66, 68—71, 73, 95, 104, 118, 160, 176  
— — Южно-Африканский 34
- Курско-Воронежский массив 10, 15, 41, 42
- Листвиниты 68, 190, 254, 257, 259
- Медный пояс Замбии и Заира 131—138
- Месторождение  
— Бакальское 14  
— Балуба (Южная Африка) 136  
— Брокен-Хилл (Австралия) 10, 45, 46, 47

- Витватерсранд (Африка) 40, 42
- Дегтярское (Урал) 151, 152
- Джадугуда (Индия) 44
- Жайрем (Казахстан) 153, 154
- им. Артема (Кривой Рог) 148—150
- им. Валявко (Кривой Рог) 130, 131
- им. III Интернационала (Урал) 128
- Колар (Индия) 47, 128—130, 187
- Крокер-Уэлл (Австралия) 46
- Леди Лоретта (Австралия) 154, 155
- Лейк-Джордж (Австралия) 45
- Макаргур (Австралия) 154, 155
- Массабани (Индия) 13, 44, 166, 167
- Мери Кетлин (Австралия) 46
- Маунт-Айза (Австралия) 45, 139, 154, 155, 189
- Маунт-Ньюмен (Австралия) 45
- Маунт-Пейнтер (Австралия) 46
- Маунт-Том-Прайс (Австралия) 45
- Нкана (Африка) 134
- Петровское 139
- Радиум-Хилл (Австралия) 46, 47
- Слюданка 152, 153
- Сулливан (Канада) 39, 47
- Таежное 43
- Усинское 14
- Холодненское 10, 139, 157, 158, 189
- Чамбиши-Майн (Южная Африка) 134, 135
- Шинколовбе 40, 47
- Эллиот-Лейк (Канада) 39, 42, 131
- Эльдорадо (Канада) 47, 163—165, 179, 187
- Месторождения
  - автохтонные метаморфические 6, 139—141, 179, 248, 249, 251, 258, 259
  - аллохтонные метаморфические 7, 141, 179, 249, 251, 254, 258, 259
  - колчеданные 125—128
  - метаморфизованные 6, 7, 13, 104, 119—138, 188, 238, 257—259
  - метаморфические 7, 11, 13, 104, 138—158, 189, 190, 238, 248, 249, 257, 258
  - метаморфогенные 4, 6, 7, 9—13, 94, 95, 104, 118, 119, 188, 191, 256—259
  - палингенно-метасоматические 160, 254
  - постультраметаморфические (постгранитизационные) 160, 254, 258
  - ультраметаморфические 7, 13, 104, 159—171, 190, 191, 238, 248, 257—259
- урано-натриевой формации 168—171
- Металлогенические провинции 38—47
  - Балтийская 40, 41
  - Бразильская 39, 40
  - Западно-Австралийская 45, 46
  - Индийская 43, 44
  - Канадская 38, 39
  - Китайско-Корейская 44, 45
  - Южно-Африканская 40
  - Южно-Русская 41, 42
  - Якутская 42, 43
- Металлогенические эпохи 28—34
  - архейская 30, 31
  - позднпротерозойская (байкальская) 33
  - раннепротерозойская 31, 32
  - среднепротерозойская 32, 33
- Металлогения докембрийских шитов 28—38
- Метаморфизм 22—25, 95, 105, 257
  - аллохимический 23
  - горных пород 172, 201, 202, 251
  - изохимический 23, 25
  - палингенно-анатектический 27
  - палингенно-метасоматический 27
  - прогрессивный 60, 71, 96, 99, 101, 103
  - региональный динамотермальный 5, 24, 59, 95—97, 104, 105, 118, 125, 172, 173
  - регрессивный 64, 95—97
- Метаморфическая перекристаллизация 225, 250, 251, 257—259
- Метаморфические
  - растворы 25, 202, 225
  - реакции 175
- Метаморфогенное рудообразование 11—13, 24, 95, 142, 224—226, 231, 257, 258
- Метаморфогенный класс месторождений 5—9, 14, 191, 250, 254
- Метасоматиты 68, 73, 162, 163, 191
- Метасоматическое замещение 224, 225, 232, 258
- Метасоматическое рудоотложение 231, 232
- Метасоматоз
  - железный 145, 146, 232
  - железно-магнезиально-кальциевый 231, 232
  - кальциево-углекислый 161, 232
  - магнезиально-железный 145, 146, 161, 232
  - натровый 64
  - щелочной 110, 161, 232
- Микроклиниты 29, 32, 33, 63, 64
- Микрорудные фации 50, 248, 256, 257
- Минеральный состав метаморфизованных месторождений 121

