МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Часть I

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

553.2:553.068
М 54

МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

ЧАСТЬ I

54

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1972

Институт Геологических Наук АН Арм. ССР Библиотека

В сборнике, состоящем из двух частей, помещены доклады Первого межведомственного совещания по проблеме метаморфогенного рудообразования (Бердянск, май, 1969 г.).

Рассматриваются основные направления этой проблемы: теория процесса метаморфогенного рудообразования; физико-химические и термодинамические условия его развития; роль геохимических, структурно-литологических и других факторов в образований метаморфогенных руд и т.п.

Предназначен для геологов, исследователей и производственников широкого профиля, изучающих геологию, геохимию и структуру месторождений полезных ископаемых, процессы метаморфизма и ультраметаморфизма, ведущих широкие региональные исследования в регионах развития метаморфических комплексов.

Р е д а к ц и о н н а я к о л л е г и я :

Б.И. ГОРОШНИКОВ, Е.Б. ГЛЕВАССКИЙ, Б.М. ГОРЛИЦКИЙ, В.Н. ВЕРБИЦКИЙ, Ю.Х. ДИМИТРОВ, А.М. ЖУКОВА, В.А. ЗИНЧЕНКО, Л.Р. КАЗАКОВ, Г.И. КАЛЯЕВ, В.Н. КОБЗАРЬ, В.Б. КОВАЛЬ, Ю.М. КОПТЮХ, Ю.А. КУЗНЕЦОВ, Ю.П. МЕЛЬНИК, В.В. НАУМЕНКО, А.И. СТРЫГИН, Г.В. ТОХТУЕВ, М.А. ЯРОЩУК.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р
академик АН УССР Я.Н. БЕЛЕВЦЕВ

Редакция информационных изданий
Зав. редакцией В.И. Тилелах

ПРЕДИСЛОВИЕ

Развитие учения об образовании эндогенных рудных месторождений за последние четверть века происходило очень медленно несмотря на огромный фактический и экспериментальный материал, накопившийся в институтах и геологических организациях. Подавляющее большинство направлений в учении о рудообразовании в общей схеме придерживалось традиционных представлений о связи различных типов рудных концентраций с интрузиями ультраосновного, основного или кислого состава. Однако геологические из экспериментальные данные, а также многочисленные разочарования в поисках месторождений заставили геологов пересмотреть в ряде мест эти генетические представления. Появилось много свидетельств в пользу образования разнообразных месторождений в процессе прогрессивного и наложенного метаморфизма.

Это поставило на повестку дня проблему метаморфогенного рудообразования на щитах и древних платформах.

Понятие о метаморфогенном рудообразовании введено в науку в прошлом столетии французским ученым Лайелем (1854), однако под ним понимали только небольшую группу осадочно-метаморфических месторождений (мраморы, графиты, железистые сланцы и др.). Изучение кристаллических пород щитов, проводимое в последние годы, способствует все большему и большему выявлению рудных месторождений, образование которых так или иначе связывается с метаморфизмом осадочных и вулканогенных пород первоначально слагающих щиты и древние платформы.

Изучение многих месторождений, расположенных среди метаморфических и гранитизированных пород щитов, дало возможность увидеть такие их особенности, которые нельзя объяснить принятыми представлениями о плутоно-гидротермальном генезисе. Это - тож-

дество минеральных парагенезисов руд и вмещающих пород, геохимическое сродство вмещающих пород и рудных месторождений, приуроченность месторождений к складчатым структурам, независимость развития месторождений от интрузивных массивов в пространстве и во времени и многое другое, что выделяет эти месторождения в самостоятельную группу, генетически связанную с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма.

В связи с этими данными понятие о метаморфогенном рудообразовании получило иное, более широкое понятие и объединило большую группу месторождений, имеющих разностороннюю связь с метаморфизмом и ультраметаморфизмом кристаллического основания щитов и древних платформ мира. По физико-химическим условиям и генетической связи с глубинными тектоническими и метаморфическими процессами метаморфогенное рудообразование относится к группе эндогенных.

Среди сторонников метаморфогенной теории рудообразования имеются различные взгляды и представления по отдельным узловым вопросам проблемы. Это приводит к определенным трудностям в развитии теоретических основ этого нового направления, особенно если учесть силы традиций, непрерывно склоняющих к старым плутоногидротермальным представлениям.

Сказанное подтверждает актуальность проблемы метаморфогенного рудообразования, в связи с чем необходимо ознакомить широкие круги геологов со статьями настоящего сборника, в котором представлены доклады и выступления, заслушанные на Межведомственном совещании по метаморфогенному рудообразованию в г.Бердянске в 1969 г., организованном Секцией рудообразования при Отделении наук о Земле и Космосе АН УССР.

Тематика сборника охватывает следующие научные направления:

Общетеоретические вопросы метаморфогенного рудообразования, в которых рассмотрены генетические проблемы, условия образования метаморфизованных месторождений, источники вещества метаморфогенных месторождений, об источниках и причинах металлогенической специализации метасоматитов, а также связь рудообразования с процессами развития земной коры и верхней мантии земли.

Геохимические факторы в метаморфогенном рудообразовании, где рассмотрены распределения рудогенных элементов и особенности мобилизации их в породах различных ступеней метаморфизма.

Структурные и литологические условия метаморфогенного рудообразования описаны в статьях о роли литологии, структуры и энер-

гии пластового течения в рудообразовании и размещении месторождений метаморфогенного генезиса.

Критериям отличия метаморфогенных месторождений от магматогенных - гидротермальных посвящено несколько статей.

Физико-химические и термодинамические условия метаморфогенного рудообразования освещены в нескольких статьях, где показаны влияние тектонических напряжений на растворимость кварца, а также физико-химические аспекты формирования рудоносных метаморфических растворов и др.

Генетическая классификация метаморфогенных руд рассмотрена на примере железорудных месторождений Кривого Рога и КМА.

Во многих статьях рассматриваются конкретные метаморфогенные месторождения различных регионов Советского Союза - Кольского п-ова, Кривого Рога, Приднепровья, КМА, Памира, Алдана и др. В них приведены убедительные геологические и экспериментальные данные, показывающие условия образования многих метаморфогенных месторождений различных металлов (Fe, Au, U, Pb и др.).

Таким образом, несмотря на то, что настоящая работа состоит из отдельных статей, в сборнике всесторонне рассмотрены вопросы метаморфогенного рудообразования.

Секция рудообразования при Отделении наук о Земле и Космосе АН УССР (г.Киев, Владимирская, 54) будет благодарна читателям за присланные замечания и дальнейшие пожелания в трудной проблеме раскрытия объективных условий образования и размещения метаморфогенных рудных месторождений.

Считаю своим приятным долгом поблагодарить всех авторов статей, помещенных в настоящем сборнике, которые принимают активное участие в изучении метаморфогенного рудообразования.

Я.Н.БЕЛЕВЦЕВ

Я.Н.Белевцев

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

За многовековой период развития науки о рудообразовании и особенно за последние 25-30 лет, в связи с бурным ростом геологоразведочных работ и горнорудных предприятий проведены всесторонние изучения многих различных по условиям залегания и способам образования рудных месторождений, расположенных на всех континентах мира и во всех известных структурных и фациальных зонах. Накоплен большой фактический материал, освещающий строение рудных полей, месторождений и рудных залежей, минеральный состав руд, распределение химических элементов в рудных залежах и вмещающих породах, а также термо-барометрические данные, позволяющие судить о температуре и давлении, при которых образовались месторождения. Кроме того, в последние годы во многих лабораториях в СССР и за рубежом получены важные экспериментальные данные, освещающие некоторые физико-химические и термодинамические стороны эндогенного рудообразования. В частности, получены новые данные по составу, температуре и давлению рудообразующих растворов, переносу металлов комплексными ионами, условиям проницаемости пород и по другим вопросам.

К сожалению, этот большой геологический и экспериментальный материал не обобщен и не использован в полной мере для создания современной теории рудообразования. Несмотря на то, что для многих регионов и типов месторождений новый материал противоречит ранее принятым генетическим схемам, все же продолжают господствовать устаревшие теории и гипотезы.

Такой теорией, в значительной мере утратившей свой первоначальный смысл, является теория гидротермального рудообразования.

Известно, что подавляющее большинство известных эндогенных рудных месторождений образовалось с помощью водных растворов. Исключение составляет лишь относительно небольшая группа собственно-магматических месторождений, являющихся продуктами магматической кристаллизации.

В процессе рудообразования растворы выполняли ряд важнейших функций. Они переносили к месту рудоотложения рудогенные компоненты, нередко в объеме многих миллионов, а иногда и миллиардов тонн, а также осуществляли вынос безрудных компонентов примерно в тех же количествах. При нагревании водные растворы вызывали повышенные давления в порах и пустотах пород, чем определяли растворимость, подвижность или инертность элементов или их комплексов, находящихся в растворе и породе. В водных условиях происходили метаморфические преобразования пород, сопровождавшиеся перекристаллизацией и рудообразованием. Растворы были переносчиками тепла, которое имело решающее значение на всех стадиях эндогенного рудообразования. С помощью растворов происходили обменные реакции, приводящие к рудоотложению, и, вероятно, многие другие явления.

По этой причине одной из главных генетических проблем эндогенного рудообразования является происхождение рудообразующих растворов.

О происхождении рудных растворов существуют разные, нередко противоположного смысла, мнения . Поэтому автор рассматривает происхождение рудообразующих растворов, пользуясь опытом изучения многих рудных месторождений, а также некоторыми экспериментальными данными моделирования различных сторон процесса рудообразования.

Первые идеи о гидротермальном рудообразовании, возникшие еще в XVI-XVII ст. связаны с именами Агриколы, Декарта, Ломоносова, Лемана и других исследователей того времени. В XIX ст. эти идеи развивались в России Д.И.Соколовым, Г.Е.Шуровским, а на Западе - Фурне (1844), Эли де Бомоном (1847), Котта (1850) и др. Эти исследователи считали, что эманации, выходившие из внутренних частей изверженных масс, доставляли летучие соединения металлов в близповерхностную зону, где они конденсировались в изверженных породах или выходили за их пределы.

Очень интенсивно гидротермальная теория разрабатывалась немецкими геологами на основе химических данных о связи рудных месторождений с изверженными породами (Cotta , 1872; Bischc,

1847-1854). Однако представления о гидротермальных процессах рудообразования оформились в конце XIX ст. Они принадлежат французским геологам школы Де Лоне (1897), которые впервые ввели понятие "гидротермальных процессов" и разработали некоторые стороны гидротермального рудообразования на магматической основе.

В XX ст. теория гидротермального рудообразования разрабатывалась Эмонсом, Лингреном и Грейтоном в США (1946), С.С.Смирновым (1955), Ю.А.Билибиным и А.Г.Бетехтиным в СССР (1953), И.Ф.Вольфсоном (1962), В.И.Смирновым (1968), Л.Н.Овчинниковым (1968) и многими учеными разных стран.

Сущность этой теории состоит в том, что гидротермальные растворы, как и растворимые в них металлы, отделились из магматического расплава преимущественно кислого состава при его кристаллизации и образовании магматических пород. Гидротермальные растворы несли большие массы металлов и неметаллических компонентов, которые по мере остывания растворов кристаллизовались, что приводило к образованию рудных месторождений в магматических или вмещающих осадочных и метаморфических породах.

По мнению авторов этой теории, подавляющее большинство всех руд образовалось из магматогенных гидротермальных растворов. По этой причине теория образования эндогенных месторождений сводилась к изучению впервые намеченных С.С.Смирновым (1947) времени и способа отделения растворов от магмы, физико-химических свойств растворов, формы переноса вещества, путей и причин движения растворов, условий переноса вещества и отложение его из этих растворов.

Понятие "эндогенные месторождения" в СССР все более отождествляется с понятием "гидротермальные месторождения".

Согласно этим представлениям, в кровле магматических плутонов должны размещаться рудные месторождения различных металлов, образуя первичную зональность вследствие отложения разных парагенезисов в порядке, обратном их растворимости, вызванной понижением температуры гидротермальных растворов.

Однако разведочные и эксплуатационные работы, проведенные на многочисленных месторождениях, не подтвердили такого закономерного размещения месторождений вокруг гранитных плутонов, а тем более батолитов, существование которых в настоящее время вообще вызывает большое сомнение. Основываясь на этих данных, в тридцатых годах С.С.Смирнов, Ю.А.Билибин и другие ученые выступили с

критикой представлений американских геологов о причинах первичной зональности рудных месторождений, которую они объясняли охлаждением гидротермальных растворов. Взамен ее С.С.Смирнов и Ю.А.Билибин предложили пульсационную теорию, получившую впоследствии широкое распространение. Эта теория объясняет разнообразие рудных месторождений и первичную зональность их размещения поочередным (пульсирующим) выделением различных по составу рудных растворов из магмы при становлении магматического очага. При этом сохранилось прежнее ортодоксальное представление о батолитовом рудообразовании и магматических гидротермах. С тех пор в нашей стране и за рубежом образование подавляющего большинства всех эндогенных месторождений объяснялось пульсирующим действием магматических очагов и поочередной выдачей порций различных по составу гидротермальных растворов в породы кровли.

В течение последней четверти века эти основные теоретические воззрения на образование эндогенных месторождений оставались незыблемыми. Большинство работ в этой области направлялись на получение и уточнение физико-химических констант образования или анализа природных парагенезисов с целью осветить одну из сторон постмагматического процесса.

Однако и с этих позиций невозможно объяснить образование подавляющего большинства эндогенных месторождений. Для древних щитов установлено важнейшее значение метаморфогенного рудообразования крупнейших в мире месторождений железа, меди, марганца, урана, никеля, кобальта и других металлов (Судовиков, 1965; Белевцев, 1968; Домарев, 1966, и др.). Большинство месторождений медно-колчеданной, золото-серебряной и других формаций закономерно связано с субвулканическими образованиями (Котляр, 1968; Сердюченко, 1967, и др.). Они показали, что эти месторождения закономерно связаны с продуктами эксгаляций и гидротермальными растворами вулканогенного и смешанного с вадозовыми водами происхождения.

Многие стратифицированные месторождения полиметаллов, меди, циркона, урана и других металлов образовались при метаморфизме осадочно-вулканогенных рудных скоплений или они принадлежат к телетермальным, обязанным своим происхождением низкотемпературным слабоконцентрированным растворам, поступающим вдоль краевых разломов (Федорчук, 1968; Константинов, 1960).

Многие месторождения урана и других металлов образовались

вследствие изменения геохимических условий на границе зон окисления и восстановления при циркуляции горячих или подогретых вод глубинной циркуляции.

В.С.Домарев (1964, 1966) привел убедительные данные образования рудных месторождений при диагенезе, эпигенезе и метаморфизме, имеющих такие особенности, которые сторонники гидротермальной гипотезы принимают доказательными со своих позиций. Он справедливо считает несостоятельным рассматривать зоны изменения боковых пород доказательством гидротермального (магматогенного) генезиса месторождения, поскольку локальные метаморфические изменения пород будут такими же при образовании метаморфических месторождений, как и постмагматических.

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

Ч.Девидсон (Шотландия) выдвинул представление о роли сильно минерализованных захороненных вод в эндогенном рудообразовании. В.И.Смирнов (1968) на этом же симпозиуме поддерживал взгляды на разнообразные источники металлов в эндогенном рудообразовании, в частности ювенильные, связанные с подкоровой базальтовой магмой; фильтрационные, заимствованные из боковых пород при прохождении растворов (Смирнов, 1968).

Л.Н.Овчинников (1968) привел убедительные доказательства неизменяемости состава плутоногенных - гидротермальных растворов, исключающие пульсационную роль магматического очага. Он пишет: "Однако попытки сохранить ее (пульсационную теорию.-Я.Б.) и сейчас с помощью различных искусственных схем, даже в примирении с гипотезой Д.С.Коржинского, достойны только сожаления".

Все сказанное выше не позволяет в настоящее время считать всякое эндогенное месторождение магматогенным, а природу образования гидротермальных рудных растворов рассматривать только с позиций магматического происхождения, как это делали С.С.Смирнов, Ю.А.Билибин и многие другие.

Несмотря на все это, в недавно вышедшей из печати монографии коллектива авторов "Генезис эндогенных рудных месторождений" (1968) к группе гидротермальных месторождений отнесены: карбона-

титовые (А.И.Гинзбург и Е.М.Эпштейн), скарновые (В.А.Жариков), альбититовые (А.А.Беус), грейзеновые (Г.Н.Щерба), вулканогенные (В.Н.Котляр), плутоногенные (Л.Н.Овчинников), телетермальные (В.П.Федорчук) и значительная часть метаморфогенных месторождений (Я.Н.Белевцев). Среди них только для метаморфогенных (Я.Н.Белевцев) и вулканогенных (В.Н.Котляр) месторождений происхождение гидротермальных растворов не связывается с магматическими плутонами. Такое направление современной теории рудообразования не отвечает полученным к настоящему времени геологическим материалам и экспериментальным данным и вызывает беспокойство за ее дальнейшую судьбу.

Рассмотрим некоторые геологические и физико-химические данные о происхождении рудообразующих растворов.

Об источниках рудных материалов и растворов

Фактические материалы полевых наблюдений, лабораторных исследований и экспериментального моделирования дают основания полагать полигенетическое, т.е. многопричинное образование различных рудных растворов, принимавших участие в формировании разнообразных месторождений.

Выше было указано, что подавляющая часть эндогенных рудных месторождений образовалась с помощью водных растворов. Доказательством этому являются газово-жидкие включения в рудных и сопутствующих им минералах, самых разнообразных генетических групп (метаморфогенных, вулканогенных, скарновых, альбититовых и др.). В газово-жидких включениях установлены водные растворы различного состава, содержащие CO_2, Na, Cl, K, бикарбонаты, сульфаты и небольшие количества тяжелых металлов. Установлены температуры образования рудных минералов – от нескольких десятков градусов до 500-600°С и давления – от нескольких до первых тысяч атмосфер. Большое количество этих определений в минералах различных генетических групп дает основание полагать, что эндогенные месторождения представляют собой широкое разнообразие, отражающее сложный спектр изменения термодинамических условий (t^0 и Р) и состава растворов.

Рудообразующие гидротермальные растворы являются минерализованными подогретыми или горячими водами, содержащими различные летучие компоненты. Они могут образоваться в различных условиях: подниматься из подкоровых глубин, возникать при метаморфизме пород

(метаморфогенные), при подземной циркуляции вадозовых вод (вадозовые), высвобождаться при кристаллизации расплавов (постмагматические) или формироваться при смешении вод различного происхождения.

О глубинных источниках рудообразования

Эндогенные геологические процессы, с которыми связано формирование рудных месторождений, вызваны внутренними силами Земли: вулканизмом, магматизмом, смятием горных пород, образованием разломов земной коры, изменением состава и структуры горных пород под действием высоких температур и давлений – метаморфизмом.

В теоретической петрологии все отчетливее устанавливается зависимость метаморфизма, гранитизации и магматизма от потоков тепловой энергии и газо-водных флюидов из подкоровых глубин.

Общей теоретической предпосылкой для понимания генетической связи рудообразования с глубинными процессами являются исследования А.П.Виноградова (1962) о разделении Земли на оболочки под действием расплавления, конвективного перемещения и кристаллизации, вызванных теплом радиоактивного распада. Этот процесс привел к выделению тугоплавкой верхней мантии (дуниты и пироксениты) и относительно легкоплавкой земной коры (базальты и кислые породы).

Плавление первичного вещества Земли сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразующих веществ (дымов), которые явились средством перемещения многих металлов в земную кору.

Согласно этой схеме, рудогенные элементы должны размещаться в зонах плавления и кристаллизации в зависимости от способности их к плавлению. В мантии стабилизируются тугоплавкие металлы, выше – в зоне эклогитов и базальтов – они, вероятно, сменяются более легкоплавкими элементами. Еще более легкоплавкие металлы должны подниматься в область гранито-гнейсового и осадочного слоев земной коры.

С другой стороны, сообразуясь с достижениями химии высоких давлений, следует полагать, что рудные элементы, поднимающиеся из мантии в земную кору, должны расположиться в пределах последней в соответствии с величиной геостатического давления. Наиболее нижние части земной коры в общем виде будут обогащены такими металлами, ионы которых имеют малые, а затем и средние размеры; выше они сменяются металлами с большим диаметром ионов.

Таким образом, по мере преобразования исходного (планетарного) вещества Земли и разделения его на оболочки (мантию и земную кору) происходил необратимый процесс первичного обогащения земной коры легкоплавкими металлическими компонентами, которые в дальнейшем и явились источником эндогенных рудных месторождений.

Образование вторичных (локальных) скоплений металлов или рудных месторождений происходило в последующие геологические эпохи под влиянием общих (планетарных) и местных (локальных) причин.

К общим причинам мы относим необратимое изменение геологической жизни Земли от архея до самых молодых геологических эпох. Укажем для примера на ведущее значение для докембрийских периодов вулканических образований, метаморфизма и ультраметаморфизма, которые привели к формированию кристаллических щитов; при этом кристаллические щиты вмещают в себя метаморфогенные месторождения почти всех металлов, имеющих большое значение в мировой экономике. Для послекембрийских эпох характерно осадочное рудообразование и ограниченное развитие метаморфизма, магматизма и эндогенной рудной минерализации.

Для вторичного обогащения или концентрации металлов характерны также и местные (локальные) причины, выразившиеся в активном участии глубинных растворов и магматических масс, выделившихся из областей мантии или земной коры и поднимавшихся по зонам глубинных разломов в приповерхностные участки; при этом они выполняли большую работу по переносу и концентрации рудогенных элементов.

С этой точки зрения генетическая связь эндогенных месторождений с магматическими интрузиями, эффузивами, метаморфическими и другими геологическими процессами, происходящими в земной коре, - частное проявление вторичной концентрации рудных компонентов в пределах земной коры.

В настоящее время представляется возможным выделить два типа глубинных источников рудообразования: I) рудоносные подкоровые магмы преимущественно базальтоидного состава; 2) подкоровые рудоносные флюиды. Еще нет возможности оценить полностью роль каждого из типов источников при образовании рудных месторождений, однако можно довольно определенно указать на месторождения и даже рудные районы, генетически связанные с названными типам глубин-

ных источников. Вместе с тем в большинстве случаев глубинные источники пополнялись и изменялись на пути своего движения. Образованные таким образом месторождения имеют полигенные источники, раскрытие которых представляет очень большие трудности.

Рудоносные подкоровые магмы базальтоидного состава. Рудные компоненты этого типа источников имеют ювенильное происхождение и связаны с подкоровой магмой базальтоидного состава.

Связь рудного материала с подкоровыми магмами базальтоидного состава показана В.И.Смирновым (1969) по данным геологических особенностей месторождений, а также на основании изотопов серы сульфидных месторождений. По данным В.И.Смирнова (1969), подъем таких магм приурочен к зонам устойчивого растяжения земной коры и происходит в ранней собственно геосинклинальной стадии геосинклинального этапа в трогах эвгеосинклиналей и в платформенный этап в рифтовых зонах. На этой стадии формируются месторождения хромитов, осмия и иридия, связанные с перидотитовой магмой, титано-магнетитов, платины, палладия и ванадия, связанные с габбровой магмой, железа и меди, связанные с плагиогранитной магмой, и колчеданные месторождения, сульфидов железа, меди и цинка, связанные с вулканогенной субмаринной спилито-кератофировой формацией (В.И.Смирнов, 1969).

Поднятие подкоровых ювенильных магм происходило по зонам разломов, относящихся, вероятно, к нижним слоям земной коры или верхней мантии Земли.

Доказательством ювенильного происхождения рудных материалов являются изотопы серы сульфидных месторождений, расположенных среди вулканогенных пород. Сульфиды большинства колчеданных месторождений имеют диапазон вариаций, приближающийся к метеоритному стандарту, и характеризуются повышенным количеством тяжелого изотопа серы (20, 20 до 21,80 S^{32}/S^{34}) за пределами области биогенной серы. Эти многочисленные данные разных авторов сведены и обобщены В.И.Смирновым (1969).

Кроме того, титано-магнетитовые месторождения всегда располагаются среди пород габбровой формации. Нередко они простираются на многие километры и содержат различные по размерам скопления вкрапленных или прожилковых руд, сложенных магнетитом и ильменитом. В качестве примера можно привести титано-магнетитовые месторождения Урала (Куса, Качканарское и др.). Эти месторождения об-

разовались вследствие отделения из основных габброидных магм и кристаллизации рудного флюида в межзерновых пространствах или трещинных зонах в габбровых массивах.

Медные, медно-никелевые или медно-цинковые месторождения в подавляющем большинстве залегают среди пород спилито-кератофировой формации или вулканогенно-осадочных пород. Материал этих месторождений, как видно по изотопным данным, связан с магмой и поэтому в большинстве случаев он представлен вкрапленниками в вулканических породах. При наложенном метаморфизме, как это показал А.Н.Заварицкий (1950), происходило отделение рудного вещества от породы, некоторое его перемещение и образование залежей согласного и секущего характера. В качестве примера можно указать на Уральский медно-колчеданный пояс с его многочисленными месторождениями, медный пояс Сингбум в Индии, медный пояс Северной Родезии, Канады и т.д.

В геолого-структурном отношении указанные районы, зоны или пояса относятся к разряду глубинных разломов, по которым поднимались ювенильные основные магмы. Такие зоны обычно простираются на сотни и даже тысячи километров с более или менее однотипным составом пород и рудных месторождений.

К ювенильным следует также отнести и рудные растворы, образующиеся при вулканических извержениях. В этих случаях, как указывает В.Н.Котляр (1968), воды имеют явно смешанное происхождение - вадозовое и вулканическое, однако насыщение растворов минеральными веществами принадлежит действию вулканических аппаратов. Действию этих растворов обязано образование большой группы вулканогенных гидротермальных месторождений.

Приведенные геологические и изотопные данные дают основание рассматривать связь источников эндогенного рудообразования с подкоровыми процессами.

Подкорковые рудоносные флюиды. Геологические и физико-химические материалы, полученные при изучении месторождений, дают основание говорить о генетической связи рудного материала с подкоровыми рудоносными флюидами или их производными при метаморфизме пород.

Изучение закономерности размещения выявленных месторождений позволило установить, в частности, поясовое или точнее линейное размещение многих месторождений. В пределах этих линейных зон размещаются однотипные и близкого возраста месторождения, простирающиеся прерывистой цепочкой на многие сотни и даже тысячи километров. К таким зонам относятся Тихоокеанский пояс, Серебряный пояс Северной Америки, Европейский пояс докембрийских месторождений и др.

Так, например, серебряный пояс Америки в пределах Мексики простирается более чем на две тысячи километров - от границы США на севере до Вулканических гор на юге, расположенных на границе с Гватемалой. Он представлен системой разломов в толще глинистых сланцев, известняков и вулканических пород, слагающих восточное крыло Западной Сьерра-Мадре. На всем протяжении пояса наблюдается отчетливое зональное размещение месторождений различных металлов. Самые северные месторождения в штате Чиуауа (Санта-Евлалия, Найка и др.) являются свинцово-цинковыми с подчиненным количеством серебра. Южнее, в месторождениях района Параля (Санта-Барбара, Ла-Приета и др.), количество цинка уменьшается, а его место как бы занимает медь. На месторождениях средних штатов Мексики (Дуранго и Сакатекас) преимущественно развиты свинец и серебро. Еще южнее, на месторождениях штатов Гуанохуато, Куэрновака и Пуэбло, господствует серебро и золото.

Такую зональность, представленную постепенной сменой одной геохимической зоны другой, растянутую на тысячи километров и связанную с системой разломов глубокого заложения, невозможно объяснить последовательным внедрением магм или пульсационной деятельностью одного магматического очага, физико-химическими свойствами вмещающих пород, изменением теплового режима постмагматического процесса или другими причинами постмагматической деятельности интрузий.

Наиболее вероятно, что образование месторождений Серебряного пояса связано с подъемом рудоносных термальных флюидов из подкоровых глубин земной коры в виде мощного фронта по зоне разломов глубокого заложения независимо от магматической деятельности. Состав этих флюидов мог со временем меняться вследствие взаимодействия с боковыми породами, смешения с вадозовыми водами, потерей термодинамического потенциала растворов и многих других причин.

Такие месторождения, образованные непосредственно под влиянием внемагматических гипогенных флюидов, мы относим к группе эндогидрогенных (Белевцев, 1969).

Эндогидрогенные месторождения приурочиваются к зонам глубинных разломов земной коры и нередко образуют рудные пояса большой протяженности. Эндогидрогенные месторождения могут образовываться как на большой глубине (10–15 км) непосредственно при разложении рудоносных флюидов, так и на средних (5–6 км) и малых (1–2 км) глубинах в пределах относительно узкой зоны разлома (рисунок).

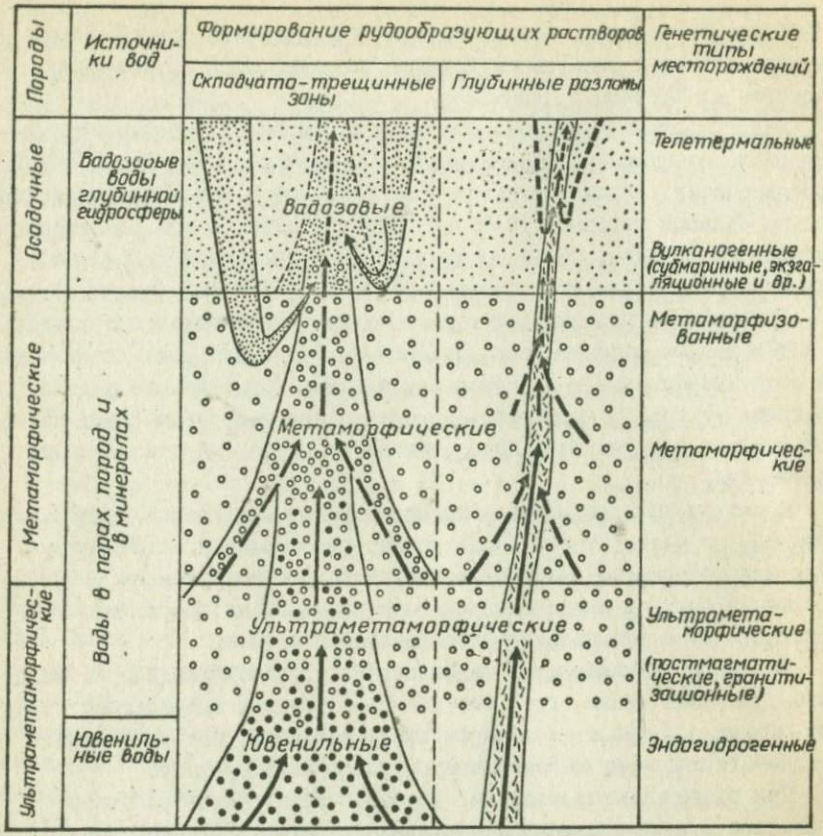
Естественно полагать, что по пути движения ювенильные флюиды, а затем водные растворы при определенных условиях могли смешиваться с метаморфическими и вадозовыми водами, заимствовать рудный материал из пород и приводить к образованию гидротермальных месторождений, в которых источники рудного вещества будут полигенные (смешанные).

Кроме рудных растворов, непосредственно являющихся рудообразующими, не вызывает сомнения также существование метаморфизующих или трансмагматических растворов по Д.С.Коржинскому (1967). Последние явились не только основным фактором метаморфизма, но и причиной метаморфогенного рудообразования.

Потоки поднимающихся флюидов в этом случае проходили по складчато-трещинным зонам, где, смешиваясь с водами, выделяемыми из пород, могли образовать метаморфические растворы, которые привели к динамотермальному метаморфизму и ультраметаморфизму.

При благоприятных условиях формировались рудные растворы, приведшие к рудоотложению и образованию метаморфогенной группы месторождений. В самых верхних частях земной коры эти рудные растворы могли смешиваться с вадозовыми водами и становиться причиной образования телетермальных месторождений с полигенными источниками.

Огромные поля развития метаморфизма и ультраметаморфизма пород, связанное с ними рудообразование в пределах докембрийских щитов и масштабы развития метаморфических и ультраметаморфических образований поистине грандиозны. В качестве примера укажем на Украинский щит, представляющий собой относительно небольшую часть кристаллического основания Русской платформы. Он имеет ширину 300–400 км, длину около 1000 км и мощность около 30–35 км. Объем метаморфических пород достигает 10 млн.км^3, составлен на 90% из



Принципиальная схема эндогенного рудообразования.

метаморфических пород, образовавшихся из вулканогенных и осадочных. Если допустить перемещения рудогенных элементов при метаморфизме пород этого объема равное одному проценту, то оно составит величину 200–250 млрд.т.

Среди метаморфических пород Украинского щита находятся крупнейшие в мире железорудные месторождения, а также месторождения

цветных и редких металлов, образовавшиеся в большинстве случаев благодаря метаморфической концентрации металлов первично-осадочно-вулканогенного происхождения.

Вероятно, процессы образования метаморфических пород и месторождений, которые приводили к перемещению многих миллиардов тонн нерудных и рудных компонентов, были грандиозны. Такое преобразование пород и рудообразование невозможно объяснить локальными процессами, так как метаморфизм развит на сотни и тысячи километров и охватывает все породы на всю толщу земной коры. Наиболее вероятны ювенильные источники тепловой энергии и флюидов, о богатых Na и K, приведших целые континенты осадочных и вулканогенных пород к метаморфизму и к образованию рудных месторождений.

Ювенильные флюиды, которые могли непосредственно привести к образованию гидрогенных месторождений или явиться причиной метаморфизма и формирования метаморфогенных месторождений, вероятно, поднимались из нижних частей земной коры или верхней мантии Земли по зонам глубинных разломов в подвижных областях земной коры. Эти флюиды принимаются носителями тепла, вызвавшего метаморфизм пород. Именно они транспортировали большие массы щелочных элементов (Na и K), явившихся химическими агентами метаморфизма, гранитизации, дебазификации и щелочного метасоматоза. Они выделяются из зон базальтового или перидотитового состава. По мере подъема в связи с охлаждением в области сверхкритических температур степень диссоциации сильных кислот возрастает и растворы становятся способными не только к магматическому замещению, но и к дебазификации исходных пород. Ювенильное происхождение вод подтверждают следующие факторы.

I. Относительно высокое содержание изотопа O^{18} в водах фумарольных возгонов вулканов Авача на Камчатке, Эбеко на острове Парамушир (Курильская гряда), гейзеров Иеллоустонского парка в США и др. Около 5-I0% всех геотермальных источников, известных на Земле, имеют высокое содержание изотопа O^{18} и, по-видимому, в значительной мере формировались ювенильными водами.

2. В зонах активизации платформ встречены рудообразующие минералы, в которых определены высокие давления (5-6 тыс.атм) гомогенизации. Они определены по наличию углекислоты в газово-жидких включениях и отвечают глубине образования, равной I5-20 тыс.м. Однако температура образования этих минералов (300-400°С) не отвечает глубине минерализации зон, особенно если учи-

тывать геотермический градиент подвижных зон (10–15 м), которые будут находиться в пределах 3–5 тыс.м. Такое несоответствие давления и температуры свидетельствует, вероятно, о передаче высокого давления растворами из больших глубин, на которых формировались растворы, и относительно низких температур кристаллизации минералов, отвечающих глубине рудообразования.

3. Термодинамические расчеты Э.Б.Чекалюка (1968) позволяют экстраполировать данные растворимости воды в силикатах до глубин верхней мантии Земли, где должна находиться точка инверсии, ниже которой растворимость воды в силикатах с ростом давления должна понижаться. Эти расчеты, основанные на установленной экспериментально (Хитаров, 1967) и теоретически ограниченной растворимости воды в силикатном расплаве в зависимости от давления, дают основание полагать, что ниже 110 км из силикатного расплава, содержащего 6% растворенной воды, происходит ретроградное выделение воды. При меньшем содержании воды в расплаве точка ретроградного насыщения опустится ниже. Повышение температуры также влияет на опускание точки ретроградного насыщения. Это позволило Э.Б.Чекалюку сделать вывод о существовании в среде мантии "разгазированного" вещества на глубине ниже 100 км. Оно совпадает с сейсмическими данными В.А.Магницкого (1965) о существовании "размягченного слоя" в мантии в пределах глубин 100–200 км, имеющего состояние, близкое к расплавленному. По-видимому, это и есть слой ретроградно "разгазированного" вещества мантии, найденного теоретическими расчетами Э.Б.Чекалюка.

Сказанное дает основание полагать выделение летучих, в том числе и воды, из зоны "размягченного слоя" мантии и поднятие их при благоприятных условиях в земную кору.

Приведенные выше данные как геологического, так и физико-химического характера, дают основание рассматривать связь источников эндогенного рудообразования с глубинными процессами Земли.

Источниками рудообразующих минералов гидрогенных и в значительной степени метаморфогенных месторождений являются глубинные минерализованные газо-водные флюиды, поднимающиеся из верхних частей мантии как продукт продолжающейся дифференциации вещества Земли. Конкретное определение механизма образования и причин миграции флюидов пока вызывает большие затруднения. Можно лишь указать, что в область подвижных зон они поступают в средние и конечные стадии геосинклинального развития подвижных зон.

Постмагматические растворы. Гранитизация осадочных и вулканогенных пород и образование гранитоидных магм происходит как процесс магматического замещения (Коржинский, 1967) или вследствие полигенного выплавления (Судовиков, 1964; Ферхуген, 1961 и др.) и приводит к выделению постмагматических (плутономагматических) гидротермальных растворов. Последние должны существенно отличаться по составу и локальности распространения, а также по воздействию на породы от растворов трансмагматических или собственно ювенильных прежде всего участием вод гранитизируемых осадочных и вулканогенных пород.

Экспериментальные работы Н.И.Хитарова (1967) показали, что растворимость воды в силикатном расплаве зависит от давления и температуры. По данным автора, содержание воды в расплаве достигает 14% при давлении 9 кбар и температуре 1200°С, и в большей степени зависит от давления.

В связи с этим в начальные периоды развития магматического очага вместе с высокими давлениями в расплаве удерживались большие количества воды. Однако, учитывая нестабильное (мигрирующее) состояние области расплавления, количество воды в расплаве будет меняться в значительных пределах.

При кристаллизации расплава, происходящей при понижении температуры и давления, должны были высвобождаться значительные массы воды, насыщенные летучими компонентами и рудогенными элементами, не вошедшими в минералы магматической кристаллизации или замещения.

Как показали У.С.Файф и Ф.Дж.Тернер (1962), плавление пород при региональном метаморфизме сопровождается сохранением флюидного давления, что указывает на растворение воды в расплаве и удержание ее до конца кристаллизации. Однако, надо полагать, что с окончанием кристаллизации расплава все остаточные воды, создававшие флюидное давление, в связи с падением давления должны отделиться от твердой фазы и получить самостоятельное перемещение как постмагматические растворы.

Если основной причиной образования расплавов и магматического замещения являются трансмагматические термальные флюиды (Д.С.Коржинский, 1967), то постмагматические растворы будут иметь сложный состав и сложное происхождение. С одной стороны, это будут остаточные трансмагматические растворы, измененные вследствие потери части компонентов при кристаллизации, с другой, - это смешанные раст-

воры, образовавшиеся вследствие добавления растворов, заимствованных из пород при их ассимиляции. Так как образование мигматитов и гранитов происходит в результате частичного или полного расплавления исходного материала, то постмагматические растворы унаследуют геохимические особенности пород и внутрипоровых растворов и будут иметь ассимиляционный характер. Тогда постмагматические растворы будут обогащены элементами вмещающих пород, за счет которых образовались расплавы полигенного происхождения.

Постмагматические растворы отличаются преобладанием в начальные периоды кислотных компонентов и закономерной заменой их основными компонентами, что нередко проявляется в зональном образовании постмагматических минеральных парагенезисов. Геологических примеров зонального размещения месторождений вокруг "материнского" магматического очага в литературе по рудным месторождениям можно найти много. Правда, они в большинстве своем выглядят не убедительно, так как опираются больше на территориальные особенности размещения месторождений или на другие весьма общие признаки, не раскрывающие генетической связи месторождений с магматическими процессами.

Таким образом, эта связь более сложная и зависит от многих причин, прежде всего от состава и геохимических особенностей исходных (ассимилируемых) пород, наличия и состава ювенильных растворов и внемагматического обогащения растворов рудогенными компонентами.

С термодинамических позиций эти постмагматические растворы являются высокотермальными и обладают значительным давлением газообразных составляющих, вследствие чего они характеризуются высокой проницаемостью и способностью экстрагировать различные химические компоненты, в том числе и металлы из пород, через которые они фильтровались.

Постмагматические месторождения, являются послегранитизационными или ультраметаморфическими. Состав и размещение этих месторождений зависит от пород, среди которых проявились эти очаги расплавления.

Метаморфические растворы. Прогрессивный динамотермальный метаморфизм является процессом дегидратации пород. Развитие метаморфизма от низких ступеней к высоким состояло в относительном уменьшении количества минералов, содержащих воду.

При метаморфизме пород выделяются следующие воды: а) не связанная, находящаяся в поровых пространствах метаморфизуемых пород; б) связанная (гидроксильная) в минералах, гидратах (гидрогетит, глинистые минералы, гетит, хлориты и др.).

Воды поровых пространств осадочных пород по формам связи подразделяются на: а) капиллярную (свободную), удерживающуюся в порах благодаря натяжению менисков и не связанную с уровнем грунтовых вод; б) гигроскопическую (адсорбированную) - физически связанную пленочную воду, которая удерживается на частицах породы с огромной силой.

Воды поровых пространств, по данным Н.М.Страхова (1952), А.И.Германова (1953), Л.В.Пустовалова (1940) и др., содержатся в осадочных породах и больших количествах, достигающих 360 л в 1 $м^3$ породы. Эти воды покидают породы при низких ступенях метаморфизма при подогреве породы, едва достигающего 105-110°С.

Воды, связанные в минералах - гидратах, разделяются на две группы: конституционную или гидроксильную, которая участвует в молекулярном строении. При этом Н и ОН могут быть выделены при полном разрушении решетки минералов; кристаллизационную, когда Н и О входят в решетку в виде молекулы Н и H_2O. Осадочные породы содержат главным образом не связанную воду до 15 - 20% своего объема.

Многие аутигенные минералы содержат большое количество связанной воды: нонтронит, бейделит и монтмориллонит - более 13%; каолинит - 13,96%; гиббеит - более 34%; вермикулит - более 19,96%, и др.

Поровая вода выделится из пород при начальном метаморфизме и пойдет на образование метаморфических гидротермальных растворов.

Гидроксильная вода выделяется при температуре свыше 300°С, а в некоторых случаях при очень высокой температуре, отвечающей самым высоким ступеням метаморфизма. Диаспор теряет воду при 550°С, каолинит - при 400-525, брусит - при 400-500°С, хлориты - при разных температурах до 600 - 800°С (Ферхуген, 1961), монтмориллонит - при 500 - 800°С и гидрослюд - при 300 - 600°С.

Гидроксильная вода существенно отличается от поровой воды высокой способностью к растворению. Объясняется это, во-первых, интенсивным перепадом физических свойств гидроксильной воды до выделения ее из кристаллической решетки минералов и после него; а, во-вторых, высокой температурой процесса, так как гидроксиль-

ная вода выделяется в области близкритической или подкритической для воды. По этим причинам гидроксильная вода на пути своего движения будет интенсивно растворять различные элементы до тех пор, пока не достигнет равновесия с окружающей средой (Блох, 1969).

Породы фации зеленых сланцев содержат около 3-5% воды, амфиболитовой - 0,7 - 1,0%, а гранулиты - 0,35%. А.А.Сауков (1960), исходя из потери примерно 4% воды породами при метаморфизме, подсчитал, что 1 км^3 осадков высвободит около 100 млн.т воды, не считая больших ее масс, высвобождаемых в процессе диагенеза и литофикации.

Одним из реальных источников воды является метаморфизм осадочных пород, содержащих органическое вещество. По мере усиления метаморфизма происходит нарастание степени карбонатизации и уничтожение реакционноспособных функциональных углеводородных групп. При этом идет высвобождение водорода, азота, серы и кислорода, образующих новые соединения - воду, сероводород, аммиак и углекислый газ. Подсчеты В.А.Нарсеева, А.А.Куденко и Е.А.Барикова (1963) показали, что при окислении одной тонны органического углерода может образоваться 1,5 - 4 т воды.

Таким образом, источником метаморфогенных растворов были осадочные и вулканогенные породы, подвергшиеся метаморфизму. Они выделялись на всех стадиях прогрессивного метаморфизма за счет высвобождения свободной и связанной воды в различных минералах.

Поверхностные или вадозовые воды. Значительным источником рудных растворов при эндогенном рудообразовании были вадозовые воды - инфильтрационные или реликтовые воды подземной гидросферы. Фактическим материалом, свидетельствующим о термальных водах вадозового происхождения, являются многочисленные выходы на поверхность Земли гидротермальных вод и паров, имеющих изотопный состав кислорода, отвечающий атмосферным водам. Многочисленные выходы горячих вод приурочены к полям и поясам тепловых аномалий земного шара. К таким районам в настоящее время относятся: Грейт Рифт-Валли (в Африке), проходящий через Эфиопию, Кению, Уганду, Танзанию и Восточное Конго, прибрежная горная цепь Северной и Южной Америки, захватывающая Йеллоустонский парк в Байсминге, знаменитый своими гейзерами, Камчатская зона, проходящая через Курильские острова, Японию, Филиппинские острова, Индонезию до Новой Зеландии, зона Исландии и Азорских островов в Атлантике; Гавайи и Фиджи в Тихом Океане, а также отдельные

участки, такие как Рудные горы (Чехословакия), Лардерелло в Италии и др.

Приведенные многочисленные исследования геотермальных вод и паров воды, поднимающихся из глубин земли, показали, что 90-95% их имеют характерное для вадозовых вод отношение легкого и тяжелого кислорода ($O^{16}:O^{18}$).

Интересные данные об изотопном составе кислорода приводит А.Е.Бабинец (1967) для некоторых разновидностей природных вод. Воды термальных источников - Главного Шпруделя, Карловых Вар, кратера Эбеко, гейзера Великан на Камчатке и др. очень близки по изотопному составу кислорода (O^{18}) с водами сибирских рек (Амура, Енисея) и оз.Байкал. Эти данные указывают, что формирование этих термальных источников происходило за счет нисходящего проникновения поверхностных вод. Инфильтрационные воды глубинной циркуляции формировались 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 и их комплексов.

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.

Воды вадозового происхождения в области подземной гидросферы могут образовать минерализованные захороненные воды усыхающих бассейно-эвапоритов. По мнению шотландского ученого Ч.Девидсона (В.Смирнов, 1968), захороненные подземные воды сильно минерализованы и находятся в равновесии с окружающей средой. В случаях, когда захороненные воды подвергаются подогреву или тектоническим дислокациям, они приобретают агрессивный характер и могут производить мобилизацию (растворение), перенос и отложение рудогенных элементов на путях их глубинной циркуляции. В качестве подтверждения такого действия захороненных минерализованных вод автор приводит: а) обнаруженные рассолы в Калифорнии, у Красного моря и на п-ове Челекен, которые отлагают в обсадных трубах скважин металлы в виде сульфидов; б) сходный состав газово-жидких включений в минералах с эвапоритами; в) сходный состав изотопов серы эвапоритов и рудообразующих сульфидов; г) древний возраст

свинца в руде, отвечающий возрасту древних толщ пород, по которым циркулировали эвапориты (захороненные растворы).