- Мобилизация и перенос  
 — — железа 202—212  
 — — металлов 75—88  
 — — урана 212—215
- Модель метаморфогенного рудообразования  
 — — — диффузионная 239—243, 247—249  
 — — — фильтрационная 243—249
- Обменные реакции перераспределения вещества 242, 243
- Осадительная способность пород 236
- Остаточно-метаморфические руды 145, 251
- Гранитоиды  
 — автохтонные 67  
 — анатектические 67, 68  
 — полигенные 67
- Подвижность урана при метаморфизме и ультраметаморфизме 68—75
- Подкласс  
 — метаморфизованных месторождений 121, 250  
 — метаморфических месторождений 250, 251  
 — ультраметаморфических месторождений 254
- Пористость горных пород 216, 221
- Поровое пространство пород 217
- Постгранитизационные флюиды 159
- Природа рудного вещества 189, 190
- Прогноз рудных месторождений 259
- Проницаемость метаморфических пород 216—224, 229
- Размах оруденения 187
- Рудные парагенезисы 178, 179
- Рудные формации 30
- Рудный район  
 — — Байкало-Патомского нагорья 59, 60, 64, 66  
 — — Приамурский 123  
 — — Сингхбумский 10, 13, 43, 46, 140, 143, 165—168  
 — — Уральский 125—128
- Рудоотложение  
 — в порах 228, 229  
 — в трещинах 227, 228
- Синклиний Сихотэ-Алинь 60
- Систематика альбититов 163
- «Сквозной» минерал магнетит 114—118
- Стадии геосинклинального развития 20—22
- — — вулканогенно-терригенная 21  
 — — — разломно-интрузивная 22  
 — — — седиментационно-вулканогенная 20  
 — — — складчато-метаморфическая 21  
 — — — терригенно-хемогенная 21
- Тектоно-физические причины рудоотложения 226—230
- Температура и тепловой режим рудообразования 175—183, 229, 230
- Тепло магматических интрузий 177
- Термобарометрические исследования 179—183
- Ультраметаморфизм 5, 25—28, 61, 62, 64, 66—68, 105, 172, 173, 257
- Фазовый анализ 88—92
- Фашии метаморфизма 23—25  
 — — амфиболитовая 24, 25, 56, 57, 61, 64, 65, 72—75, 93, 103, 124, 145, 146, 173, 176, 197, 259  
 — — Высоких температур 179, 255, 258  
 — — гранулитовая 24, 25, 57, 59, 61, 65, 66, 71—75, 93, 102, 103, 146, 148, 173, 197, 259  
 — — дозеленсланцевая 52, 53, 60, 77, 78, 81, 259  
 — — зеленосланцевая 24, 25, 54, 55, 58—60, 65, 72—74, 81, 93, 103, 124, 125, 142—145, 173, 197, 259  
 — — низких температур 179, 255, 258  
 — — средних температур 179, 255, 258  
 — — цеолитовая 24, 25, 173  
 — — эпидот-амфиболитовая 24, 56, 58, 60, 93, 102, 103, 124, 173
- Физико-химические условия рудообразования 173—175
- Фильтрационные свойства пород 219
- Химическая активность растворов 172
- Химические причины рудоотложения 231—238
- Циклы геологического развития докембрия 19, 20
- Эгирин и эгириниты 162
- Элементы  
 — космополитные 61  
 — — литофильные 61, 64, 65  
 — — сидерофильные 60—64  
 — — халькофильные 60, 61, 63, 64

Предисловие . . . . .	3
Общие сведения о метаморфогенных месторождениях и условиях их образования . . . . .	5
<b>ЧАСТЬ ПЕРВАЯ</b>	
<b>ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ</b>	
<b>Глава I. Закономерности размещения месторождений . . . . .</b>	<b>15</b>
Особенности геологического развития щитов . . . . .	15
Главнейшие черты металлогении щитов . . . . .	28
Главнейшие провинции метаморфогенных месторождений . . . . .	38
<b>Глава II. Первичное накопление, перенос и концентрация металлов в породах . . . . .</b>	<b>47</b>
Накопление металлов в осадках и вулканитах докембрия . . . . .	48
Перенос и концентрация металлов в породах, вызванные динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом . . . . .	51
Мобилизация металлов при фильтрации химически активных гидротермальных растворов в породах (экспериментальные данные) . . . . .	75
Формы нахождения никеля, меди, железа и кобальта в породах различных фаций метаморфизма . . . . .	88
<b>Глава III. Геологические процессы образования метаморфогенных месторождений . . . . .</b>	<b>94</b>
Геологические предпосылки образования метаморфогенных месторождений . . . . .	95
Соотношение изохимических и аллохимических процессов при метаморфогенном рудообразовании . . . . .	97
Значение изотопного состава серы и кислорода для понимания метаморфогенного рудообразования железных руд докембрия . . . . .	105
Особенности магнетитов пород и руд различных фаций метаморфизма . . . . .	114
Общая схема образования метаморфогенных месторождений . . . . .	118
<b>Глава IV. Метаморфизованные месторождения . . . . .</b>	<b>119</b>
Концентрация золота в условиях метаморфизма . . . . .	123
Метаморфизм колчеданных месторождений Урала . . . . .	125
<b>Глава V. Метаморфические месторождения . . . . .</b>	<b>138</b>
<b>Глава VI. Ультраметаморфические месторождения . . . . .</b>	<b>159</b>
<b>ЧАСТЬ ВТОРАЯ</b>	
<b>ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ</b>	
<b>Глава VII. Температура, тепловой режим и давление при рудообразовании . . . . .</b>	<b>175</b>
Температура и тепловой режим . . . . .	175
Давление, глубина рудообразования и размах оруденения . . . . .	183

<b>Глава VIII. Источники рудообразующих веществ и растворов</b>	187
Источники рудообразующих веществ	187
Источники водных растворов	195
<b>Глава IX. Мобилизация и перенос рудного вещества при метаморфизме</b>	201
Мобилизация и перенос железа	202
Мобилизация и перенос урана	212
Фильтрация рудообразующих растворов в породах	216
<b>Глава X. Рудообразование</b>	224
Тектоно-физические причины рудоотложения	226
Химические причины рудоотложения	231
<b>Глава XI. Динамика метаморфогенного рудообразования</b>	238
Диффузионная модель перераспределения рудного вещества метаморфических пород под действием кондуктивного потока тепла	239
Фильтрационная модель перераспределения рудного вещества в потоке гидротермальных растворов	243
Геологическая интерпретация рассмотренных моделей	247
<b>Глава XII. Генетическая классификация метаморфогенных месторождений</b>	249
Заключение	256
Список литературы	260
Предметный указатель	271