Термальные месторождения, характеризующиеся низкими температурами образования, устойчивой однотипной минерализацией, большими размерами преимущественно пластовых залежей, вероятнее всего, образовались водами подземной циркуляции вадозового происхождения. Сейчас появляется все больше данных низкотемпературного образования месторождений жильного типа, где роль гидротермальных растворов выполняли, по-видимому, напорные пластовые воды, поднимающиеся к поверхности по благоприятным горизонтам пород. Примером этого могут быть урановые месторождения Саксонии, где температура образования находится в пределах 90-120°, а минеральные парагенезисы и состав растворов в пузырьках минералов отвечают вещественному составу вмещающих пород.

Источники металлов рудообразующих растворов

Рудогенные элементы растворов имеют также различное (полигенное) происхождение. В одних случаях рудогенные элементы попадают в растворы при их образовании и могут называться первичными, тогда как другие приобретаются при фильтрации растворов через породы и могут быть названы вторичными.

С точки зрения физической химии первичные рудогенные элементы находились в равновесии с растворами при образовании последних. Они обладали высокими теплоемкостями соединений и высокой кинетической энергией. Постмагматические растворы обогащались элементами, не вошедшими в кристаллические решетки минералов даже самых последних стадий кристаллизации, находились в подвижном состоянии и образовывали ионные растворы. При ультраметаморфизме воды ассимилированных (частично переплавленных) первичных пород, вероятно, обладали растворенными в них рудогенными элементами или они их приобретали в процессе перекристаллизации и магматического замещения породы. Для постмагматических и постультраметаморфических растворов характерны такие металлы, как *Sn, W, Zn, Pb, U* и многие другие. Ювенильные растворы, поднимавшиеся из подкоровых глубин, несли растворенные вещества. Как указывает В.И.Смирнов (1968), ювенильные растворы, связанные с подкоровой базальтовой магмой, выносили сидерофильные элементы (*Fe, Mn, V, Ti, Cr, Cu и Zn*), о чем свидетельствует состав месторождений, образованных в ранние стадии геосинклинального

цикла развития (скарновые, колчеданные и др. месторождения). Ювенильные растворы, связанные с процессами в мантии Земли, богатые *Na* и K, очевидно, будут приносить литофильные и халькофильные элементы, способные образовывать легкорастворимые комплексные щелочно-карбонатные ионы.

Метаморфические воды при своем образовании также содержали рудогенные элементы, о чем можно судить по многим характерным металлам метаморфогенных месторождений (*Fe*, *Cu*, *Th*, *U*), составляющих геохимическую особенность первичных метаморфизуемых пород. Потоки термальных растворов явились носителями комплекса элементов, заимствованных из пород при перекристаллизации, растворении или частичном переплавлении их в условиях метаморфизма и ультраметаморфизма.

Исходные осадочные и вулканогенные породы, подвергшиеся метаморфизму, содержали различные металлы, иногда в значительных количестаах, во много раз превышающих кларковые значения.

По данным Н.М.Страхова (1960), среди осадочных пород имеют довольно широкое распространение микрорудные фации, к которым он относит породы, содержащие значительные накопления металлов (медистые песчаники, рассеянные руды свинца, цинка, урана, золота и других элементов). Микрорудные фации образовались вследствие эмбриональных форм рудоотложения. Они встречаются неравненно чаще, чем макрорудные фации и концентрируют в себе большие массы рудного компонента. Так, сланцы криворожской свиты имеют повышенные фоновые (средние) содержания *Ti*, *V*, *Co*, *Cu* и *Ag*, в 3 - 4 раза, а в отдельных местах в 10 - 15 раз превышающие кларковые значения осадочных пород. В песчано-конгломератовых толщах протерозоя почти повсеместно отмечаются повышенные содержания *Cr*, *Cu*, *Au*, *Pb* и V, а для вулканогенных образований протерозоя характерно накопление *Ti*, *V*, *Co*, *Cu* в несколько раз больше кларковых значений.

Геологические наблюдения и экспериментальные данные свидетельствуют об интенсивной мобилизации металлов растворами из метаморфизуемых осадочных и вулканогенных пород. Воды поровых пространств, покидающие породы на первых ступенях метаморфизма при относительно низких температурах, экстрагируют значительную часть рудных компонентов, находящихся в легкорастворимых соединениях и обладающих низкими свойствами теплоемкости.

Выделение из пород гидроксильной воды при высоких температурах сопровождалось разрушением кристаллических решеток минералов-гидратов, что вызывало растворение и вынос в первую очередь элементов примесей, размещенных на участках дислокации кристаллов.

Если в осадочных породах металлы находились в виде обломков или аутигенных минералов, то в метаморфических породах они в подавляющем большинстве своем находятся в виде изоморфных примесей в кристаллических решетках темноцветных минералов (хлорите, биотите, амфиболе, пироксене), а часть их образует самостоятельные минералы - окислы, силикаты и сульфиды.

Простые расчеты показывают, что в одном кубическом километре породы может содержаться свыше десяти миллионов тонн рассеянных металлов, а, например, одного из металлов (*Cu* , *Cr*, *Ni*), содержащегося в породе 0,01%, будет около миллиона тонн. Учитывая большие объемы осадочных и вулканогенных пород, участвующих в метаморфических процессах, не трудно убедиться в том, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемыми источниками для образования метаморфических - гидротермальных месторождений.

Многие рудные месторождения, размещенные среди кристаллических сланцев или других метаморфических пород, сформировались за счет мобилизации рудных компонентов из вмещающих толщ метаморфическими термальными растворами. Такие месторождения обычно приурочены к определенной толще пород, которая имеет в своем составе повышенное (изначально) содержание рудных элементов.

В качестве примера может быть приведено поясовое расположение медно-колчеданных, титано-магнетитовых и урановых месторождений в Сингбумском рудном районе Индии, где они приурочены к различным литолого-структурным полосам. Примерами могут служить также апатито-флогопитовые жилы, приуроченные к серии поперечных трещин в пироксено-амфиболовых гнейсах месторождений Слюдянки, медно-колчеданные складчато-жильные залежи среди метаморфизованных эффузивов на Урале, Кольском п-ве и т.д.

Вторичное обогащение растворов рудогенными элементами происходило после их образования в период фильтрации, через различные породы - микрорудные фации.

Мобилизация рудогенных компонентов состояла в экстракции металлов из пород вследствие химического растворения различных соединений, содержащих металлы. Физико-химическая сторона этого

процесса выражена неравновесным отношением растворов и пород в условиях меняющихся температур, давления и состава растворов.

Экспериментальные работы, проведенные в Институте геологических наук АН УССР, показали, что суммарный вынос металлов из метаморфических пород кислыми растворами при температуре 200°С и давлении 300 атм за 100 ч равен 40% первоначального содержания. Экстракция металлов из осадочных пород идет еще более интенсивно и при тех же условиях достигает 70-80%. Обогащение растворов рудогенными элементами при фильтрации через породы зависит от многих условий: а) наличия продолжительного потока растворов через породы с более или менее стабильным составом металлов; б) наличия в породах микрорудных фаций с достаточным количеством металлов; в) состава растворов, температуры и давления, которые должны благоприятствовать растворению металлов и образованию устойчивых комплексных ионов.

Вторичное обогащение растворов рудогенными элементами во многом определяет специализацию рудного процесса, отвечающего геохимическим особенностям вмещающих пород.

Как видно из приведенного, вода и металлы, составляющие рудообразующие растворы, имеют полигенное происхождение и это оказывает решающее влияние на образование и размещение эндогенных рудных месторождений.

Проведенное рассмотрение вопроса об источниках вещества и рудообразующих растворов дает основание наметить три типа источников рудообразования: 1) рудоносные подкоровые магмы и связанный с ними вынос рудного материала; 2) подкоровые рудоносные флюиды; 3) вмещающие породы и поровые и гидроксильные воды.

1. С базальтоидными рудоносными магмами генетически связано образование позднемагматических месторождений (Ti, Fe, V, Pt), а также колчеданных месторождений, связанных с вулканической деятельностью субмаринных спилито-кератофировых формаций (Смирнов, 1969). В.Н.Котляр (1968) и др. связывают с этим же источником образование большой группы вулканогенных рудных месторождений, для которых рудообразующие растворы имели смешанное происхождение - вадозовое и вулканическое. К вадозовому относятся главным образом воды, тогда как насыщение их минеральными веществами принадлежит действию вулканических аппаратов.

2. Поднимающиеся из подкоровых глубин потоки термальных флюидов несли большие количества рудогенных компонентов, а не-

которую часть их они могли заимствовать из пород, по которым проникали в верхние горизонты земной коры. При благоприятных условиях под влиянием гипогенных флюидов непосредственно образовались рудные месторождения, которые названы эндогидрогенными (глубинногидрогенными) или ювенильногидрогенными (Белевцев, 1969). Эндогидрогенные месторождения приурочены к глубинным разломам земной коры и нередко образуют рудные пояса большого протяжения (Тихоокеанский, Серебряный пояс Америки, Европейский железорудный, Уральский и др.).

3. В других случаях потоки поднимающихся термальных флюидов вызывали метаморфизм и гранитизацию пород. При этом они смешиваются с метаморфическими, ультраметаморфическими (постмагматическими) и водами глубинной циркуляции и могли обогащаться металлическими компонентами метаморфизуемых пород. При благоприятных условиях создавались рудные растворы, определившие накопление месторождений. Рудообразование, вызванное такими растворами, следует называть метаморфогенным. Оно характерно для древних подвижных зон кристаллических щитов и зон активизации древних платформ.

В частных случаях реоморфизма магматического очага в осадочные или метаморфические породы могут возникнуть благоприятные условия для выделения рудообразующих растворов и образования постмагматических месторождений. И в этом случае огромную роль в накоплении металлов могли иметь вмещающие породы. Глубинная циркуляция вадозовых вод в проницаемых зонах с повышенными потоками тепла могла привести к перемещению и концентрации больших масс различных металлов. Такие месторождения в настоящее время выделяются под названием телетермальных, в понимание которых нередко вкладывается различный смысл.

Совершенно очевидно смешение глубинных, метаморфических, вулканических и вадозовых вод и образование месторождений такими комплексными водами, имеющими не менее сложное происхождение металлов.

Выделение генетических типов эндогенных месторождений на основе выяснения их связи с вулканическими процессами, зонами подъема рудоносных флюидов, с метаморфизмом и метаморфическими фациями, а также глубинной циркуляцией вадозовых вод позволит более эффективно прогнозировать промышленное оруденение.

Литература

Бабинец А.Е. Результаты изучения содержания O^{18} в некоторых генетических разностях природных вод. "Наукова думка", К., 1967.

Белевцев Я.Н. Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. "Наукова думка", К., 1966.

Белевцев Я.Н. Главнейшие проблемы эндогенного рудообразования. - Геол. журн., 1969, 2.

Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования . - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1953.

Билибин Ю.А. Избранные труды, т.I. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Блох А.М. О рудообразующей роли гидроксильной воды. - Изв. АН СССР, 1969, 11.

Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, 11.

Волъфсон Ф.И. Геология гидротермальных урановых месторождений. "Наука", М., 1966.

Германов А.И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, 6.

Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. ИЛ, М., 1946.

Домарев Д.С. О метаморфогенном рудообразовании. - Сов. геол., 1967, 4.

Заварицкий А.Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях. - В кн.: Колчеданные месторождения Урала. Изд-во АН СССР, М., 1950.

Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторожжений. "Недра", М., 1968.

Коржинский Д.С. Режим кислотности и щелочно-металъности трансмагматических растворов. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. "Наука", М., 1967.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. "Недра", М., 1965.

Нарсеев В.А., Куденко А.А. О возможном механизме образования парагидротерм при метаморфизме. "Наукова думка", К., 1969.

Овчинников Л.Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. "Недра", М., 1968.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.

Сауков А.А. Труды Института рудных месторождений. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Смирнов В.И. О симпозиуме по проблемам рудообразования. - Рудные месторождения, 1968, 5.

Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, 3.

Смирнов С.С. Избранные труды. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т.I и II. Изд-во АН СССР, М., 1960, 1962.

Тугаринов А.Н., Змеенкова А.В. Об источниках рудного вещества при эндогенном рудообразовании. - Сов.геол. 1960, 4.

Федорчук В.П. Телетермальные месторождения.-В кн.: Генезис эндогеннх рудных месторождений. Изд-во "Недра", М., 1968.

Файф У., Тернер Ф. и др. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, М., 1962.

Хитаров Н.И. и др. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. - Геохимия, 1967, 11.

Чекалюк Э.Б. Роль ретроградной растворимости в процессах аккумуляции и миграции глубинных флюидов. - Геол.журн. 1968, I.

Я.Н.Белевцев

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

За последнее десятилетие значительно возрос интерес геологов к метаморфогенному рудообразованию, что объясняется закономерным развитием теории рудообразования на базе новых геологических и экспериментальных данных.

Месторождения метаморфогенного происхождения в настоящее время встречены на всех щитах мира. К ним относятся крупнейшие месторождения железа с многомиллиардными запасами на Канадском, Бразильском, Балтийском, Индийском и Украинском щитах, а в последние годы открыты крупные месторождения железа на Западно-Австралийском щите. Более 70% мировых запасов железа, около 63% запасов марганца, более 60% меди, 65% урана и много других металлов приурочено к щитам. Большая часть их мировой добычи связана с месторождениями метаморфогенного происхождения.

Понятие о метаморфогенном рудообразовании введено в науку в прошлом столетии (Ляйяль, 1854), однако многие исследователи вкладывали в него различное содержание. Чаще всего под ним понимали группу осадочно-метаморфических месторождений (мраморы, графиты, железистые сланцы и др.). В последнюю четверть века всестороннее изучение кристаллических пород щитов привело все к большему выявлению рудных месторождений, образование которых так или иначе связывается с метаморфизмом первичных эквивалентов – осадочных и вулканогенных пород, слагающих щиты и древние платформы (Бенерджи, 1964; Вертушков, 1960; Буряк, 1964; Рамдор, 1953; Адреатта, 1954; Гвимарасс, 1948; Сулливан, 1957; Домарев, 1954, 1956, 1964, 1967, и др.).

Исследование процессов регионального динамотермального мета-

морфизма и ультраметаморфизма показало широкую миграцию рудогенных элементов и возникновение условий для их концентрации, приводящих к образованию рудных месторождений.

Изучение многих месторождений, расположенных среди метаморфических и гранитизированных пород щитов, дало возможность увидеть такие особенности их, которые нельзя объяснить принятыми представлениями о плутоно-гидротермальном генезисе. Это – тождество минеральных парагенезисов руд и вмещающих пород, геохимическое родство вмещающих пород и рудных месторождений, приуроченность месторождений к складчатым структурам, независимость развития месторождений от интрузивных массивов в пространстве и во времени и многое другое, что выделяет эти месторождения в самостоятельную группу, связанную с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма. В СССР накоплен обширный материал по изучению украинских железорудных месторождений джеспилитовой формации; медно-никелевых руд Кольского полуострова, золото-сульфидных – Казахстана и Байкальской зоны, касситерито-сульфидных – Приморья, золото-рудной минерализации Алтая, хрусталеносных и слюдяных жил Прибайкалья, Урала, Алдана, оловянных месторождений в Приморье, ниобиево-редкометальных на Таймыре, урановых месторождений в докембрийских щитах и др. Все эти месторождения отнесены к группе метаморфогенных. Этот термин получает иное, более широкое, чем раньше, смысловое содержание и объединяет большую группу месторождений, имеющих разностороннюю связь с метаморфизмом и ультраметаморфизмом кристаллического основания щитов и древних платформ мира.

В последние годы очень многие геологи в нашей стране и за рубежом на основании изучения различных месторождений, размещенных среди метаморфических пород, приходят к выводу об их метаморфогенном образовании либо о существенном изменении месторождений при воздействии метаморфизма или ультраметаморфизма. Так, А.Бенерджи обосновал метаморфогенное образование медных месторождений Мосабани в Сингбумском районе Индии; Г.И.Вертушков (1960) доказал вынос железа из зон гранитизации железистых пород и концентрацию его в благоприятных зонах; В.А.Буряк (1964, 1969) обосновал метаморфогенное образование золото-сульфидных месторождений Ленского района; Е.К.Козлов (1961) и В.Н.Макаров (1969) показали метаморфогенное образование Печенгского медно-никелевого месторождения; Т.В.Билибина и В.К.Титов (1969) доказали метамор-

фогенное образование кварц-гиперстен-магнетитовых руд Алдана; Б.Я.Хорева (1969), изучая складчатый региональный динамо-геотермический метаморфизм и послескладчатый плутонический прогрессивный метаморфизм, показала роль этих процессов в образовании золоторудных месторождений Мурун-Тау (центральный Кызыл-Кум), Советское (Енисейский кряж), Прииртышское (Алтай), Тукурингра (Дальний Восток) и месторождений Бодайбинского района (Северное Прибайкалье); Е.А.Кулиш (1969) показал роль регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в формировании высокоглиноземистых, флогопитовых и железорудных месторождений Алдана; П.М.Горяинов (1969) отметил роль метаморфизма в образовании железистых кварцитов и богатых руд Кольского п-ова ; Е.П.Сапрыкин (1969) на примере изучения касситерито-сульфидных месторождений привел убедительные данные в пользу метаморфогенного образования трещинно-жильных месторождений цветных и редких металлов; А.И.Карапетян (1969) показал метаморфогенное образование скоплений титана, железа и золота в Памбакском рудном районе.

Под метаморфогенными месторождениями мы понимаем такие рудные скопления, которые интенсивно изменены (прекристаллизованы) или возникли в условиях регионального динамотермального метаморфизма или ультраметаморфизма, вследствие перемещения и концентрации металлов метаморфизуемых пород в процессе их растворения, перекристаллизации или переплавления.

Метаморфогенные месторождения включают очень широкую генетическую группу рудных скоплений, которые образовались на значительных глубинах в земной коре под влиянием таких факторов, как температура, давление и минерализованные растворы, достигающие уровня, принятого для эндогенных процессов. С геологических позиций метаморфогенные месторождения своим происхождением обязаны накоплению металлов при седиментации вулканической деятельности, тектоническим движениям (пластическим и разрывным), региональному метаморфизму и ультраметаморфизму. Таким образом, по характеру рудообразующих факторов метаморфогенные месторождения должны относиться к разряду эндогенных, хотя для группы метаморфизованных и некоторой части собственно метаморфических месторождений решающее значение имело первичное осадочно-вулканогенное накопление в породах металлов в виде микрорудных фаций.

Сложным и еще неустановленным является объем понятия - метаморфогенные месторождения. Оно может быть очень емким. В него

можно включать месторождения, образование которых вызвано протометаморфизмом (метаморфизмом погружения), региональным динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

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

Все сказанное позволило выдвинуть ряд проблем, по которым должно идти дальнейшее изучение метаморфогенных месторождений. Эти проблемы различны по направленности, значению и методам решения. Выделяются геологические проблемы, освещающие геологические условия образования метаморфогенных месторождений, и физико-химические проблемы (термодинамика рудообразующих растворов, формы переноса рудного материала и условия его отложения). Решение этих проблем, как и разработка всей теории метаморфогенного рудообразования, базируется на геологических и экспериментальных материалах.

Пути к пониманию природы образования метаморфогенных месторождений лежат через раскрытие сущности геологических процессов в первую очередь на кристаллических щитах, к которым приурочена подавляющая часть месторождений метаморфогенного происхождения.

Известный исследователь рудных месторождений Д.И.Щербаков (1963) писал: "Для создания современного учения о рудных месторождениях надо разработать принципиально новые теоретические основы геологии, так как старые воззрения во многом себя исчерпали".

По этим причинам особое внимание следует уделить рассмотрению новых взглядов на геологическое развитие докембрия, которое должно раскрыть генетические условия метаморфогенных месторождений:

особенности геологического развития докембрия, метаморфизм пород, первичное накопление и перемещение металлов в породах докембрия и условие образования метаморфогенных месторождений.

Особенности геологического развития докембрия

Новые материалы, полученные при изучении металлогении Украинского щита и Курско-Воронежского массива, ознакомление с материалами Кольского п-ва, Алдана, Китайской платформы и Индийского щита, а также сопоставление их с литературными данными по другим щитам мира позволяет наметить коренные особенности геологического развития докембрийских щитов.

Геологическое развитие докембрия складывалось в условиях самого раннего и длительного периода геологической жизни Земли, который отличался маломощной мобильной корой, своеобразием химизма атмосферы и гидросферы, интенсивностью вулканизма и специфическими условиями седиментационных процессов. Геосинклинали в докембрии занимали значительно бóльшие площади, чем в последующие эпохи, и являлись зонами повышенных потоков тепловой энергии, а выделение тепла в докембрии было гораздо бóльшим, чем в более поздние геологические эпохи. Все эти особенности были причиной своеобразного неповторимого геологического развития докембрия.

Длительность докембрия определяется временем, в пять раз большим, чем длительность всех послепротерозойских эпох геологической жизни Земли, и составляет около 3 млрд. лет. Длиннейший период жизни Земли был насыщен многими событиями, которые не повторились в последующее время. К таким событиям относится грандиозная вулканическая деятельность, составившая одну из главнейших особенностей развития архея. По этой причине основную часть разреза катархея и архея (3,5 – 2,8 млрд. лет) составляют в настоящее время продукты метаморфизма вулканогенных пород основного и ультраосновного состава (амфиболиты, амфиболовые гнейсы, серпентиниты, тальковые сланцы и др.). Не вызывает сомнений, что для этого периода были характерны ультраосновные вулканические породы. Лишь в конце архея появляются осадочные породы, представленные в настоящее время слюдяными сланцами, кварцитами, слюдяными гнейсами. Такой состав архейских образований свидетельствует о большой мобильности земной коры в это время, малой ее мощности, формировании оболочек Земли частыми проломами коры и гран-

диозными излияниями вулканических масс. Вулканические породы основного и ультраосновного состава характеризовались большим содержанием Fe, Mn, Co, Ni и Cu, которые и определили металлогению архея. Отсутствие кислорода в атмосфере и литосфере в течение длительного архея способствовало разрушению железистых силикатов вулканитов и накоплению больших количеств железа, кремнезема, марганца, урана и других металлов в водных бассейнах.

Однако в нижнем протерозое (2,8 - 2,2 млрд. лет) произошла относительно резкая смена условий геологического развития, выразившаяся прежде всего в затухании интенсивного вулканизма, развитии седиментации, приведшей к образованию мощных толщ кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством вулканитов. Большое значение для многих геологических процессов имела высокая энергетическая активность Земли в архее, которая резко падает на рубеже архей - протерозой. Резко изменился состав атмосферы и гидросферы в связи с появлением свободного кислорода, что привело к массовому выпадению окислов железа, марганца, урана, кремнезема и других элементов - продуктов разрушения вулканогенных пород архея. К этому периоду относится образование джеспилитовой формации, заключающей в себе около 95% всех железных руд Земли, огромных масс марганца и урана, имеющих первостепенное промышленное значение.

В протерозое произошло накопление в породах, кроме указанных выше железа, марганца и урана, больших масс алюминия, свинца, цинка, циркония, золота и многих других металлов, определивших металлогению протерозойских образований.

Метаморфизм пород

Завершение геологического развития докембрия ознаменовалось развитием процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, оказавших глубокое воздействие на осадочные и вулканогенные образования. Так как метаморфические месторождения образовались в процессе метаморфического преобразования пород, то к пониманию природы метаморфогенного рудообразования должно идти через раскрытие сущности метаморфических процессов. По этой причине ниже приводятся в кратком изложении современные представления о метаморфических процессах.

Как известно, под метаморфизмом понимается преобразование ми-

нерального состава пород под действием физических и химических условий, господствующих в глубинах Земли вне области выветривания и диагенеза.

Глубокое изучение геологических условий образования различных метаморфических пород на щитах и в складчатых областях, а также весьма значительные результаты по экспериментальному моделированию и термодинамическому анализу многих сторон метаморфизма позволяют более или менее обосновано выделять три главнейшие типа метаморфического преобразования пород.

А. Региональный динамотермальный метаморфизм (Судовиков, 1964; Елисеев, 1963; Рид, Тернер, Ферхуген, 1962; Винклер, 1969; Хорева, 1966; Белоусов, 1965; Питчер, 1967; Саттон, 1967 и др.) развивается в земной коре одновременно с образованием первичных складчатых структур в геосинклинальных зонах и пространственно и причинно связан с региональным горообразованием. Он охватывает значительные по площади участки земной коры, в пределах которых метаморфизм протекает равномерно при постоянных термодинамических условиях. Главными факторами метаморфизма являются температура, давление и газоводные флюиды.

Развитие метаморфических реакций контролируется главным образом температурой, так как она увеличивает химическую активность поровых растворов. Меньшее влияние оказывает давление, которое определяет деформацию пород и создает условия для инфильтрации и диффузии метаморфических растворов, способствующих зарождению центров кристаллизации и создающих полноту метаморфических преобразований исходных пород.

Экспериментально доказано (Винклер, 1969), что поля устойчивости метаморфических минеральных ассоциаций не изменяются при наложении подвижек; существенно возрастают лишь скорости реакций образования устойчивых парагенезисов. Доказано также, что в условиях давления выше 1000 бар для повышения температуры равновесия лишь на 2-10 град необходимо повышение давления еще на 1000 бар.

Региональный динамотермальный метаморфизм развивается только в тех складчатых областях, которые образовались на значительных глубинах и испытали приток тепловой энергии. Колебания притока тепла могли иметь место в пределах обширных площадей, что вызывало различные условия метаморфизма, несмотря на интенсивную складчатость пород. Одно только глубокое погружение пород или интенсивная складчатость их не приводят к интенсивному мета-

морфизму осадков. Складчатые цепи Кавказа, Крыма и Карпат не отличаются высоким метаморфизмом пород, равно как и глубокопогруженные породы Воронежской синеклизы, Центральной Австралии, Донбасса, Доно-Днепровского прогиба и многих других районов.

Таким образом, региональный метаморфизм не может возникать в результате одного лишь погружения или деформации пород; он обусловлен изменением притока тепла в земной коре, величина которого может изменяться во времени и пространстве в пределах каждой горной цепи или от одной цепи к другой.

Характерными отличительными особенностями областей развития регионального динамотермального метаморфизма являются:

а) равномерная перекристаллизация пород в пределах одной фации (зеленосланцевой, амфиболитовой, гранулитовой);

б) преимущественно изохимический характер метаморфизма, т.е. без привноса и выноса вещества, и в результате этого отсутствие значительного развития метасоматитов; присутствующие при реакциях H_2O и CO_2, вероятно, удаляются после завершения метаморфизма;

в) процессы дегидратации и десилификации с переходом от низких к более высоким ступеням метаморфизма; содержание воды и кремнезема уменьшается с переходом от фации зеленых сланцев к амфиболитовой и от нее к гранулитовой (в породах зеленосланцевой фации воды около 4%; в амфиболитовой ~ 1-2%; в гранулитовой ~ 0,35%).

Высвобождающиеся при метаморфизме воды (свободные - поровые и связанные - гидроксильные) приводили к образованию метаморфических растворов, которые не только способствовали перекристаллизации пород, но и могли перемещать подвижные компоненты.

Экспериментальные исследования и изучение метаморфических пород дают бесчисленные материалы, свидетельствующие о том, что при метаморфической перекристаллизации метаморфизуемые породы в целом представляли собой закрытую систему. Однако присутствующие при метаморфизме газоводные флюиды перемещали рудогенные элементы в пределах метаморфизуемой толщи пород. В период пластической деформации, совпадающей с развитием регионального метаморфизма, в породах возникали складчато-трещинные зоны, по которым проходили растворы, что вследствие перепада давления приводило к образованию повышенных концентраций рудогенных элементов.

Б. Региональный ультраметаморфизм (плутонический метаморфизм) (Соболев, 1967; Коржинский, 1967; Елисеев, 1963; Хорева, 1966 и др.) развивается на завершающих стадиях образования складчатых

структур в геосинклинальных областях. Он захватывает значительно меньшие площади земной коры и проявляется неравномерно (зонально) в обстановке меняющихся термодинамических условий. Ультраметаморфизм развивается в породах амфиболитовой и гранулитовой фаз регионального динамотермального метаморфизма, в местах положительных геотермических аномалий, к которым приурочено поступление тепла и растворов из подкоровых частей Земли. Ультраметаморфизм пород осуществляется по принципу открытой системы вследствие привноса и выноса материала растворами.

Характерные особенности ультраметаморфизма и связанного с ним плутонического метаморфизма:

I) неравномерное переплавление и перекристаллизация пород со сменой фаций метаморфизма на коротких расстояниях;

2) развитие процессов метасоматоза, особенно магнезиально-железистого, Са-углекислого и щелочного;

3) изменение термодинамических условий и образование неравновесных минеральных парагенезисов;

4) плутонический или контактовый метаморфизм, который возникает на контакте массивов реоморфических гранитов и накладывается на породы регионального динамотермального метаморфизма; этот тип метаморфизма принципиально отличается от регионального динамотермального тем, что он осуществляется большей частью при относительно низких давлениях (до 2000 - 3000 бар), отвечающих глубинам I - I0 км, и высоких температурах, создаваемых магматическими интрузиями;

5) ультраметаморфизм вызывает образование мигматитов, анатектитов и гранитов; расплавы при благоприятных условиях могут перемещаться в верхние горизонты на различные расстояния и образовывать реоморфические граниты;

6) при ультраметаморфизме происходит очищение пород от многих рудогенных элементов и в первую очередь от Fe, Mg, Ca, Pb, U, идущих на образование остаточных гидротермальных минерализованных растворов, участвующих в рудообразовании.

Б.Я.Хорева (I966) выделяет два типа ультраметаморфизма:

а) палингенно-анатектический, протекающий в закрытой системе вследствие образования селективных расплавов; этот тип ультраметаморфизма характерен для архейского этапа развития.

б) палингенно-метасоматический, протекающий в открытой системе. Палингенезу предшествует интенсивная метасоматическая гранитизация пород гранулитовой и амфиболитовой фаций под влиянием растворов подкоркового происхождения (трансмагматических по Коржинскому,

1967). На конечных стадиях гранитизации возникает переплавление пород, близких уже к гранитоидному составу, и могут создаться условия для реоморфизма.

Вероятно, палингенно-анатектический тип ультраметаморфизма может возникнуть в условиях регионального динамотермального метаморфизма в зоне развития пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, где необходимое количество воды и температура допускают расплавление пород.

Прогрессивный региональный ультраметаморфизм, развивающийся под влиянием фронта подкоровых растворов, может быть мощным фактором мобилизации, переноса и концентрации рудного вещества.

В. Региональный метаморфизм погружения (Винклер, 1969) связан с погружением на большие глубины осадков и вулканитов в геосинклинальных прогибах, не сопровождаемых горообразованием или интрузиями. При нормальном геотермическом градиенте (20 град на км) осадки, погруженные до глубины 20-25 км, будут иметь относительно низкую температуру - порядка 400 - 450^0 и находиться в условиях высоких давлений - до 7 - 8 кбар. При отсутствии подвижек метаморфические породы сохранят первичные структуры, но минеральный состав их изменится. Метаморфические изменения такого типа часто макроскопически не распознаются, а выявляются только при изучении пород под микроскопом.

Метаморфизм погружения приводит к образованию пород цеолитовой фации и фации глауксфановых сланцев. Образование пород этих фаций определяется не столько различием температур, сколько большой разницей давлений.

К этому типу метаморфизма относятся изменения пород в Большом Донбассе (Карпова, 1967) и во многих других районах глубокого погружения осадков. Протометаморфизм должен характеризоваться значительным обезвоживанием осадков и перекристаллизацией многих аутигенных минералов, образовавшихся при диагенезе. В этих условиях могли формироваться горячие воды, газированные и минерализованные за счет легкорастворимых веществ, устойчивых в растворе при средних температурах (200-300^0) и относительно высоких давлениях.

Региональный динамотермальный метаморфизм, развивающийся на широких пространствах геосинклинальных зон докембрия, закономерно сопровождался возникновением и расширением ультраметаморфизма в пределах амфиболитовой и гранулитовой фаций. Это в геологическом смысле единый процесс, создавший зональное строение гранито-метаморфической зоны земной коры.

Как указывает В.В.Белоусов (1965), для зоны гранитизации характерна глубина 5 – 20 км, а максимальное развитие гранитизации соответствует глубинам 15-20 км. Поэтому строение континентальной коры, по имеющимся геологическим и геофизическим данным, складывается из верхней зоны, сложенной метаморфическими породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, зоны преимущественного развития гранитоидов (мигматитов, анатектитов и гранитов) с подчиненным количеством метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, зоны гранулитов и базальтов и самой нижней зоны эклогитов, граничащей с верхней мантией (табл.I).

Как показывают многие фактические материалы, в особенности данные изотопного возраста пород, региональный динамотермальный метаморфизм мог проходить значительно раньше ультраметаморфизма и связанного с ним метасоматоза и контактового метаморфизма.

Таблица I

Строение земной коры по В.В.Белоусову (1965)

Глубина, км	Состав	Плотность, г/см^3	Слой
3	Осадочные породы	2,5	Осадочный
5	Породы фации зеленых сланцев	2,8	
10	50% – породы амфиболитовой фации, 50% – гранитоиды	2,7	
15	Гранитоиды	2,6	Гранито-гнейсовый (гранитовый)
20	50% – гранитоиды, 50% – породы гранулитовой фации	2,8	
30	Породы гранулитовой фации и интрузии габбро	2,9	Гранулито-базальтовый
35	Эклогиты	3,3	Эклогитовый
	Перидотиты	3,3	Верхняя мантия

В ряде мест Украинского щита установлено широкое развитие пород различных фаций метаморфизма (гнейсы, кристаллические сланцы, гранулитовые породы), на которые в отдельных местах наложились процессы гранитизации с образованием мигматитов, анатектитов и гранитов. Определение изотопного возраста пород, образованных в результате регионального динамотермального метаморфизма, показало, что гнейсы и амфиболиты Приазовья имеют возраст 2600-2800 млн. лет; нижняя свита криворожской серии – 2500-2600 млн.лет и гнейсы

Ингула - 2800-2700 млн.лет. В этих же районах образование мигматитов, гранитов и метасоматитов, по данным изотопного возраста, происходило 1800-2200 млн.лет назад.

Эти определения возраста многочисленны и выполнены принятыми в настоящее время надежными методами (урано-свинцовым и калий-аргоновым по роговым обманкам) и свидетельствуют о разновременности динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Можно полагать, что динамотермальный метаморфизм развивался в первый период инверсии геосинклинали вместе со складчатостью осадков, тогда как ультраметаморфизм осуществлялся в завершающие этапы развития геосинклинальной зоны, для которой характерны разломная тектоника, реоморфические гранитоидные интрузии и максимальное проявление метасоматической деятельности по зонам смятия и разломам.

Приведенные особенности геологического развития докембрия убеждают в том, что щиты и кристаллические основания платформ представлены глубокоизмененными породами - продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма осадочно-вулканогенных образований древних геосинклинальных областей, а образование и размещение месторождений в кристаллических основаниях щитов зависят от рудоносности осадочно-вулканогенных формаций и условий их метаморфизма в процессе превращения подвижной зоны в складчатое сооружение.

Все это создало особые условия геологического развития пород щитов и платформ, определивших своеобразие металлогении, часто не сходной с металлогенией постпротерозойских эпох.

Первичное накопление и перемещение металлов в породах

Образование рудных месторождений, как известно, очень сложный процесс обособления рудного вещества вследствие благоприятного сочетания многих геологических процессов, осуществляющихся в течение длительного периода жизни Земли.

Первой и очень важной предпосылкой к накоплению рудного материала в земной коре явилось разделение первичного вещества Земли на оболочки под влиянием расплавления, конвективного перемещения и кристаллизации по схеме зонного плавления по А.П.Виноградову (1962). Плавление первичного вещества Земли сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразующих

материалов, которые явились средством перемещения многих металлов в земную кору.

Согласно этой схеме, рудогенные элементы должны размещаться в зонах плавления и кристаллизации в зависимости от способности их к плавлению. В мантии должны стабилизоваться тугоплавкие металлы, выше – в зоне эклогитов и базальтов – они, вероятно, сменятся более легкоплавкими элементами и, наконец, наиболее легкоплавкие металлы должны подняться в область гранито-гнейсового и осадочных слоев.

С другой стороны, по данным химии высоких давлений, следует полагать, что рудные элементы, поднимающиеся из мантии в земную кору, должны расположиться в ней в соответствии с величиной геостатического давления. Наиболее нижние части земной коры должны быть обогащены такими металлами, ионы которых имеют малые, а затем и средние размеры, выше они сменяются металлами с большими диаметрами ионов.

Таким образом, первичное преобразование исходного – планетарного вещества Земли и разделение его на оболочки сопровождалось обогащением земной коры легкоплавкими металлическими компонентами, которые в дальнейшем явились источником для образования эндогенных рудных месторождений. Образование вторичных накоплений рудного материала (рудных месторождений) происходило в геологические эпохи жизни Земли под влиянием общих (планетарных) и местных (региональных) причин.

К одной из главнейших общих причин мы относим своеобразный процесс накопления вулканогенных и осадочно-вулканогенных осадков в докембрии и их всеобщий динамотермальный метаморфизм и ультраметаморфизм, охвативший земную кору почти на всю ее толщину.

Рассмотрим перемещение и накопление рудогенных элементов при метаморфизме на материалах Украинского щита с привлечением фактических данных по некоторым другим районам.

Исходные или мало измененные вулканические и осадочные (терригенные и хемогенные) породы, образовавшиеся в докембрийских подвижных зонах, имели в своем составе значительные количества рудогенных элементов различных видов (табл.2).

Вулканические породы (амфиболиты) относительно богаты *Ni*, *Ti*, *V*, *Cr*, *Cu*. Терригенные кварцито-песчаники обогащены цирконием, ураном, золотом и платиной.

Таблица 2

Средние содержания малых элементов в главнейших разновидностях пород Украинского щита (по подсчетам Б.А.Горлицкого)

Породы	$n \cdot 10^{-2}$, %	$n \cdot 10^{-3}$ %	$n \cdot 10^{-2}$, %				$n \cdot 10^{-3}$, %			$n \cdot 10^{-2}$, %		$n \cdot 10^{-3}$, %	$n \cdot 10^{-4}$, %
	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Ga	Ba	Zr	U
Кварциты, аркозы, кварцито-песчаники	3,5	2,5	I,2	I0,I	4,0	9,0	2,2	2,8	4,6	I,2	3,5	II,3	7,8
Сланцы	8,I	8,4	I,9	2I,6	I2,8	I8,2	3,5	I,9	8,I	I,9	3,7	9,I	5,9
Парагнейсы	6,7	7,4	I,8	20,0	9,5	II,I	3,4	I,5	6,7	2,3	4,0	I3,8	4,7
Железистые роговики	I2,0	I,7	0,8	3,5	I,7	4,I	3,2	0,4	6,7	0,9	-	-	2,5
Карбонатные породы	4,0	I,8	0,7	3,8	2,2	2,8	0,8	0,5	-	I,3	2,6	-	3,8
Амфиболиты	9,5	II,7	4,5	27,4	I8,5	I6,6	7,5	0,6	7,2	I,8	3,3	-	3,2

Таблица 3

Средние значения некоторых рудогенных элементов в главных типах пород докембрийских щитов и кристаллического фундамента платформ мира (без данных по Украинскому щиту; подсчеты Б.А.Горлицкого)

Породы	Щиты и платформы, по которым взяты данные	Химические элементы и разность концентраций в весовых %													
		$n \cdot 10^{-2}$					$n \cdot 10^{-3}$					$n \cdot 10^{-4}$			
		Mn	Ti	V	Ba	Sr	Ni	Co	Cr	Cu	Pb	Zn	Zr	Th	U
Кварциты, кварцито-песчаники	Балтийский щит, Канадский щит, Воронежский массив, Сибирская платформа, Бразильский щит	3,3	25,6	7,5	5,0	6,4	3,3	2,3	14,7	6,2	0,8	8,0	20,4	4,6	1,3
Сланцы	Балтийский щит, Канадский щит, Воронежский массив, Сибирская платформа, Урал, Бразильский щит, Антарктида	7,6	38,0	17,8	5,5	1,1	7,2	2,3	18,4	6,3	0,95	10,6	9,8	6,7	3,6
Парагнейсы	Балтийский щит, Воронежский массив, Восточная часть Русской платформы, Антарктида, Канадский щит	6,2	28,0	7,7	5,1	2,0	2,8	1,6	9,8	3,2	4,1	4,2	17,3	6,2	2,6
Карбонатные породы	Балтийский щит, Сибирская платформа, Средний урал	6,6	9,6	5,7	5,3	10,0	2,2	0,9	1,8	1,4	0,4	2,5	0,65	2,8	1,3
Амфиболиты	Балтийский щит, Бразильский щит, Алданский щит, Восточная часть Русской платформы, Антарктида	13,8	55,9	22,4	3,4	3,0	12,6	2,9	24,9	8,9	0,9	13,6	8,5	2,9	0,9

В табл. 3 приведены содержания некоторых рудогенных элементов в главных типах пород докембрийских щитов мира. Вулканические породы (амфиболиты) обогащены *Cr, Zn, V, Ti, Ni*, а терригенные (кварциты и сланцы) – *Zr, Cr, Ti, V и Th*.

Простые подсчеты показывают, что в I км^3 породы может содержаться свыше I0 млн.т рассеянных металлов, а при содержании, например, одного из них 0,0I%, количество этого элемента в I км^3 будет составлять около I млн.т. Большие объемы осадочных и вулканогенных пород, участвовавших в метаморфических процессах, дают возможность убедиться, что рассеянные металлы в породах – неисчерпаемый источник для образования промышленных рудных месторождений. Однако исходные осадочные и вулканогенные породы во многих случаях не имеют высоких и даже значительных содержаний таких элементов, как *Au, Pt, U, Cu, Ni*, тогда как при метаморфизме на различных ступенях его развития образуются промышленные скопления этих металлов.

Убедительные данные получены нами по большому числу анализов о подвижности рудных и нерудных компонентов осадочных и метаморфических пород при региональном динамотермальном метаморфизме и ультраметаморфизме в Украинском щите (Белевцев, I966).

На рис.I,а показаны изменения породообразующих элементов в вулканогенных породах с развитием метаморфизма от амфиболитов до палингенных гранитов. Отчетливо видны две области изменения: первая – выноса FeO, MgO и CaO и вторая – привноса K_2O и частично Na_2O. Аналогичные области выноса и привноса элементов наблюдаются при гранитизации железистых роговиков (рис.I,б) и биотитовых гнейсов (рис.I,в).

Проведенные подсчеты количества малых элементов в породах различных метаморфических фаций, а также продуктах ультраметаморфизма раскрыли тенденцию уменьшения содержания металлов с развитием метаморфизма (рис.2 и 3).

Для центральной части щита (рис.2) выделяются две кривые, характеризующие содержание рудогенных элементов в породах регионального (динамотермального) метаморфизма (рис.2,а – г) и в породах ультраметаморфизма (рис. 2,д – з).

По этим данным, в породах различных метаморфических фаций наблюдается постепенное снижение суммы малых металлов – от фации зеленосланцевой, через эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую до гранули-

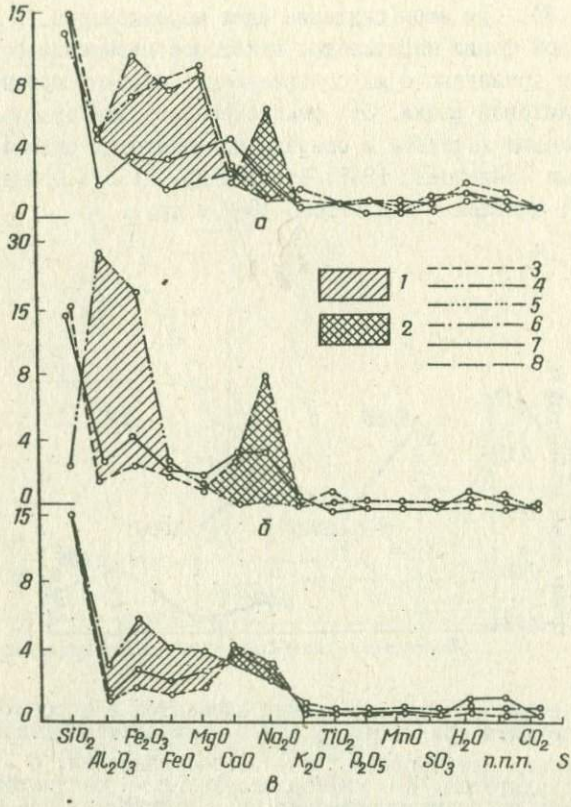


Рис.I. Привнос и вынос породообразующих элементов при метаморфизме и ультраметаморфизме пород Украинского щита (а – амфиболитов; б – железистых пород; в – гнейсов и сланцев):

I – область выноса; 2 – область привноса; 3 – амфиболиты; 4 – ксенолиты амфиболитов; 5 – железистые роговики; 6 – гнейсы; 7 – мигматиты; 8 – граниты.

товой. Если взять такие распространенные металлы, как *Cr*, *V*, *Mn*, *Ni*, *Zn*, *U*, *Cu*, *Co*, *Pb*, то среднее содержание их в породах зеленосланцевой фации достигает 0,16%, тогда как в гранулитовой оно снижается до 0,09%, т.е. почти на 50% от первоначального содержания (рис.3). При этом снижение идет неравномерно. В породах амфиболитовой фации наблюдается некоторое повышение содержания металлов по сравнению с их содержанием в породах предыдущей эпидот-амфиболитовой фации. Эта закономерность для отдельных элементов была раньше замечена и описана по некоторым районам советскими геологами (Белевцев, 1968; Буряк и др., 1967; Семенов и Смыслов, 1967; Смыслов и В.К.Титов, 1967, и др.).



Рис.2. Изменение содержания рудных элементов в породах Украинского щита при метаморфизме и ультраметаморфизме.

Фации метаморфизма: а – зеленосланцевая; б – эпидот-амфиболитовая; в – амфиболитовая; г – гранулитовая. Породы ультраметаморфизма: д – мигматиты; е – палингенные плагиоклазовые граниты; ж – палингенные реоморфические микроклинплагиоклазовые граниты; з – малые интрузии.

Такая общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что некоторые металлы накапливаются в отдельных метаморфических фациях. Как это видно из рис. 2 и 3, *V*, *Zn* и *Cu* проявляют тенденцию накопления в гранулитовой и частично амфиболитовой фациях, *U* и *Pb* – в зеленосланцево-амфиболитовой, а *Mn* – в амфиболитовой фации.

Еще большее усложнение этой закономерности можно увидеть при метаморфическом изменении терригенных, вулканогенных и магма-

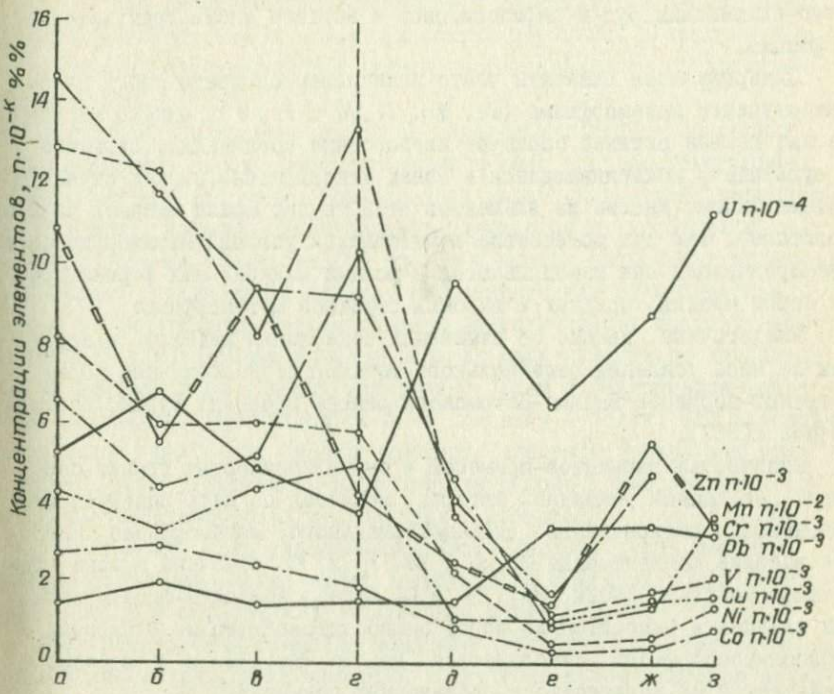


Рис.3. Изменение средних содержаний металлов в породах Украинского щита в процессе прогрессивного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Фации метаморфизма: а – зеленосланцевая фация; б – зеленосланцево-амфиболитовая фация; в – амфиболитовая фация; г – гранулитовая фация.

Породы ультраметаморфизма: д – мигматиты; е – плагиоклазмикроклиновые граниты; ж – порфировидные граниты; з – малые интрузии, жилы и тела аплитовидных и пегматоидных гранитов.

тических пород, содержащих различные группы элементов (литофильные, халькофильные и сидерофильные). Литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых комплексных соединений, накапливаются в метаморфических породах средних и низких ступеней

метаморфизма. В этих же условиях накапливаются и халькофильные элементы благодаря высокой активности серы и образованию сульфидов, хотя для некоторых районов известно накопление медно-никелево-платиновых руд в амфиболитовой и верхней части гранулитовой формации.

Сидерофильные элементы часто накапливаются среди пород высоких ступеней метаморфизма (Fe, Mn, Ti, Ni, Pt, V), однако многие из них весьма активно образуют кислородные соединения, силикаты и сульфиды, накапливающиеся в зонах относительно низких ступеней метаморфизма. Многие из элементов этой группы можно назвать космополитными, так как вследствие изменяющихся условий метаморфической дифференциации они накапливаются в разных минеральных формах среди пород низких, средних и высоких ступеней метаморфизма.

Аналогичные данные об изменении содержания металлов в породах по мере усиления регионального метаморфизма осадочных пород и гранит-порфиров Витимо-Патомского района приводят Буряк, Лобамов, Хренов (1967).

Количество элементов-примесей в субвулканических гранит-порфирах, по данным указанных авторов, меняется по мере развития интенсивности регионального (динамотермального) метаморфизма. Наиболее высокие концентрации Mo, Sn, Be, Y и Yb отмечены в зоне эпидотамфиболитовой фации. Pb, Zn и Cu накапливаются в фациях зеленых сланцев и выносятся из пород амфиболитовой фации. В породах амфиболитовой фации накапливаются Mo, Be, Sn, Nb и Y и резко уменьшается их количество в палингенных гранитах.

Интересные результаты по распределению U, Th, K и SiO_2 в зонах земной коры в зависимости от регионального метаморфизма получены Смысловым и Титовым (1967). Анализируя фактический материал, они пришли к выводу о том, что при усилении регионального метаморфизма пород отчетливо устанавливается уменьшение в них радиоактивных элементов. Минимальные количества урана и тория содержатся в эклогитах Норвегии. С уменьшением степени метаморфизма содержание U и Th возрастает и достигает максимума в породах зеленосланцевой фации. Указанные авторы считают, что длительная, очень значительная и неоднородная по интенсивности миграция U, Th и K и продуктов их распада приводит к очень сложному распределению металлов, не отвечающему их первоначальному содержанию.

Область ультраметаморфизма (рис.2, 3) характеризуется еще более интенсивным выносом рудогенных элементов, о чем свидетельствует резкое снижение суммы металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами, в которых все же достаточно отчетливо сохранились черты первичного распределения металлов.

Частичное выплавление и полная перекристаллизация осадочных и вулканогенных пород, господствующие в зоне ультраметаморфизма, приводили к возникновению гранитоидных пород (мигматиты, анатектиты, граниты), которые принципиально отличаются от исходных потерей значительных количеств Fe, Mg, Ca и многих рассеянных металлов. Процесс превращения сланца, карбонатной или вулканической породы в гранитоидную, стремящуюся к эвтектическому составу, естественно сопровождался выносом больших масс излившихся компонентов за пределы зоны ультраметаморфизма. Этим и объясняется такое резкое снижение суммы металлов - на половину и более, чем в исходных породах (рис.2,3). Однако некоторые элементы, такие как уран и свинец, цинк и марганец, проявляют тенденцию к накоплению в породах ультраметаморфизма (мигматитах и гранитах).

По-видимому, зона ультраметаморфизма явилась очень мощным рычагом отделения многих малых элементов от исходных пород и перемещения их в области низких ступеней метаморфизма.

Обращает на себя внимание повышение содержаний многих элементов в малых интрузиях, являющихся продуктами кристаллизации палингенной магмы. По материалам кристаллических пород щитов, можно указать на концентрацию в малых интрузиях и жильных образованиях *U, Zn, Cr, V, Ni* и некоторых других элементов (рис.3).

Приведенные выше данные позволяют сделать некоторые выводы о перемещении рудогенных элементов при метаморфизме.

1. Динамотермальный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм вызвали грандиозное перемещение рудогенных элементов в породах, которое усиливается с углублением процессов метаморфизма. Вследствие селективного растворения, частичной и полной перекристаллизации, выплавления и магматической кристаллизации происходит перемещение рудогенных элементов из зон высоких ступеней метаморфизма в зоны низких метаморфических фаций.

2. Перемещение рудогенных элементов при метаморфизме во многих случаях достигает 70-75% первоначального содержания элементов в породе. Наблюдается направленный процесс обеднения рудоген-

ными элементами продуктов ультраметаморфизма, пород эклогитовой и гранулитовой фаций, а также обогащение некоторыми из них пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Отдельные элементы вследствие своих химических особенностей приобрели способность накапливаться в породах различных ступеней метаморфизма. Длительная по времени и неоднородная по интенсивности миграция различных элементов привела к сложному распределению металлов в породах, не отвечающему их первоначальному содержанию.

3. В осадочных породах рудогенные элементы, кроме акцессорных кластогенных минералов, образовывали самостоятельные аутигенные минералы, входили в состав гидроокисных гидратных минералов, находились в сорбированном состоянии и обогащали внутрипоровые молекулярно-пленочные растворы, что обусловило их подвижность на этапе диагенеза и на первых стадиях метаморфизма в связи с процессом дегидратации пород. В последующем они входили изоморфно в кристаллические решетки различных, преимущественно темноцветных, минералов, создавали самостоятельные минералы или входили в состав газово-жидких включений в минералах. Таким образом, происходит не только перераспределение химических элементов, но и меняются формы их нахождения, места пространственного размещения, создающие геохимические особенности метаморфических пород.

4. Рудогенные элементы, перемещенные метаморфическими растворами, накапливались в породах в виде промышленных месторождений либо создавали метаморфические микрорудные фации, потенциально благоприятные для дальнейшей концентрации элементов до промышленных размеров.

5. Описанная закономерность перемещения элементов является главной причиной образования зоны, обогащенной рудогенными элементами, потенциально рудоносной и перспективной для нахождения рудных месторождений на кристаллических щитах. Эта зона располагается в верхней части земной коры среди пород низких и средних ступеней метаморфизма. Для нее характерны промышленные месторождения, образованные в период регионального метаморфизма, а также гидротермальные (метаморфические и ультраметаморфические) месторождения, образовавшиеся вследствие концентрации металлов микрорудных метаморфических фаций.

Условия образования метаморфогенных месторождений

Метаморфогенное рудообразование возникает в процессе дифференциации вещества пород при метаморфизме и осуществляется вследствие растворения, перекристаллизации, выплавления и метасоматоза. На различных стадиях это происходит по-разному. В начальные стадии размеры дифференциации небольшие, а затем они увеличиваются и достигают максимальных размеров при ультраметаморфизме. Для низких стадий метаморфизма характерна частичная дегидратация, растворение и перекристаллизация, которая с углублением этого процесса в областях высоких стадий метеморфизма сменяется полным растворением, а затем и частичным выплавлением. Во всех зонах наблюдаются метасоматические замещения, вызванные потоками минерализованных вод, возникших при метаморфической дифференциации.

Образование различных типов метеморфогенных месторождений зависит от благоприятного стечения многих условий - состава метаморфизуемых толщ, их строения, проницаемости, наличия рассеянных металлов и форм их нахождения, а также от режима температуры и давления.

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

В зонах прогрессивного регионального метаморфизма геосинклинальных отложений рудообразование осуществляется благодаря подвижности рудогенных компонентов пород, протекает по принципу закрытой системы и происходит при следующих процессах:

а) при перекристаллизации составных частей пород богатых рудными компонентами без значительного перемещения последних, с образованием метаморфизованных месторождений (осадочно-метаморфических или вулканогенно-метаморфических);

б) при перекристаллизации со значительным перераспределением - метаморфической дифференциацией первичного материала внутри метаморфизуемой толщи, с образованием собственно метаморфических месторождений в благоприятных складчато-трещинных участках пласта или свиты пластов.

Наиболее интенсивно проявляется концентрация металлов среди осадочных или осадочно-вулканогенных пород, изначально содержащих в рассеянном состоянии металлы и большое количество воды. В вул-

каногенных однородных толщах обычно не наблюдается значительного перемещения металлов.

Метаморфическая дифференциация осуществлялась в пределах более или менее ограниченных масштабов, охватывающих отдельные свиты, горизонты или даже пласты.

В зонах ультраметаморфизма рудообразование осуществляется благодаря подъему фронта растворов подкорового и метаморфического происхождения, которые экстрагировали рудогенные компоненты при гранитизации кристаллических пород или инфильтрации через осадочно-метаморфическую толщу, не подвергшуюся гранитизации. Процесс рудообразования проходил по принципу открытой системы.

Метаморфизованные месторождения образуются в условиях прогрессивной стадии регионального динамотермального метаморфизма за счет первичного осадочного или вулканогенного материала, богатого рудными или нерудными полезными компонентами, в условиях ограниченных возможностей выноса рудного материала из первичных эквивалентов метаморфических пород. Прогрессивная стадия регионального метаморфизма совершается в условиях пластической деформации пород, выраженной дифференциальными послойными движениями, приводящими к складкообразованию. Главнейшими процессами являются селективное растворение и перекристаллизация. Осадочная порода состоит из кластогенного материала, различной величины зерен, разного состава аутигенных минералов или коллоидных слабо раскристаллизованных осадков. Рудные компоненты в ней сосредоточены либо в кластогенных зернах, либо в илистых осадках и аутигенных минералах.

С химической точки зрения эти гетерогенные породы представляли 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, насыщающие породы, при повышении температуры и давления будут активно влиять на различные компоненты, переводить их в растворенное состояние до тех пор, пока на месте растворения не начнут образовываться другие минеральные формы, устойчивые в этих термодинамических условиях. Элементы, не вошедшие в решетки новых минералов, перейдут в раствор. Рудные растворы, могут вступать в

активное взаимодействие с породой и образовывать минералы, отвечающие более высоким ступеням метаморфизма. Кроме того, они могут при определенных условиях уходить из пород, в которых они заимствовали рудные компоненты.

В случае, когда преобладал процесс перекристаллизации с незначительным перемещением рудного вещества внутри пласта или горизонта, могли образоваться метаморфизованные месторождения. Метаморфическая дифференциация и перекристаллизация усиливает контрастность рудных залежей, расположенных среди слаборудных или безрудных пластов. К разряду этих месторождений относятся: железистые роговики, джеспилиты, развитые в Украинском щите и во многих районах мира, марганцевые месторождения Индии, полиметаллические месторождения в Австралии, золотые, медные, урановые месторождения в конгломератах и песчаниках Канады, Бразилии и Южной Африки и многие другие. К этому же типу относится и большая группа нерудных месторождений: мраморов, графитовых гнейсов, кварцитов и многих других. Среди этой группы месторождений, в зависимости от первичных пород, можно выделить две крупные разновидности:

а) осадочно-метаморфические месторождения, характерные для *Fe, Mn, Au, U, Ti, Pt*;

б) осадочно-вулканогенно-метаморфические месторождения, характерные для *Cu, Ni, Co, V, Au, Zn*.

Минеральный состав руд и вмещающих пород метаморфизованных месторождений зависит от первичного исходного материала и уровня (стадии) метаморфизма. В качестве примера приведем железистые породы, развитые во многих щитах мира. По исходному составу выделяются две резко различные группы железистых пород: первая – кремнисто-железистая и вторая – кремнисто-алюминий-магний-железистая. При наличии незначительных примесей других элементов в этих породах они при метаморфизме приобретают различный минеральный состав.

С усилением метаморфизма замечено постепенное исчезновение резкой полосчастости, так хорошо наблюдающейся в породах низких ступеней метаморфизма. Пироксено-гранато-магнетитовые породы уже отличаются более или менее равномерным распределением слагающих их минералов, обособление магнетитовых или кварцевых прослоев наблюдается довольно редко.

Метаморфизованные месторождения имеют свои отличительные осо-

бенности, которые позволяют выделять их среди других групп метаморфогенных месторождений, а также отличать от постмагматических.

Ступени метаморфизма	Кремнисто-железистый	Кремнисто-алюминий-магний-железистый
Зеленых сланцев (Месторождения Саксаганского района, Криворожье, КМА, Сингбум и др.)	Скрытокристаллические кварц-магнетито-гематитовые джеспилиты	Кварцево-серицито-хлорито-гематитовые сланцы и роговики (тонкокристаллические)
Амфиболитовая (Северное Криворожье, Заимандрийские месторождения Кольского п-ва и др.)	Кварцево-магнетитовые джеспилиты (среднекристаллические)	Мусковито-амфиболо-магнетитовые роговики (среднезернистые)
Гранулитовая (Мариупольское месторождение в Приазовье, железорудные месторождения Северной Швеции)	Кварцево-магнетитовые нерезкополосчатые породы (крупнокристаллические)	Пироксено-гранато-магнетитовые породы (крупнозернистые)

I. Для залежей обычна пластовая форма, хотя они встречаются и в виде крупных уплощенных линз, напоминающих 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. Залежь располагается среди пород, относящихся к тем же первично-осадочным формациям, что и рудные пласты. Все это как бы сближает месторождения с осадочным генезисом, что, несомненно, является важной стороной метаморфизованных месторождений.

2. Минеральный состав метаморфизованных месторождений близок по набору парагенезисов и степени кристаллизации с вмещающими породами. Во многих случаях потеряна первичная слоистая текстура, однако хорошо видно закономерное размещение пород различных метаморфических фаций. Ореолов изменения боковых пород нет, но во многих случаях хорошо видны постепенные контакты руды и породы, выраженные в убывании рудных минералов.

3. Отсутствуют контакты руд, секущие простирание пород, рав-

но как и жильные образования с тем же набором минеральных ассоциаций, что и в пластовых залежах. Вместе с тем иногда наблюдаются трещинные жилы альпийского типа, в которых развиты минералы, получившие наибольшее распространение в залежах этого типа. Так, среди пластов железистых роговиков широко развиты кварцево-гематитовые жилы, идущие по поперечным трещинам отрыва, среди кварцитов - жилы кварца, а среди мраморов - жилы кальцита.

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

Примерами метаморфизованных месторождений являются многочисленные железистые кварциты, роговики и джеспилиты, широко развитые на всех щитах мира, золоторудные месторождения района Колар в Индии, месторождения меди и марганца в районе Сингбума в Индии, золоторудные и урановосные конгломераты Канады и Южной Африки и др.

Метаморфические месторождения образуются при перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород вследствие метаморфической дифференциации - перемещения рудных компонентов в пределах метаморфизуемой свиты пород и обособления рудного материала в благоприятных рудовмещающих структурах.

Метаморфические месторождения в основном относятся к стадии прогрессивного метаморфизма. Они обрузуются в участках наиболее развитых дифференциальных движений, связанных с пластической деформацией и проявляющихся в виде сложных складчатых структур.

В отличие от метаморфизованных месторождений, метаморфические образуются нередко среди пород бедных рудным (полезным) компонентом за счет его мобилизации из пород и перемещения в складчато-трещинные или разрывные зоны с пониженными давлениями. Метаморфические месторождения очень характерны для таких металлов, как железо, медь, уран, никель, кобальт, цирконий и в меньшей степени для полиметаллов.

Нами проведено сравнительное ознакомление и изучение аналогичных месторождений Кольского п-ва, Курской магнитной аномалии, Аньшаньского района КНР и Сингбумского района Индии. Рудные месторождения этих районов близки по составу, минеральным ассоциациям и условиям залегания. В результате изучения выявлены следующие особенности этих месторождений.

I. Минеральный состав железорудных, медно-никелевых и других руд аналогичен составу вмещающих пород. Залежи магнетитовых или гематито-магнетитовых руд располагаются среди магнетито-кварцевых роговиков и джеспилитов. Медно-никелевые вкрапленные руды, представленные густым скоплением халькопирита, пентландита и пирротина среди биотито-амфиболовых пород, отличаются от вмещающих пород большим количеством вкраплений рудных минералов и т.д.

Изучение контактов рудных залежей с вмещающими породами показало, что рудные и нерудные кристаллы не меняют своих форм и размеров при переходе из руды в породу. Они относятся к одному этапу образования и характеризуются одинаковыми парагенетическими ассоциациями.

2. Постоянный комплекс элементов в породах и рудах. По многочисленным анализам сплошных лент, отобранных на перехóде от руды к вмещающей породе, видно, что новых элементов в руду, по сравнению с боковыми породами, при рудообразовании не внесено (Белевцев, 1964). Можно говорить только о концентрации рудных компонентов в благоприятных местах.

3. Преобладание структур перекристаллизации и частичного замещения, что свидетельствует о преимущественном метасоматическом процессе, господствовавшем при рудообразовании. Залежи метаморфического происхождения в основном образовались за счет замещения вмещающих пород при железном или железо-магнезиальном метасоматозе. Вместе с тем нередко встречаются рудные залежи, где не наблюдается метасоматических процессов, а преобладает общая с вмещающими породами перекристаллизация. Вероятно, перемещение рудного компонента происходило в этом случае еще до общей метаморфической кристаллизации, отвечающей достигнутой ступени метаморфизма для этих пород. Структуры выполнения открытых полостей либо отсутствуют, либо встречаются крайне редко (жилы, прожилки, гнезда).

4. Размещение рудных залежей и месторождений определяется складчато-трещинными структурами. Наблюдается совпадение контуров рудных залежей с зонами складчатых структур или отдельными складками. В Криворожском бассейне железорудные залежи приурочены к поперечным изгибам различной формы. Крупные разрывы и трещины отдельностей обычно являются пострудными. Сами руды в большинстве

случаев характеризуются плойчатой текстурой тектонического происхождения. Контакты их являются секущими к слоистости пород и выражены обогащением породы рудными компонентами. Складчатые структуры залежей и плойчатые текстуры руд характерны не только для месторождений Кривого Рога, но и для месторождений Курской аномалии, Китая, Бразилии и многих других районов. Аналогичное складчатое строение имеют многие медноколчеданные месторождения метаморфического генезиса (Печенга, Сингбум, С.Родезия и др.).

5. Рудные месторождения и залежи размещены полосами и узлами, которые отчетливо контролируются пластами или свитами пластов метаморфических пород и складчатыми структурами, но их расположение не зависит от наличия или отсутствия в районе интрузивов. Нет закономерной связи в составе малых и редких элементов интрузий и руд. В большинстве изученных случаев интрузивные тела в рудных районах имеют пострудный возраст, а в отдельных местах интрузивы обогащаются рудными компонентами метаморфических пород.

6. Широко известно явление утонения кварцевых прослоев железистых роговиков 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.

Приведенные особенности метаморфических месторождений дают основание выделить их в самостоятельную группу среди многих других генетических типов. Метаморфические месторождения возникают в различных метаморфических фациях. Так, фации зеленых сланцев отвечают месторождения магнетитовых и гематитовых руд, месторождения марганца (браунит), меди и асбеста; амфиболитовой фации - месторождения магнетита, кианита, наждака, циркона, графита, марганца (биксбит); гранулитовой фации - железорудные (магнетито-пироксеновые), месторождения ставролита, граната, титано-магнетита, меди и никеля (халькопирит-пентландитовые) и др.

Одним из главных условий возникновения метаморфических месторождений является достаточное количество растворов, могущих транспортировать рудный материал. По этой причине при метаморфизме можно проследить перемещения относительно небольшой части содержащихся в породе рудных компонентов, которая составляет лишь нес-

колько процентов от их общего количества. Так, наши подсчеты перемещения железа в железорудной свите при метаморфическом образовании залежей богатых руд Центрального района Криворожского бассейна, основанные на больших фактических материалах, показали перемещение всего лишь 3–4% железа от общего его количества в свите.

В качестве примера метаморфических месторождений могут быть приведены богатые магнетитовые и гематитовые месторождения Криворожского бассейна, Аньшаня (Китай), Канады, медные месторождения Катанги и Северной Родезии в Африке, медно-никелевые месторождения Печенги, полиметаллические месторождения Австралии и многие другие.

Ультраметаморфические месторождения образуются под действием поднимающихся растворов из зон ультраметаморфизма пород. Согласно современным работам петрографов (Коржинский, 1967; Судовиков, 1964; Шуркин, 1963, и др.), ультраметаморфизм состоит в перекристаллизации, метасоматозе и частичном переплавлении исходного материала, осуществляющихся под действием потока растворов, содержащих Na и K.

В зоне ультраметаморфизма образуется так называемый фронт базификации, характеризующийся перемещением больших масс Fe, Mg, Ca, Na, K и многих редких и цветных металлов. По существу в этой зоне возникают метаморфические растворы, которые нередко приобретают свойство рудных, а дальнейшее их продвижение в область пород низких ступеней метаморфизма при благоприятных условиях могло вызвать рудообразование.

При гранитизации вулканогенных пород фиксируется вынос Fe, Cu, Ni, Ti и Co; при гранитизации железисто-сланцевых пород – Fe, Zn, Ag и Sn; при гранитизации песчаников и конгломератов – Au, Ni, Co и Cu.

Постгранитизированные или ультраметаморфические гидротермальные растворы могут иметь различный набор рудных компонентов в зависимости от состава гранитизируемых пород.

Грандиозное перемещение материала при гранитизации наблюдается в породах Украинского щита. Среди породообразующих элементов повсеместно наблюдается вынос Fe, Mg, Ca и привнос Si, Al и щелочей. При гранитизации амфиболитов и железистых роговиков происходит вынос растворами Ca, Fe, Mg и привнос Si, Al, Na, K; при гранити-

зации сланцев и гнейсов также виден вынос больших количеств Mg, Ca, Fe и привнос Si и щелочей.

Проведенные подсчеты количества рудных элементов в сланцах, гнейсах и амфиболитах до и после превращения этих пород в мигматиты и граниты однозначно показали резкое уменьшение рудных элементов при гранитизации. При перекристаллизации рудные компоненты не входили в новообразовавшиеся кристаллические решетки мигматитов и гранитов и выносились метаморфическими растворами.

Рудные растворы поднимались в область расслоенных метаморфических пород, где по пути могли обогащаться новыми элементами, и в благоприятных складчато-трещинных или разломных структурах оставляли свой полезный груз в порядке падения теплоемкости минеральных парагенезисов.

Для ультраметаморфических месторождений характерно развитие железисто-магнезиального, щелочного и кальциево-углекислого метасоматозов. Они обычно приурочены к складчато-трещинным структурам в благоприятных литологически породах, нередко имеют грандиозные размеры. Среди измененных пород известны месторождения Cu, U, Fe, Ti, Pb и других металлов. Иногда, особенно на завершающих этапах, наблюдаются образования жильных и штокверковых месторождений. К этому типу относятся титаномагнетитовые, редкометальные, медноникелевые и многие другие месторождения.

Кроме того, в зонах ультраметаморфического рудообразования развиты полевошпато-кварцевые пегматитовые тела с редкометальным тантало-ниобатовым оруденением, а также гидротермальные кварцевые и кварц-сульфидные тела, несущие комплекс цветных и редких металлов.

В отличие от метаморфизованных и метаморфических месторождений ультраметаморфические образуются за счет привноса рудных компонентов гидротермальными растворами из-за пределов толщ, где происходит рудоотложение.

Характерными особенностями ультраметаморфических месторождений являются:

1) широкое развитие зон щелочного (K и Na) метасоматоза, которому подвержена большая группа алюмосиликатных пород (сланцы, гнейсы, силикатные железистые роговики, мигматиты и граниты);

2) рудные тела, жилы и штокверки размещаются среди щелочных пород по зонам смятия и смещения с характерными парагенезисами для регрессивного метаморфизма;

3) рудные месторождения и процессы изменения пород нередко развиваются по зонам глубинных разломов, простирающихся на сотни, а иногда и тысячи километров, образуя протяженные рудные пояса с однотипными процессами;

4) в формировании месторождений главную роль играли метасоматические процессы, выполнение пустот (прожилки и жилы) имели весьма подчиненное значение;

5) формирование метасоматических месторождений происходило, с одной стороны, на заключительных стадиях складкообразования, когда породы находились в состоянии наибольшей тектонической напряженности, обеспечивающей высокую проницаемость поровых растворов, а с другой - когда уже развились разрывные зоны, по которым шли перемещения пород;

6) интрузивные тела гранитоидов и малые интрузии основных пород являются более поздними по отношению к ультраметаморфическим месторождениям одного этапа развития;

7) метасоматические образования накладываются на породы различных ступеней регионального метаморфизма или породы предшествующих этапов ультраметаморфизма;

8) ультраметаморфические рудные зоны относятся к локальным, хотя иногда и протяженным.

Эти признаки отличают ультраметаморфические месторождения от собственно метаморфических наложенными парагенезисами и привнесенными элементами по отношению к вмещающим породам, а от гидротермальных (постмагматических) - широтой развития и закономерным составом метасоматитов и руд.

Ультраметаморфические месторождения характерны для архейских и особенно протерозойских образований щитов и оснований древних платформ, однако в ряде мест к этому типу можно отнести и месторождения, размещенные в палеозойских структурных этажах, образовавшихся вследствие ультраметаморфизма нижних горизонтов складчатой структуры.

В структурном отношении наиболее благоприятными условиями для размещения ультраметаморфических месторождений являются складчато-трещинные структуры расслоенных метаморфических пород, часто приуроченные к зонам глубинных разломов краевых прогибов.

Последние расположены на границе краевых прогибов и внутренних геосинклинальных областей. Эти зоны чаще всего заложены в начальные периоды геосинклинального развития, являются консе-

диментационными с верхним структурным ярусом, хорошо выражены широкой зоной многократного смятия, наложенной минерализацией, сменой фаций и формаций пород, большим градиентом мощностей и различными ступенями метаморфизма пород. Такие зоны часто прослеживаются на границе архея и протерозоя. Архейские породы сильно гранитизированы, обычно представлены мигматитами и реоморфическими гранитами; протерозойские - менее гранитизированы и в основном представлены расслоенными гнейсами и кристаллическими сланцами, подвергшимися метасоматическим изменениям.

Зона краевого прогиба геосинклинали развилась в сложный синклинорий с глубоким заложением до 4-8 км. В пределах синклинория породы образовали складчато-трещинную структуру с послойными перемещениями отдельных слоев и созданием расслоенных легко проницаемых зон, особенно в местах замыкания синклиналей и поперечных изгибов пластов. На складчатую (синклинорную)полосу пород, простирающуюся вдоль глубинного разлома, наложились разрывные структуры, которые на разных этапах метаморфизма и особенно ультраметаморфизма явились путями движения перемещающихся растворов.

Эти складчато-разрывные зоны явились местами развития наложенного минералообразования и связанного с ним рудообразования. Наиболее интенсивное рудообразование наблюдается в складчатости, сочетающейся в разрывными структурами.

Изменение пород и рудообразование в этих зонах зависит от исходных пород и состава поднимающихся из зон ультраметаморфизма растворов. Исходные растворы по пути своего следования меняли свой состав вследствие того, что экстрагировали различные элементы из пород, через которые проходили, и переносили их к месту отложения.

В одних случаях в зоне краевого прогиба и глубинного разлома развивался щелочной метасоматоз. На первом этапе этого процесса проявился калиевый метасоматоз, выраженный в образовании микроклиновых пород, нередко почти чистых микроклинитов. Замещению подвергаются кварц и плагиоклаз гнейсов и мигматитов. На втором этапе получили развитие натрийсодержащие минералы - альбит, эгирин и щелочные амфиболы. Отчетливо наблюдается зависимость возникновения минерала от исходного состава породы.

Альбит образовался по плагиоклазу, микроклину, кварцу и другим минералам гнейсов, микроклинитов и мигматитов. Часто образуются почти мономинеральные альбитовые породы - альбититы или

частично альбитизированные гнейсы, граниты и мигматиты. Наиболее интенсивно альбитизируются граниты, реже гнейсы и еще реже мигматиты. Эгирины и эгиринить в значительных масштабах возникают по железистым роговикам и джеспилитам, где есть достаточное количество кремнезема и железа, которые вместе с привнесенным натрием образуют эгирины. Щелочные амфиболы (радузит, глаукофан, рибекит) образуются по куммингтониту и биотиту.

Метасоматический процесс завершается образованием относительно низкотемпературного парагенезиса таких минералов, как доломит, анкерит, кальцит, иногда эпидот и хлорит, с которыми часто ассоциируют рудные минералы - гематит, пирротин, уранинит, галенит, апатит, циркон и сфен.

Иногда по относительно узким зонам смятия среди альбититов развиваются прожилки и вкрапления хлорита, эпидота, настурана, серицита и карбонатов, образующих обычно тесные прорастания.

Описанный тип структур и процессов рудообразования встречается в Канадском и других щитах.

Для этого типа структур характерны, например, месторождения железо-урановых и силикатно-урановых формаций. Месторождения этого типа встречаются только в местах интенсивного щелочного и карбонатного метасоматозов, хотя и относятся к завершающим стадиям процесса. Обычно железо-урановые месторождения размещаются в участках интенсивной складчатости железисто-сланцевых пород, представленной крутыми 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 в основном форму пластовых согласных тел, уплощенных линз или уплощенных рудных столбов, погружающихся на глубину согласно со складчатостью.

К этому типу относится Канадский пояс урановых, медных и полиметаллических месторождений, особенно в его юго-восточной части, где он представлен месторождениями Эльдорадо и Контакт, а также месторождениями озера Атабаска и Мичиган. Для месторождений этого пояса характерны пластообразные тела, рудные столбы, реже жилы сплошных и вкрапленных руд, которые располагаются среди пород протерозоя (группы Эхо и Атабаска), сложенных в сжатые складки и разбитых многочисленными смещениями. Рудные тела приурочены к породам, богатым железом и магнием - железистым кварцитам, доломитам и амфиболитам.

В других случаях с глубинными разломами краевых прогибов связаны месторождения железа, меди, урана и других металлов, которые не сопровождаются щелочным метасоматозом. В качестве примера можно указать на Сингбумский рудный пояс Индии, где расположены железорудные, апатит-циркониевые, титаномагнетитовые, редкометальные и медные месторождения.

Таким образом, метаморфогенное рудообразование охватывает большое разнообразие металлов, имеет широкий диапазон способов рудоотложения и форм рудных тел. Мы встречаем метасоматические рудные тела, рудные жилы, прожилковые и штокверковые залежи и рудные столбы, образованные с помощью гидротермальных растворов, имеющих метаморфогенное происхождение.

Метаморфогенные месторождения причинно и генетически связаны с процессами осадкообразования, региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом. Рудообразование не зависит от действия отдельных магматических интрузивов, а является закономерным явлением, возникающим при метаморфизме и ультраметаморфизме пород в складчатых областях.

Современная теория метаморфогенного рудообразования имеет большое значение для понимания закономерностей размещения рудных месторождений в пределах кристаллических щитов. Поэтому разработка ее является первостепенной задачей геологов.

О масштабах метаморфизма и метаморфогенного рудообразования

В пределах докембрийских щитов мира масштабы развития метаморфических и ультраметаморфических образований поистине грандиозны. Они распространяются на тысячу и даже несколько тысяч километров на поверхности земли, уходят на глубину нескольких десятков километров и по существу слагают бо́льшую часть всей материковой земной коры. Осадочные породы, образовавшиеся в послепротерозойское время, распространены лишь у самой поверхности и имеют подчиненное значение в строении земной коры.

Метаморфические породы докембрия сформированы в период времени от 3600 до 1200-1100 млн.лет, т.е. в течение около 2500 млн.лет, что в 4 - 5 раз превышает длительность всех послепротерозойских геологических эпох.

В качестве примера рассмотрим Украинский щит, представляющий собой относительно небольшую часть кристаллического основания

Русской платформы. Он имеет ширину 300-400 км, длину около 1100 км. Щит сложен метаморфическими и ультраметаморфическими породами с общей мощностью в несколько десятков километров (около 30 - 35 км). Объем метаморфических пород равен 10 млн.км^3. Этот объем более чем на 90% занят метаморфическими и ультраметаморфическими породами, из которых гнейсы и кристаллические сланцы занимают 10-12%; амфиболиты 3-5%; мигматиты, анатектиты и ультраметаморфические граниты - 77%; менее 10% приходится на интрузивные плутоны, такие как щелочные граниты Приазовья, Корсунь-Новомиргородские, Коростенские и некоторые другие.

В последние годы геофизические работы, бурение и детальное изучение этих пород дает все больше материалов о метасоматическом образовании большинства пород, слагающих эти плутоны.

Первичными эквивалентами анатектитов, мигматитов, гнейсов и кристаллических сланцев являются вулканогенные образования, что особенно характерно для архейского цикла развития, и терригенные и хемогенные осадки с подчиненным количеством вулканогенных, которые широко распространены в протерозойском цикле развития геосинклинали.

Главнейшими особенностями истории геологического развития Украинского щита, установленными методом "снятия метаморфизма", позволившим провести выделение и анализ литологических формаций, являются следующие:

1. Два цикла геосинклинального развития докембрийской геосинклинали Украинского щита - архейский и раннепротерозойский. Для архейского цикла характерно обилие вулканогенных продуктов с подчиненным количеством терригенных осадков, формировавшихся при недостатке кислорода в атмосфере и гидросфере и преобладании углекислоты. Последнее определило своеобразный ход изменения осадков и вулканитов. Раннепротерозойский цикл характеризуется обилием терригенных и хемогенных осадков с подчиненным количеством вулканитов. Грандиозное накопление железа в нижнем протерозое связано с появлением свободного кислорода в атмосфере и гидросфере.

2. Складчато-метаморфические процессы (региональный метаморфизм), развившиеся в средние этапы циклов, вызвали метаморфизм и ультраметаморфизм осадочных и вулканогенных пород. Образовались метаморфические зоны зеленых сланцев, амфиболитов и гранулитов и ультраметаморфические породы - мигматиты, анатектиты и граниты.

Большая часть гранитоидных пород, относимая ранее к магматическим циклам - житомирским, кировоградским, саксаганским гранитам и их мигматитам, является продуктами ультраметаморфизма архейского и раннепротерозойского циклов.

Таким образом, подавляющая часть (более 85%) всех пород Украинского щита представляет собой осадочно-вулканогенные синклинальные породы, преобразованные метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

По данным определений абсолютного возраста, завершение метаморфизма архейских пород происходило в период 2400 - 2200 млн.лет, а нижнепротерозойского - 2200 - 1800 млн.лет.

3. Интрузивные образования, представленные кислыми и основными породами, занимают 11 - 13% площади щита. К ним относятся щелочные граниты Приазовья, Корсунь-Новомиргородский и Коростенский плутоны, а также некоторые мелкие массивы гранитов - Токовский плутон, Боковянский, Верблюжинский и др. Возраст этих интрузивов от 1200 до 1600-1700 млн.лет, т.е. они значительно (на 300 - 1000 млн.лет) моложе метаморфизма и гранитизации и, вероятнее всего, относятся к зонам активизации платформ в верхнем протерозое и рифее.

К настоящему времени в кристаллическом фундаменте Украинского щита выявлены крупнейшие месторождения железных руд, связанных с формацией джеспилитов, никеля, редких металлов и рудопроявления меди, титана, вольфрама, олова, свинца, кобальта, золота, платины, а также хромитов, циркона, графита, асбеста, слюды и магниевого сырья. Однако низкая изученность геологического строения щита, характеризующаяся отсутствием единой стратиграфической схемы, схемы тектонического развития, понимания первичного состава пород и последовательности их метаморфического преобразования, не позволяет понять объективные условия образования и закономерности размещения месторождений на территории щита. Вероятно, вследствие этих причин на Украинском щите еще не открыты крупные промышленные месторождения меди, золота, платины, никеля, кобальта, свинца, цинка и других металлов, широко известные на других аналогичных щитах (Канадском, Бразильском, Южно-Африканском и др.).

При рассмотрении размещения месторождений и рудопроявлений в породах Украинского щита можно заметить следующую закономерность. Железные руды распространены среди метаморфических пород железорудной свиты Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны, в Белозерско-Запорожско-Ореховской, Верховцево-Чертомлыкской и

Брусилов-Одесской зонах. В последнее время открыты железорудные месторождения в Среднем Приазовье. Все железистые роговики и джеспилиты (бедные руды) залегают в виде пластов метаморфических пород среди кристаллических сланцев различного состава.

Состав железорудной свиты отвечает первичным осадочным образованиям кластогенного и хемогенного происхождения с подчиненным количеством вулканогенных пород. Фациальный анализ первичных эквивалентов нижнепротерозойских образований, в состав которых входит железорудная серия, не вызывает сомнения в геосинклинальном осадочно-вулканогенном происхождении богатых железом пластов железистых роговиков, джеспилитов и сланцев.

Наиболее мощные толщи железистых пород сохранились в синклинориях нижнепротерозойского возраста, сложенных метаморфическими породами ступени зеленых сланцев (Криворожский бассейн, Кременчугский и Малобелозерский районы). Реже они встречаются среди пород амфиболитовой и гранулитовой ступеней метаморфизма (Мариупольский, Ореховский и Северо-Криворожский районы). В случаях, когда они затронуты гранитизацией, наблюдается снижение рудоносности железистых пород до превращения в безрудные мигматиты и граниты (Брусилов-Одесская, Орехово-Павлоградская и другие зоны).

Богатые железные руды располагаются в складчато-трещинных зонах среди железистых роговиков, джеспилитов и сланцев. Они образуют рудные столбы и залежи другой формы, не выходящие за пределы пластов и горизонтов железистых пород. Отсутствие или близость гранитоидных интрузий не влияет на размещение железистых роговиков или богатых руд.

Рудопроявления золота, меди, хрома, никеля, платины и некоторых редких элементов располагаются среди песчаников и конгломератов, залегающих у основания нижнепротерозойских осадочно-метаморфических свит.

Метаморфизм пород высоких ступеней нарушает первичное пластовое размещение рудных концентраций, хорошо сохранившееся при низких ступенях метаморфизма.

Медные, медно-никелевые и кобальтовые руды встречены в ряде районов щита среди толщ вулканогенных или осадочно-вулканогенных пород, характерных для геосинклинальных рвов верхнеархейского цикла развития подвижных зон. Повышенные концентрации рудных компонентов наблюдаются в складчато-трещинных зонах среди эффузивно-осадочных пород, подвергшихся метаморфизму различных ступе-

ней. Они аналогичны многочисленным медно-никель-кобальтовым месторождениям, развитым на щитах, в частности, напоминают Печенгский рудный район Кольского п-ва.

Месторождения и рудопроявления, приуроченные к метаморфическим породам и не зависящие от наличия или отсутствия в районе гранитоидных интрузий, относятся нами к разряду метаморфизованных и метаморфических месторождений.

В Украинском щите известны также жильные, прожилковые и вкрапленные руды, образовавшиеся среди метаморфических пород в зоне экзоконтакта фронта гранитизации. К таким образованиям относятся Радионовское железо-титановое и вольфрамовое рудопроявление, Карачуновско-Лозоватское медно-сульфидное рудопроявление и многие другие. К этой же группе относятся оруденения железа и некоторых редких элементов, развившиеся в связи с магнезиально-железистым и щелочным метасоматозами. К числу месторождений этого типа относятся многие рудные залежи Северного Криворожья, Кременчуга, Брусилов-Одесской и Орехово-Павлоградской зон.

С известными на Украине плутонами - Коростенским, Корсунь-Новомиргородским, точнее с их габбровыми массивами, связаны рудопроявления меди, никеля, полиметаллов, молибдена и олова. С щелочными породами Приазовья генетически связаны циркон-пирохлоровая и галенитовая минерализации.

Таким образом, подавляющее большинство эндогенных месторождений и рудопроявлений, известных к настоящему времени в Украинском щите, пространственно и причинно связаны с осадочно-вулканогенными и метаморфическими процессами.

На примере Украинского щита и многих других щитов мира видно, что материковая кора земли сложена метаморфическими и ультраметаморфическими породами, которые являются переработанными - измененными, осадочными и вулканогенными породами. В процессе динамотермального метаморфизма возникли зоны, сложенные породами различных ступеней метаморфизма, которые составили тектоно-метаморфическую расслоенность земной коры. Ультраметаморфизм привел к образованию зоны гранитоидов, занимающей место среди амфиболитовой и гранулитовой фаций. Такие грандиозные изменения первичных осадков, вулканитов и исходного материала Земли, естественно, привели к не менее разительному перемещению и концентрации рудогенных элементов. Это перемещение интенсифицировалось и обогащалось выносом растворов и элементов из области верхней

мантии как в период становления оболочек Земли, так и в более поздние периоды.

Таким образом, метаморфогенное перемещение металлов и образование месторождений имеет планетарный размах и должно относиться к общим геологическим закономерностям развития Земли.

Изучение и выделение различных типов метаморфогенных месторождений позволит эффективно прогнозировать поиски промышленных месторождений.

Литература

Белевцев Я.Н. Проблемы метаморфогенного рудообразования в докембрии. Госгеолиздат, М., 1964. (Междунар. геолог. конгр. XXII сессия. Докл.сов.геологов).

Белевцев Я.Н. Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. "Наукова думка", К., 1966.

Белевцев Я.Н. Метаморфогенные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных месторождений. "Наука", М., 1968.

Белоусов В.В. О коре и верхней мантии материков. - Сов. геология, 1965, 1.

Бенарджи А.К. Пересекающаяся складчатость, мигматизация и рудоотложение в пределах одного из участков зоны скалывания Сингбум к югу от Джамджепура, Бихар, Индия. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, в.2. ИЛ, М., 1964.

Билибина Т.В., Титов В.К. Метаморфогенные месторождения Алданского щита, закономерности их размещения и геохимические особенности.- В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Буряк В.А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золоторудного района. - В кн.: Труды III Всес. петрограф. совещ., Баку, 1964.

Буряк В.А. О миграции золота в условиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. - В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Буряк В.А., Лобанов М.П., Хрянов П.М. К проблеме метаморфогенного рудообразования. - Сов.геолог., 1967, 5.

Вертушков Г.Н. Гранитизация железистых кварцитов из восточной контактной зоны Уфалейского гранитного массива. - В кн.: Труды П Всес. петрограф. совещ.,Ташкент, 1960.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. "Мир", М., 1969.

Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1962, 11.

Горяинов П.М. Метаморфические преобразования в железистых кварцитах Кольского полуострова и проблема богатых железных руд. - В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования, "Наукова думка", К., 1969.

Домарев В.С. Отличительные особенности гидротермальных и метаморфизованных месторождений. - ДАН СССР, 1954, т.48, 3.

Домарев В.С. Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений. - Материалы ВСЕГЕИ, нов.сер., в.8, 1956.

Домарев В.С. О некоторых проблемах учения о рудных месторождениях. - Зап.Всес.мин.об-ва, 1964, т.2.

Домарев В.С. О метаморфогенном рудообразовании. - Сов. геол. 1966, 4.

Елисеев Н.А. Метаморфизм. "Недра", М., 1963.

Карпова Г.В. О мусковитовых гидрослюдах в угленосных полифациальных отложениях. - Литолог. и полезн. ископ., 1967.

Карапетян А.Н. О метаморфическом рудообразовании в Помбакском рудном районе Арм.ССР. - В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования."Наукова думка", К., 1969.

Кулиш Е.А. Метаморфический рудогенез высокоглиноземистых формаций архея Алданского щита. - В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Коржинский Д.С. Режим кислотности и щелочноземельности трансмагматических растворов. - В кн.: Проблемы кристалл. минер. и эндогенного минералообразования, "Наука", М., 1967.

Марков В.Н. К вопросу о роли метаморфизма в формировании богатых медно-никелевых руд. - В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Питчер У.С. Общий обзор проблемы. Природа метаморфизма. "Мир", М., 1967.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. ИЛ, М., 1962.
Сапрыкин Е.П. Некоторые особенности генезиса касситерито-сульфидных месторождений и проблема метаморфогенного рудообразования - В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.
Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. Природа метаморфизма. "Мир", М., 1967.
Семенов А.И., Смыслов А.А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения. - Зап. Всес. минералог. об-ва, ч.XCVI, в.5, 1967.
Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. - Вестн. АН СССР, 1969, 6.
Смыслов А.А., Титов В.К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиологической зональности земной коры. - Изв.АН СССР, серия геолог. 1967, 11.
Соболев В.С. Роль высоких давлений при метаморфизме. - В кн.: Междунар. геол.конгресс XXI сессия, пробл. 14. Изд-во АН УССР, К., 1960.
Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, М., 1962.
Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. - Геотектоника, 1966, 6.
Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и метаморфические комплексы Юго-Западного Памира и Иртышской зоны смятия. - Автореферат докт. диссертации. Л., 1969.
Шуркин К.А. О классификации ультраметаморфических пород. - В кн.: Труды I Уральск. петрографич. совещ., Свердловск, 1963.
Щербаков Д.И. Состояние и общее направление развития геологических наук в СССР. - Изв.АН СССР, серия геол., 1963, I.
Andreatta C. Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tectonischen Metamorphose. - Mineralogie Mon. N 1-2,1954.
Ramdor P. Über Metamorphose und Sekundäre Mobiliseirung.- Geol. Rundschau, vol. 42, 1953.

S u l l i v a n C. L. Heat and temperature in ore deposition.— Econom. Geol., vol. 52, 1, 1957.

Д.П.Сердюченко

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

I. Значение осадочно-метаморфических толщ в сиалической земной коре, как известно, очень велико. В возрастном отношении, т.е. по длительности процесса отложения, они занимают более 7/8 всего геологического времени (3,5 и 0,5 млрд.лет соответственно); по мощности же слагают толщи в километры и десятки километров. Поэтому связанные с ними рудные и нерудные месторождения широко распространены и в балансе минерального сырья играют решающую роль, а геохимия главной части сиалической земной коры обусловлена составом осадочно-метаморфических, преимущественно докембрийских толщ. Поэтому и металлогения материковой земной коры в главных чертах является производной тех седиментационных, метаморфических, ультраметаморфических (палингенных) и связанных с ними гидротермальных процессов, которые развивались и развиваются в пределах мощной зоны осадочно-метаморфических толщ (Сердюченко, 1965, 1968).

Многочисленные сведения, а также непрерывно появляющиеся в советской и мировой литературе новые данные, убедительно свидетельствуют о том, что мощные коры выветривания развивались в континентальных условиях на земной поверхности уже более 3 млрд. лет, и продукты их размыва и переотложения, дифференцированные в осадочном цикле материала, отлагались в пониженных частях рельефа, что привело к образованию как остаточных, так и аккумулятивных месторождений. В дальнейшем в зонах метаморфизма, ультраметаморфизма и палингенеза шло формирование гнездовых или пластообразных, метаморфизованных на разных ступенях месторождений различных полезных ископаемых, происходила их частичная гидротермальная переработка и перемещение рудогенных компонентов с образованием жильно-гидротермальных (метаморфогенных) месторождений;

местами или широко, почти регионально, генерировались не только палингенные и ассимиляционные силикатные (в частности гранитоидные и щелочные) магмы, но и парагенетически сопряженные с ними железные, фосфатные, карбонатные и другие "магмы" и флюидные расплавы-растворы. Естественно, что в некоторых случаях продукты такой метаморфической глубинной переработки в силу явлений конвергенции не только по ряду деталей, но и в своем общем облике и свойствах, в механизме внедрения и взаимодействия с боковыми породами напоминали продукты, процессы и сопутствующие им контактно-метасоматические характерные явления, известные и для ювенильно-магматических пород и процессов. Гидротермальные минеральные жилы и механизм гидротермального процесса неизбежно обнаруживает сходные черты и трудно распознаваемые отличия между активными водами ювенильного происхождения и нагретыми поверхностными водами глубинной циркуляции. Тем не менее широкие и целеустремленные геологические (литологостратиграфические, структурно-тектонические, биохимические) исследования комплексов осадочно-метаморфических отложений и закономерно построенных формаций почти всегда помогают внести в этот генетический вопрос необходимую ясность (Сидоренко и Лунева, 1961; Сидоренко и Ожогин, 1968).

В настоящее время геология располагает многочисленными геохимическими и гидрохимическими данными о том, что первичная рудообразующая роль интрузивно-эффузивных процессов, крупная или значительная на древних этапах геологического развития земной коры и в зонах глубинных разломов в последокембрийские периоды, затухает как ювенильный источник рудного вещества уже в позднем протерозое и тем более в последующие более молодые периоды, когда вулканические процессы и породы становятся переносчиком и концентратором того рудного материала, который был рассеян или сконцентрирован во вмещающих вулканические аппараты осадочных главным образом морских отложениях. Сильно повышенные содержания, например бора, известны в современных вулканических термах Новой Зеландии, а в Исландии, где нет морских осадочных толщ, в вулканических термах и гейзерах бор встречается в ничтожных количествах или отсутствует (Иванов, 1958). Дисперсная, но повсеместная улексито-гидроборацитовая минерализация майкопских глин на Кавказе формировалась, очевидно, в резуль-

тате гидротермального переноса; она была источником бора для образования датолита в зонах контактов малых сиенито-трахитовых интрузий, рвущих эти глины, с вышележащими известняками и мергелистыми глинами (Авдусин, 1939; Ализаде, 1958; Сердюченко и др., 1960, 1967).

В связи с этим существенный интерес представляют выводы о том, что жильные гидротермальные месторождения полезных ископаемых, широко распространенные в позднем протерозое, палеозое и мезокайнозое, почти отсутствуют в более древних толщах, т.е. в условиях, когда распространение и объем морских осадочных пород был еще ограничен (Саакян, 1968).

Процессы выветривания на поверхности материков протекали уже со времени нижнего архея (катархея), когда добиогенный этап развития Земли с богатой CO_2 и почти бескислородной атмосферой перешел (очевидно, постепенно) в этап биогенный с развитием сначала морской, а затем и наземной жизни, а в связи с этим - формированием бедной CO_2 и обогащенной кислородом атмосферы (Балашов, Ронов и др., 1964; Виноградов, 1959; Сердюченко, 1960, 1963, 1968).

Таким образом, помимо мощной дифференцирующей и рудопроизводящей роли гипергенных кор выветривания, почти синхронно с ними стало быстро развиваться и накапливаться уже с позднего архея органическое живое и косное вещество, обусловив формирование уже в протерозое биосферы, в которой (в результате жизнедеятельности и создания восстановительных сред и условий для энергичного сорбирования) возникли месторождения многих полезных ископаемых (Вологдин, 1965; Наумова, 1968; Сидоренко и др., 1968; и др.). Особенно следует отметить месторождения сульфидного типа, связанные с органическими илами, переходящими затем (в результате эпигенеза и метаморфизма) в так называемые "черные сланцы", графитовые гнейсы и т.д. (Laitakavi, 1925; Сердюченко, 1927, 1930, 1935, 1969).

2. Термин "черные сланцы" является собирательным (Swanson, 1961; Vine 1966): одни из них представляют собой алевриты, другие (в том числе граптолитовые сланцы в Неваде) - являются кремнисто-илистыми образованиями, медистые сланцы в ГДР и битуминозные из Грин-ривер в США относятся к мергелям, а пенсильванские черные сланцы в Западной Индиане занимают по составу промежуточное положение между глинистой породой и углем. Для примера от-

метим, что сульфидоносные слюдисто-амфиболо- и кремнисто-графитистые (метасапропелитовые) тонкополосчатые сланцы в восточной Финляндии содержат рассеянные минералы: пирит, пирротин, халькопирит, отчасти галенит, сфалерит, блеклые руды, золото, тухолит... Под влиянием метаморфизма и гранитных внедрений произошла мобилизация этих сингенетических рудогенных компонентов и они переотложились в зонах трещиноватости и пластового расслоения, образуя крупные гнездовидно-линзовидные тела на месторождении Outokumpu (Borchert, 1955; Saksela, 1957, Peltola, 1960).

Крупные промышленные сульфидные концентрации в Северной Швеции (район Скелефт) генетически связаны с воздействием палингенного гранитообразования на богатые органическим веществом свионийские сланцево-карбонатные породы, местами превращенные в графитовые сланцы с вкраплениями сульфидов. В результате гидротермального перемещения (с изменением боковых пород) и концентраций рудного вещества в зоне продольных и секущих трещин образовались сплошные линзовидные массы пирита с переменным количеством халькопирита, сфалерита, небольшой примесью галенита, пирротина, арсенопирита, бурнонита и др.; золото и серебро на участке Болиден предоставляют главный предмет добычи (Gavelin, 1955).

В метаморфических докембрийских толщах Японии пирит и гематит постоянно присутствуют в основных сланцах глаукофановой зоны, но в графитовых и тонкослюдистых (пелитовых) сланцах - метаморфических производных черных илов и обогащенных органикой глинистых осадков гематита нет, но, кроме пирита, широко распространен пирротин (Kanehira and oth., 1964).

Пиритовые зоны в северо-западной части Онтарио предоставляют собой согласные линзообразные тела в кровле докембрийской вулканогенно-осадочной железорудной толщи. Они на 50% состоят из первичного осадочного сингенетического пирита, который почти весь имеет обломочную, колломорфную и скрытокристаллическую структуру. Пирит I пронизывается и частично замещается поздними пиритом II, гематитом и гетитом и содержит примесь Co и Se, также Ni и As; отношение Co:Ni низкое. Пиритовые зоны Синпрок образовались, очевидно, в относительно обособленных бассейнах с сероводородным заражением (Wright, 1965).

3. Генетически сопряженные с образованием и последующим размывом и переотложением древнейших кор выветривания (в частности

на основных и ультраосновных изверженных породах) в области древних платформ и щитов (Балтийского, Украинского, Сибирского, Канадского, Южно-Африканского, Индоавстрало-Мадагаскарского, т.е. Гондванского) сформировались многочисленные месторождения железных, марганцевых, алюминиевых и колчеданно-сульфидных руд, в ряде случаев - крупных вкрапленных или пластообразных скоплений сернокислого бария или значительных концентраций фосфатных минералов.

Сопровождаясь отложением растворенных и тонко взвешенных продуктов кор выветривания в фациальном профиле прибрежно-морских отложений (алюминий, железо, фосфор, марганец и др.) гипергенные процессы привели к более или менее полному обособлению этих элементов, которые, однако, в ряде случаев создавали смешанные продукты. Поэтому в одних случаях (на Алдане, в Польше, в северо-восточных штатах Америки и др.) возникли почти чистые магнетитовые руды, в других (Центральная Швеция) - образовались магнетито-апатитовые руды с тонковкрапленным или прерывисто-послойным распределением мелкозернистого апатита в магнетитовой массе. Геохимически это аналогично более молодым и неметаморфизованным, явно осадочным рудам - третичным на Керченском п-ове, каменноугольным на Британских островах и др. На территории Центральной и Северной Швеции руды этого типа находятся на разных ступенях ультраметаморфизма и палингенеза, вследствие чего в Центральной Швеции они в виде пластов и гнезд конформно залегают среди вмещающих флишеподобных силикатно-карбонатных сланцев и гнейсов, а в Шведской Лапландии руды этого типа имеют интрузивный характер и сопряжены, с одной стороны, с почти мономинеральными магнетитовыми и апатитовыми дайками, а с другой - с палингенно-комагматическими, тоже интрузивными сиенитами.

Магнетитовые месторождения Центральной Швеции в одних случаях залегают согласно и многократно перепластовываются с боратовыми (ашарито-людвигитовыми) породами, а в других - с колчеданно-медистыми сланцами. Все три типа рудных пород - магнетитовый с апатитом, боратовый и колчеданный участвуют в построении одних и тех же складчатых структур, претерпевая различные разрывные нарушения и смещения. Менее значительная, но почти постоянная сульфидная (пирит, пирротин, халькопирит) сингенетичная минерализация вкрапленно-послойного типа сопутствует и пластообразным осадочно-метаморфическим магнетитовым рудам в докембрии Алдана,

где местами с ними переслаиваются и магнетито-боратовые (людвигито-ашаритовые) слои. Мы с самого начала (Сердюченко, 1952, 1955, 1959, 1960) рассматривали весь этот рудоносный комплекс как осадочно-метаморфический, несмотря на многократные выступления сторонников "контакт-метасоматической" (магматогенной) концепции, настаивавших на пневмато-гидротермальном выносе железа и бора в осадочную (с доломитами) толщу со стороны внедрившихся лейкократовых гранитов. Дополнительно к имевшимся у нас аргументам (согласное залегание и переслаивание руд с типичными парагнейсами, приуроченность их к определенному стратиграфическому горизонту, качественная однотипность минерального состава рудных и боковых пород и т.д., недавно получены (Чухров и др., 1968) данные изотопного анализа серы из рудной толщи, показавшие ее изначально сульфатный характер. Здесь, очевидно, имел место мелководно-прибрежный и лагунный режим, где и шло образование пород доломито-ангидритовой бороносной формации в соседстве с прибрежными биогенными илами и первоначально оолитовыми железняками. Затем все это было метаморфизовано - с местным перераспределением минерального вещества, восстановлением сульфатов, магнетитизацией первоначальных гидроокислов, карбонатов и хлоритов железа, исчезновением их оолитовой текстуры, сохранившейся частично в генетически подобных докембрийских Ковары-Герликовицких рудах Польши и Чехословакии и т.д.

Большой генетический интерес представляют последующие геологические процессы в рудах этого типа. Уже к среднему протерозою на содержащих сингенетичные сульфиды железо и меди магнетитовых рудах Алдана развилась хлорито-каолино-нонтронитовая кора выветривания, состоящая главным образом из мартита и обогащенная вторичными минералами меди. Продукты гипергенного разложения были размыты и в виде растворов и взвеси переотложены в юго-западном направлении, в Удоканской котловине, где они послужили материалом для формирования обширного месторождения. Отложившаяся взвесь и выпавшие из пересыщенных растворов или десорбированные из песчано-глинистых осадков медистые образования подверглись здесь метаморфизму. Возникли грубо- и тонко-полосчатые с неравномерной рудной минерализацией линзовидные, часто косослоистые, песчанисто-сланцевые медные руды, подвергшиеся позднее контакт-метаморфическому воздействию мелких гранитных интрузий и лампрофировых даек с перераспределением и обогаще-

нием уже имевшегося осадочного рудного материала в экзоконтактах внедрившихся изверженных тел (Бакун и др., 1964; Богданов, 1963; Юргенсон, 1968).

Пироксено-амфиболо-магнетитовые осадочно-метаморфические руды в архее Алдана местами (Сивагли, Неричи и др.) подверглись местному скарнированию (андродит, эпидот, актинолит) под влиянием пострудных гранитоидных внедрений; в непосредственной близости от согласных пластовых тел, в зонах трещиноватости и дробления вмещающих пород, образовались прямолинейные или извилисто-артеритовые метасоматические рудные жилы, состоящие из зонально расположенных (от зальбандов к центру), сложенных диопсидом, роговой обманкой и магнетитом (Сердюченко, 1960).

Дальнейшие преобразования и перемещения железорудного материала из этих архейских руд связано с внедрением в верхнеюрское время кварц-порфировых и сиенит-порфировых малых интрузий в районе Центрального Алдана; рассекая древние рудоносные толщи и покрывающие их (несогласно) терригенно-доломитовые осадки кембрия, интрузии вызвали мобилизацию рудного вещества и его гидротермально-метасоматическое переотложение в экзоконтактах с карбонатными породами верхнего структурного яруса. Таким образом, в кембрии возникли контакт-метасоматические (регенерированные) магнетитовые (со значительным содержанием $MgFe_2O_4$ месторождения, не связанные с рудным привносом из первичных магм.

Такой же генезис имеет и людвигитовая минерализация на магнетитовом месторождении Рид (США, штат Вишингтон). Здесь, по мнению Бенэтта (Bennett, 1962), первоисточником бора были борсодержащие кембрийские и докембрийские глиноземистые и разные зеленые сланцы, кварциты и конгломераты, которые обнажаются вблизи месторождения и подстилают его на глубине. Эти породы были затем прорваны и палингенно ассимилированы поздними гранитами, которые вызвали перемещение и метасоматическую концентрацию бора.

Для пневмато-гидротермального "стягивания" рудного вещества из боковых пород к охлаждающемуся интрузивному телу существенное значение имеют: а) отгон борвмещающих пород от приконтактной наиболее нагретой зоны; б) пропитывание нагретыми парами боковых пород с рассеянной (борной) минерализацией и перевод бора в газоводные растворы; в) общее охлаждение разных по составу и физическим свойствам вмещающих и интрузивных пород и развитие, осо-

бенно вдоль зальбандов магматического внедрения, открытых (с образованием вакуума) контракционных трещин; г) вследствие возникающего при этом перепада давления и температуры движение летучих и растворенных веществ (в том числе бора) от более нагретой и глубже расположенной вмещающей интрузию толщи к трещиноватой, более охлажденной и выше расположенной зоне контакта. Таким образом, с охлаждением интрузий градиент давления будет способствовать движению растворов из боковых пород в сторону интрузии; при этом в зальбандах интрузий (и в них самих) будут накапливаться и отлагаться вещества (в том числе бор), попавшие в растворы в результате "промывания" ими вмещающих осадочных и осадочно-метаморфических пород.

Большой интерес представляют докембрийские осадочно-метаморфические марганцевые руды. Их геолого-минералогическая и геохимическая специфика особенно наглядно может быть прослежена при сопоставлении лонгбанских (в Центральной Швеции) и франклинских (в США) руд. Они отличаются по степени гидротермально-метаморфогенной переработки, но явно представляют собой изначально осадочные или вулканогенно-осадочные образования, генетически связанные в основном с продуктами древних кор выветривания.

Марганцевые руды Лонгбана залегают в сильно складчатом комплексе повторно метаморфизованных, переслаивающихся кремнисто-глинистых пород (лептитов), известняков и доломитов, испытавших кроме регионального метаморфизма, воздействие синорогенных древних гранитоидов и более молодых гранитов, диоритов и габбро. На регионально-метаморфическом этапе образовались пластовые и гнездовидные залежи магнетита с гранитом, пироксеном и актинолитом, а в непосредственной близости, в тесной связи с доломитами - согласные гнездовидные тела браунита и гаусманнита с якобситом, марганцевыми силикатами (оливином, пироксенами, амфиболами, слюдами, хлоритами и т.д.), родонитом, бустамитом. Здесь обнаружены самородные *Cu, Pb, Bi, As*, а также сульфиды *Cu, Pb, Zn, As, Mo, Bi* и др., известны *Mn*-людвигит (пинакиолит), ашарит; бериллиевые минералы (барилит, аминовит, гиалотекит и др.), много барита и кальцита; всего здесь найдено около 400 минералов.

Очень сходные минералого-геохимические черты с Лонгбаном имеет находящееся в толще осадочно-метаморфических пород месторождение Франклин (Нью-Джерси), где между мраморами с плитообразной

Zn-Mn залесью и гнездами находятся согласные пластовые тела магнетита. Скорее всего, как считал и Шнейдерхен (1958), это было первоначально гипергенное железо-марганцевое месторождение с цинком, подвергшееся затем повторно глубокому мотарфизму и пневмато-гидротермальной перегруппировке элементов и перекристаллизации. Как и в Лонгбане, здесь имеются около 150 минералов, в том числе редкие минералы бериллия, бария, мышьяка, бора, фосфора, много сульфидов и самородные элементы.

С этими древними месторождениями генетически и геохимически хорошо сопоставляются месторождения железа, марганца и полиметаллов в девонских отложениях Ата Су в Казахстане, где пластовые руды имеют параллельно-зональное распределение; метаморфизация их находится в пределах зеленокаменной фации, локально поднимаясь до низших ступеней амфиболитовой фации. Однако и в этих условиях здесь образовались (известные в двух предыдущих месторождениях) такие минералы, как магнетит, франклилит, бустамит, манганофиллит, рихтерит, аксинит, арсенопирит, кентролит, пеннантит, фриделит и другие минералы с Mn, Zn, As, P, Cl (Каюпова, 1963).

В Лонгбане и Франклине развиты, в частности, бериллиевые, бариевые и бериллиево-бариевые минералы, которые генетически явно связаны с древним материалом кор выветривания. Барий здесь, как и в других формациях кор выветривания (в Южн.Африке, на Алдане; см.Сердюченко, 1963), является продуктом гипергенного разложения полевошпатового и слюдистого материала коренных пород. Бериллий тоже связан с высвобождением из собственных минералов и чужих решеток при формировании кор выветривания; в зоне гипергенеза его энергичным осадителем является фосфор, а в условиях седиментации - карбонатный марганец.

4. Принимая во внимание явления конвергенции, следует отметить, что наряду с "типичными" карбонатитами, которые многими геологами считаются первичными продуктами магматических и гидротермальных процессов, обособлениями от ультраосновных щелочных магм, безусловно, имеются очень сходные с ними, часто трудно отличимые от них карбонатитоподобные образования осадочно-метаморфогенного происхождения. Они нередко имеют интрузивный характер, но это связано с пластическими деформациями и выжиманием осадочных известняков и доломитов, подвергшихся термальному и динамическому воздействию с образованием будинаж-струк-

тур и жильно-гидротермальных тел, сохраняющих, однако, пространственную связь с карбонатными осадочными сериями (Сердюченко и др., 1964; Ильенок, 1964; Bailey, 1961 и др.). Нередко (например, в зоне Гулинской интрузии) их микроструктура - наследственно-осадочная, тонкополосчатая, с тонкослойным распределением органического материала (Евзикова и др., 1964, 1965); углекислые метаморфогенные гидротермы вызвали при этом не только мобилизацию и переотложение редкометальных (редкоземельных, тантало-ниобиевых, титано-ванадиевых, циркониевых и др.), но и сульфидных и сульфатных (бариевых и стронциевых), а также фосфатных (апатитовых) и железистых (магнетит) минералов. Соответствующие компоненты извлекались при этом из самих карбонатных толщ и из вмещающих их гнейсов и сланцев. Вполне возможно, что знаменитые "карбонатные магмы" в зоне великих меридиональных африканских разломов (Кения и др.) образовались в результате плавления рассекаемых этими разломами древних карбонатных толщ под влиянием давления и нагрева подобно тому, как это экспериментально установлено Татлом и Уили (Wyllie and Tuttle).

Очень интересны в генетическом отношении апатитоносные карбонатитоподобные породы на Чадобецком поднятии в Сибири, где рифейские отложения, состоящие из глинистых сланцев, песчаников, различных алевролитов, глинистых известняков, битуминозных и водорослевых доломитов содержат отдельные слои и пачки фосфатизированных (до 10% P_2O_5) глинистых сидеритов, песчаники с фосфатным цементом, линзочки магнезита и конкреции песчанистого фосфорита с довольно обильной примесью глауконита и пирита. Секущие эту осадочную толщу слюдистые перидотиты и пикритовые порфириты (из серии кимберлитоподобных пород) в своих зальбандах обычно содержат апатит-флогопит-пироксеновые оторочки; последние явно заимствовали фосфор из прорванных ультраосновной магмой фосфатизированных осадочных боковых пород. Ассимиляция же материала из карбонатных осадочных толщ привела на последних этапах магматического и постмагматического процесса к автометасоматической карбонатизации секущих жильных ультрабазитов и к образованию (на их продолжении) гидротермальных жил типа карбонатитов, состоящих из кальцита, доломита, альбита, кварца, апатита, флогопита и акцессорных редкометальных минералов (Сердюченко, Чайка, 1967).

По своему составу и способу образования к таким карбонатитоподобным жилам близки кварц-карбонатно-апатитовые штокверки на Северном Кавказе, возникшие за счет пластовых фтор-апатитоносных роговообманковых парасланцев в результате их частичного гидротермального переотложения в зоне тектонических нарушений и поздних гранитных внедрений (Сердюченко, 1967, 1968).

5. Рассматривая условия формирования фосфоритов и апатитов в осадочно-метаморфических толщах земной коры, удается проследить на конкретных геологических примерах эволюционный генетический ряд месторождений - осадочных, метаморфических, гидротермальных и палингенных. В этот ряд входят, например, контакт-метаморфические апатиты, образовавшиеся под воздействием каледонских гранитов за счет типичных среднекембрийских фосфоритов Каратау (Безруков, 1939; Табылдиев, 1961), доломит-апатитовые и доломит-апатит-кварцевые слои нижнепалеозойской осадочной толщи Лаокайского бассейна (Калмыков и др., 1962), архейские апатитоносные кварциты и апатит-кварц (кальцит)-диопсидовые парасланцы в Слюдянском районе Южного Прибайкалья (Сахарова, 1955), апатитоносные биотит-гранатовые и скаполит-пироксеновые гнейсы и сланцы из федоровской (метаосадочной) свиты в Южной Якутии (Сердюченко, 1956, 1960), апатитоносные осадочно-метаморфические кварциты из докембрийской березневатской свиты Северного Криворожья (Горошников и Юрьев, 1965; Юрьев, 1968) и др.

Интересно, что в контактах с гранитами (на Алдане и в Прибайкалье) происходит собирательная перекристаллизация мелких и микроскопических кристалликов апатита, а крупные и гигантские кристаллы формируются в зальбандах и в краевых участках самого гранита.

Апатитсодержащие (в среднем 15% апатита) магнетитовые руды Центральной и Северной Швеции (Landergren, 1948, 1949) следует рассматривать как палингенные. Эти руды обычно сопровождаются щелочными сиенитами, но геологическая связь между ними вторична: гранитная магма вплавила богатый железом и карбонатитами (Ca и Mg) осадочный материал, что и привело к образованию рудной и нерудной фракций.

6. Большой интерес представляет архейская железорудная зона Центральной Швеции (Норберг, Гелливара, Лонгбан, Бастнез, Риддархиттан) также и в том отношении, что железные или марганцевые руды, подчиненные древним лептитовым формациям - карбонатно-гли-

нисто-песчанистым (флишеобразным) метаморфизованным и прорванным гранитами толщами, местами сопровождаются не только борными (людвигит, ашарит, пинакиолит, флюборит), но и редкоземельными и радиоактивными минералами (ортит, церит, бастнезит, уранинит и др.).

Развитие ортита и церита приурочено не только к магнетитово-карбонатным рудам с широким или ограниченным замещением доломитов редкоземельными минералами, но на месторождениях Бастнез и Хегфорс ортит с церитом и тремолитом тесно связаны с типичными осадочно-метаморфическими тонкополосчатыми (магнетитово-кварцитовыми) железными рудами и нередко с известняками, многократно с ними переслаиваясь. Тонкополосчатая текстура этих руд с чередованием четко ограниченных кварцевых, магнетитовых и кальцит-бастнезит-ортитовых слоев явно унаследована от исходных осадочных пород и отнюдь не является метасоматической зональностью.

Очень сходные генетические условия имеются и в США, где на юго-восточной окраине Канадского щита (штаты Нью-Йорк, Нью-Джерсей) в отложениях гренвилльской серии архея известны осадочно-метаморфические магнетитовые руды, которые залегают согласно с вмещающими парагнейсами и парасланцами, подчинены одному и тому же стратиграфическому горизонту и местами содержат в себе или сопровождаются борной (вонсенит, варвикит, серендибит) и редкоземельной (ксенотим и доверит, бастнезит, чевкинит и монацит, апатит и сфен) минерализацией. Здесь (как и в Южной Якутии и в Центральной Швеции) в рудных зонах местами имеется флюорит.

Таким образом, совершенно ясно выделяется особый генетический тип магнетитовой, людвигитовой и редкоземельной минерализации в докембрийских осадочно-метаморфических толщах Земли, где бор и редкие земли первоначально были связаны с железными рудами и сопровождающими их углисто-битуминозными, глинисто-кварцевыми и известково-магнезиальными карбонатными толщами. Магнетит-боро-редкоземельные месторождения и проявления в архейских метаморфических толщах Сибири, Швеции и Канадского щита унаследовали *Fe*, B, *TR* и сопровождающие их P, *F* и *S* из своих материнских древних осадочных пород. Первоначальное накопление железа, бора и редких земель происходило, по-видимому, в древних морских мелководно-прибрежных или лагунообразных бассейнах в результате

соосаждения с гидроокислами алюминия и железа, а также при сорбционных процессах в железистых, глинистых, фосфатных и органических (углисто-битуминозных) коллоидальных образованиях и сопровождалось в специфической фациальной обстановке относительно большими концентрациями фтора и углекислоты (карбонатов), нередко - сульфидов (Сердюченко, Глебов, Павлов, 1963).

Помимо характерного для древних платформ (Сибирской, Скандинавской, Канадской) геохимического парагенезиса бора с железом и редкими землями, широко распространены в геосинклинальных (орогенных) осадочных и метаморфизованных толщах сочетания бора с оловом и бериллием. Так, например, в пределах Средней Азии и Тихоокеанского рудного пояса часто встречается борная минерализация, парагенетически связанная с оловоносностью, а местами - с бериллиеносностью. Как известно (Goldschmidt, 1938; Никольский, 1941; Смирнов, 1944; Сердюченко и др. 1963), глинистые сланцы и песчаники, вмещающие "оловоносные гранитоиды", содержат олова (0,0012-0,005% SnO_2) в 5-10 раз больше его кларковых количеств.

Породы этого типа являются характерными и господствуют почти во всех оловоносных провинциях мира (Боливия, Корнуолл, Рудные горы, Аляска, Восточная Сибирь, Забайкалье). Одни и те же биотитовые граниты оловоносны в районах прорыва и ассимиляции ими глинистых сланцев и безрудны в отношении олова там, где они внедряются в туфогенные образования, в различные эффузивы и известняки. Глинистые сланцы (морские) практически всегда имеют повышенное содержание бора; а для Дальнего Востока, например, установлена в них четкая сопряженность между содержанием олова и бора: вместе с бором увеличивается в глинистых сланцах и количество олова (Лугов, 1958).

По-видимому, в условиях анатексиса, ассимиляции осадков и повторных гранитных внедрений происходит усиленная миграция олово-борных комплексных соединений, стягивание их в контактных зонах вокруг гранитов и образование оловоносных и бороносных ореолов в виде касситеритовых и турмалиновых полей и участков. Большие скопления турмалина имеются, например, в роговиковых зонах Якутии, Чукотки и Аляски вокруг меловых гранитоидов и особенно вблизи "оловоносных" гранитов. В этих условиях встречается не только парагенезис касситерита и турмалина, но и *Sn*-содержащие

дравиты и шерлы, людвигиты с 0,n-n% SnO_2, кальциево-оловянные людвигиты - гулситы, оловосодержащий борат - нордешельдит и др.

Очевидно, устойчивая в геосинклинальных зонах пространственная парагенетическая связь бора и олова с "оловоносными" гранитами может отражать палингенное происхождение последних. Для области Андийской геосинклинали в Южной Америке обширная сопряженная олово-борная минерализация в Боливии и Бразилии, по мнению ряда геологов, работающих здесь много лет, должна быть генетически связана с формированием анатектических гранитных магм за счет переплавления мощных морских глинистых нижнепалеозойских отложений, в которых олово и бор находились в рассеянном виде (Ahlfeld, 1956; Ljunggren, 1962).

В очень сходных по составу геосинклинальных глинисто-песчано-карбонатных толщах вокруг гранитоидных внедрений встречается борно-фторо-бериллиевая минерализация: турмалин, датолит, флюорит, фенакит, бертрандит и др. Подобно бору бериллий в осадочных и осадочно-метаморфических породах концентрируется главным образом (сорбция!) в глинистых, фосфатных и углистых накоплениях, где его содержание (0,0004-0,001% Be) местами в несколько раз превышает кларк бериллия в земной коре. Имеющийся в известняках Аппенин бериллий (как и бор) связан (по данным Pierruccini, 1943) с его нерастворимой глинистой примесью.

Берилло-фенакитовые прожилки (непегматитового происхождения) содержащие также кварц, карбонаты, мусковит, шеелит, пирит и флюорит, известны в кембрийских известняках Невады (США), где они ассоциируют с кварцевыми жилами (Lee , Erd , 1963).

Непегматитовые берилло-кварцевые согласные и прерывисто-жильные пачки и зоны докембрийских слюдистых парасланцев в районе Боа-Виста в Бразилии содержат в себе громадные запасы бериллия..

Изучение более 700 образцов лигнитов, бурых углей, углистых и сапропелитовых глин (из некоторых третичных угленосных бассейнов) показало, что бериллий связан с углефицированной растительной органикой; в частности в лигнитах его содержание достигает 0,1-0,5%. Концентрация бериллия снижается с увеличением зольности углей, но в общем она максимальна в краевых частях угленосных бассейнов (Данчев, Лапинская, 1968).

Таким образом, источником бериллия для многих его контакт-

метасоматических, пегматитовых и "слюдитовых", гидротермально-жильных (штокверковых) месторождений могут быть различные осадочные породы (глинистые, углистые, карбонатные) и их метаморфические производные.

7. Очень часто пластовые осадочно-метаморфические и жильно-гидротермальные рудные образования пространственно и генетически связаны с карбонатными, преимущественно доломитовыми породами, к которым изначально, еще в осадочном цикле, были приурочены сингенетические выделения фтор-апатита и флюорита. В платформенных и геосинклинальных зонах проявляется принадлежащая фтору высокая химическая активность, связанная с образованием легкоподвижных фторсодержащих комплексов и таких, например, элементов, как редкие земли, олово, бериллий и др. С ним, скорее всего, можно генетически связать пневмато-гидротермально-метасоматические и месторождения редких земель в районе Бастнез в Центральной Швеции. В период складкообразования и внедрения в породы лептитовой формации наиболее ранней группы свеко-фенианских гранитов, фтор был, по-видимому, переносчиком редких земель, извлекая их из окружающих метаосадочных толщ, где они рассеяно находились на обширной территории в виде ортита или монацита. Их вторичная метасоматическая концентрация в зоне Бастнез-Риддархиттан минералогически представлена главным образом в виде Mg -ортита или фторкарбонатов редких земель.

В цериевых рудах Бастнез и других месторождении этой зоны установлено, что церит, бастнезит, торнебомит, Mg -ортит, а также линнеит и гипергенный лантанит явно замещают доломит, слои которого нередко залегают рядом и даже согласно переслаиваются с пачками кремнисто-железистой (магнетито-кварцитовой) руды (Geijer, 1961). Сопровождающие их "амфиболовые скарны" являются "реакционными" (перекристаллизация вулканогенно-осадочного материала без привноса со стороны гранитов). В амфиболах содержание фтора колеблется от 0,5 до 2,5%, а в магнезиальных метасоматических ортитах имеется местами (Норберг) до 3,8% фтора (Geijer, 1960).

Несмотря на высокую растворимость фтора в поверхностных и грунтовых водах, он в то же время очень быстро фиксируется в новых условиях осадкообразования, т.е. проявляет своеобразную геохимическую оседлость и циклы миграции не уводят его далеко от мест начальной концентрации. Территории и геологические формации

(например, Анды, Дальний Восток, Калифорния и др.), очевидно, могли быть фтороносными еще задолго до развития в них гидротермальной (Sn, Be и др.) минерализации. Региональная ассоциация флюорита со специфическими металлогеническими областями могла быть функцией предыдущих осадочных циклов, сопровождавшихся метаморфической и магматической дифференциацией (Peters, 1958).

Большое значение в качестве агента-минерализатора (переносчика и концентратора осадочного рудного материала) имеет также хлор, связанный с накоплениями соленосных толщ и циркуляцией подземных вод хлоридного типа океанического происхождения. Некоторые месторождения железных руд в докембрии и палеозое - Алдан, Ковары (Польша), Качарско-Давыдовский район (Кустанайская группа), Анзас в Западных Саянах, Дашкесан в Закавказье и др. пространственно и генетически приурочены к породам, подвергшимся региональной метаморфизации или скарнированию с образованием различных кристаллических сланцев, роговиков и скарнов, содержащих сингенетичные богатые хлором минералы (скаполиты, амфиболы типа дашкесанита, биотиты). В ряде случаев хлорный метасоматоз сопровождается обширной альбитизацией осадочно-метаморфических и изверженных (в том числе вулканогенных) комплексов. Эти процессы можно объяснить геохимической переработкой древних соленосных (Na + Cl) формаций.

На Анзасском магнетитовом месторождении в Хакассии (по данным Л.И.Каннгина и Д.И.Павлова, 1964) рудные тела представлены несколькими крупными крутопадающими вдоль тектонических нарушений линзами, залегающими среди альбитизированных главным образом сланцево-метаморфических, отчасти вулканогенных пород (с сохранением их структурных реликтов). Это - кварц-альбитовые (с актинолитом или биотитом, иногда андалузитом), альбитовые (с эпидотом, хлоритом и актинолитом) сланцы, амфиболиты, кварциты. В тесном контакте со сланцами находятся мраморизованные известняки, содержащие постоянную вкрапленность сингенетичного (регионально-метаморфического) скаполита (45% Me) подобно тому, как это имеет место в архейских толщах Алдана (Сердюченко, 1956) или Южной Австралии (White ,1959). Более поздние (посткаледонские) внедрения габброидов и хорошо дифференцированных натровых сиенитов и альбитит-порфиров по особенностям состава (пересыщенность кремнеземом и богатство щелочами, с преобладанием натрия

над калием) характеризуются как необычные и, по нашему мнению, скорее всего, являются гибридными, ассимилировавшими кремнисто-щелочной (натриевый) материал вмещающих осадочно-метаморфических толщ. С гибридно-ассимиляционной концепцией согласуется и связанный с внедрениями этих пород исключительно интенсивный и широкий по масштабам проявления щелочной (хлор-натровый) метасоматоз, который привел к образованию альбитовых и скаполитовых метасоматитов, а также железных руд, собирательное формирование которых было определенно геохимической деятельностью хлора, что подтверждается и экспериментальными исследованиями Н.И.Хитарова (1954) и М.Ю.Икорниковой (1962). Имеются серьезные основания считать, что хлор переносил натрий и железо в виде устойчивых хлорацидокомплексов в нагретых растворах за счет железа, рассеянного во вмещающих силикатных породах, или, что наиболее вероятно, за счет переотложения железа из древних железистых кварцитов, как это считает И.К.Баженов (1963).

Связанные с концентрацией и перераспределением (осадочного!) железа скаполитизация и альбитизация на Кустанайских месторождениях тоже являются проявлением хлор-натриевого метасоматоза, но осадочная природа (Na + Cl) пород проявляется еще более отчетливо. Соленосные толщи были там, по нашему мнению, членом карбонатно-сульфатной осадочной формации. Об этом свидетельствует наличие вкрапленных скаполито-магнетитовых, альбито-магнетитовых и чисто магнетитовых руд, причем последние метасоматически развиваются не только на месте известняков (и доломитов), но в значительных масштабах (на Качарском месторождении, по данным Н.М.Беляшова, 1963) на месте ангидрита, с образованием в низах толщи (при повышенных температурах) крупнозернистых руд с реликтами ангидрита.

8. Большое значение в металлогении земной коры имеют конгломераты и кварцито-песчаники, особенно древние (доордовикские), значительно метаморфизованные и подвергшиеся местами гидротермальному воздействию. В Южной Африке, Канаде, Финляндии, Бразилии, СССР и других местах широко известны базальные и межформационные ураноносные и золотоносные конгломераты, но в ряде случаев эти кластогенные породы содержат такие редкие элементы, как селен (в сингенетических и эпигенетических сульфидах), редкие земли (в монацитах и ортитах), стронций (в гояцитах и сванбергитах), а иногда и тантал с ниобием, в связи с наличием в них

ильменита, ильменорутила, иногда танталита-колумбита, фергюсонита, стюверита и т.д. Нередко кварциты рутилоносны и обогащены гематитом, ильменитом, монацитом.

Все эти образования, как показали их многолетние и систематические исследования (см., например, обзорные работы Чайка, 1969; Щербин, 1968[1,2]) являются в основном платформенными. Их металлоносность обусловлена разрушением кристаллических (магматических и метаморфических) материнских толщ, предварительно прошедших длительную стадию пенепленизации субаэрального выветривания с развитием мощных кор выветривания. Таким образом, здесь (как и во многих других случаях, см.выше) развитие кор обязательно для последующего формирования россыпей и металлоносных конгломератов, помимо стадии дифференциального перемещения (воздымания, погружения) блоков, подвергшихся размыву с переотложением в депрессиях обломочного материала и тонкой взвеси.

Местами кварцито-конгломератовые пачки и вмещающие их осадочно-метаморфические формации подвергаются палингенному плавлению. Таким путем образовались, например, ортитовые сиениты в Шварцвальде (Rein , 1952). По-видимому, к этой группе пород относятся силекситы с монацитом (в виде крупных собирательно перекристаллизованных кристаллов) в кварцитоносных толщах иенгрской серии Алдана (Ксан-Тит и др.). По механизму образования к ним близки и эвтектоидные редкометальные пегматиты среди содержащих редкие элементы парагнейсов, например ортитоносные или монацитоносные пегматитовые выплавки (с минералами Ta и Nb) в Енском районе Кольского п-ва, в районе Алакурти и в других местах.

"Монацитовый пояс", расположенный в юго-восточных штатах США (Виргиния, Северная и Южная Каролина и Алабама), сложен нижнеордовикскими роговообманковыми и слюдисто-кремнистыми сланцами и гнейсами. В их центральной части расположено "ядро", состоящее из кианитовых, андалузитовых и силлиманитовых сланцев и инъекционных гнейсов, образованных послойным чередованием палингенных (сингенетических) кварцевых монацитов и ставролито-кианитовых пород. Инъекционные гнейсы и силлиманитовые породы содержат (очень неравномерно) акцессорный ксенотим и монацит (до 60 г/т), который в виде обломков первоначально накапливался в древних (дометаморфических) долинах; при метаморфизме все эти осадки были превращены в гнейсы и вдоль некоторых зон переплавлены. Породы "монацитового пояса", нерентабельные для разработки, слу-

жат коренным источником монацита для промышленных россыпей на приморских равнинах (Mertie, 1957).

Формирование Боливийского рудного пояса чрезвычайно своеобразной и громадной по протяжению олово-серебряно-рудной провинции Анд, насыщенной Sn и Ag по всему стратиграфическому разрезу, Киттль (Kittl, 1956) объясняет ассимиляцией палеозойских оловянных россыпей третичными магмами.

Люнгрен (Ljunggren , 1964) пришел к выводу, что вследствие выветривания древних коренных месторождений большое количество олова поступило с обломочным материалом в Андийскую геосинклиналь, где отлагалось в морских осадках, богатых бором. Эти отложения дали начало второй оловянной минерализации, которая ассоциировала уже не с топазом, а с турмалином.

Заключение. Таким образом, на приведенных выше примерах различных месторождений, образовавшихся в континентальной земной коре, видно, что подавляющее их большинство можно генетически связать (наиболее легко и непринужденно) с трансформацией осадочного материала, без всякого или без сколько-нибудь значительного ювенильного привноса. На долю магмы приходятся наиболее древние образования и при этом очень ограниченного числа типов (платиноиды, титаномагнетиты, некоторые медно-никелевые сульфидные концентрации и т.д.). Ювенильное происхождение более молодых месторождений может быть доказано и для отдельных районов в зоне глубинных разломов, например в связи с траповыми излияниями, отчасти с трубками взрыва и т.д. Однако часть их, а тем более палеозойские и мезакайнозойские интрузивно-вулканические формации, хотя и представляют собой большой металлогенический интерес и нередко практическую ценность, в генетическом отношении не связаны с ювенильным привносом рудных компонентов, а только концентрируют в себе рудное вещество, заимствованное из прорванных изверженными породами осадочных (главным образом морских) толщ.

Подавляющее большинство гранитоидов имеет палингенное происхождение и их металлогеническая специализация связана с минерало-геохимическими особенностями вмещающих пород. Главная масса жильных и штокверковых месторождений, многие контакт-метасоматические месторождения, как показано выше и в ряде наших исследований, образовались в результате перераспределения или перемещения различных химических элементов (минералов) из оса-

дочных или осадочно-метаморфических толщ. Агенты-минерализаторы (F, Cl, B, CO_2, P и др.) также имеют своим источником в очень многих случаях осадочные формации, подвергшиеся метаморфизму и ультраметаморфизму.

Даже глубинные океанические области с базальтическим ложем и рифтовые ультраосновные зоны не содержат значительных и характерных для них магматических месторождений, а покрыты сплошными или разрозненными фосфоритовыми и железо-марганцевыми конкрециями, содержащими медно-никель-кобальтовую, а местами и редкометальную минерализацию. Источником последней являются коры выветривания на кристаллических породах материков и вулканических островов.

Изучение генезиса месторождений состоит в выяснении источников рудного вещества и механизма его перемещения и концентрации. Выяснение этих обоих вопросов имеет большое теоретическое и прикладное значение, так как с ними связан выбор правильных методологических и методических подходов при прогнозировании и оценка участков и регионов при проведении поисково-разведочных работ.

Литература

Авдусин П.П. К петрографии продуктов извержений грязевых вулканов Крымско-Кавказской геол. провинции. - В кн.: Ин-та геол. наук АН СССР, М., 1939.

Бакун Н.Н., Володин Р.Н., Кренделев Ф.П. О генезисе Удоканского месторождения медистых песчаников.- Литология и полезные ископаемые, 1964, 3б.

Балашов Ю.А., Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Туранская Н.В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осад. процессе. - Геохимия, 1964, 10.

Баженов И.К. Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. Госгеолиздат, М., 1963.

Безруков П.Л. О контактовом метаморфизме фосфоритов. - ДАН СССР, 1939.

Белевцев Я.Н. Главнейшие проблемы эндогенного рудообразования. - Геологический журнал АН УССР, 1969, т.29, 2.

Беляшов Н.М. Геология, структурные особенности, метасоматические образования и генезис Качарского магнетитового месторождения. - Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1963.

Богданов Ю.В. Контактовый метаморфизм медистых песчаников в районе Удоканского месторождения. - Зап.Всес.мин. об-ва, 1963, в.5.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. - Чтения им.Вернадского, 1959, I.

Вологдин А.Г. Древнейшие водоросли СССР. "Наука", М., 1965.

Данчев В.И., Лапинская Т.А. Некоторые вопросы геохимии бериллия в осадочных породах. - В кн.: Физич. и химич. процессы и фации. "Наука", М., 1968.

Евзикова Н.З., Москолюк А.А. Газово-жидкие включения в карбонатах карбонатитов. - ДАН СССР, 1964, т.159, I.

Евзикова Н.З. и Ильченко Л.Н. Новые признаки первично-осадочного происхождения карбонатитов Гуменской интрузии. - ДАН СССР, 1965, 6.

Иванов В.В. Гидротермальные ресурсы областей современного вулканизма. - В кн.: Проблемы вулканизма. Изд-во АН Арм.ССР, Ереван, 1959.

Икорникова Н.Ю. Роль хлоридов в гидротермальном переносе металлов при рудообразовании. - Геол. рудн. месторожд., 5. 1962.

Ильенок С.С. Новый тип карбонатитов. - Изв.Томского политехн. ин-та, т.127, I.

Калмыков А.Ф. и др. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме. - В кн.: Геология месторождений фосфоритов, 1962.

Каюпова М.М. К минералогии железо-марганцевого месторождения Джумарт. - Изв.АН Каз.ССР, сер.геол., 1963, в.6.

Лугов С.Ф. Вопросы влияния ассимиляции на рудоносность оловоносных интрузий Чукотки. - Советская геология, 1958, 10.

Наумова С.Н. Зональные комплексы микрофоссилий докембрия и нижнего кембрия Евразии и их стратиграфическое значение, 1968.

Павлов Д.И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. "Наука", М., 1964.

Саакян П.С. О происхождении рудных месторождений (рудных формаций). - Автореф. докт. дисс., М., 1968.

Сахарова М.С. Метаморфические апатитоносные породы архея южного Прибайкалья. - В кн.: Тр. Ин-та горно-хим. сырья, в.2, 1955.

Сердюченко Д.П. Старо-Крымское месторождение графита (Мариупольского округа). - Минеральное сырье, 1927, 5-6.

Сердюченко Д.П. О генетических отношениях графита Старо-Крымского месторождения Мариупольского округа в связи с общей проблемой графитообразования на Украине. - Изв.Донского политех. ин-та, т.XIУ, горно-геологич. отдел, Новочеркасск, 1930.

Сердюченко Д.П. Старо-Крымский Графитовый район. Петрологическое исследование с 10 табл. - В кн.: Тр.Всес. ин-та минерального сырья, М., 1935.

Сердюченко Д.П. Железные руды Алданского горнопромышленного района. - В кн.: Труды Якутской комплексн. экспедиции, в.I, 1952.

Сердюченко Д.П. Железные руды Алдана, их минералого-петраграфические особенности и генезис. -В кн.: Труды Якутской комплексн. экспедиции, в.2, 1955.

Сердюченко Д.П. Происхождение архейских железных руд Южной Якутии. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, 8.

Сердюченко Д.П. Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Сердюченко Д.П. Генетические типы осадочно-метаморфических железных руд в докембрийских толщах Земли. - В кн.: Прикладная геология. Докл. сов.геологов на XXI геолог. конгрессе в Копенгагене. М., 1960.

Сердюченко Д.П. Борные осадочно-метаморфические формации. - В кн.: Вопросы седиментологии. Докл. сов.геологов на У конгрессе по седиментологии в Копенгагене. М., 1960.

Сердюченко Д.П. Высокоглиноземистые породы и кварц-гематит-баритовые руды в докембр. толщах Якутии и Южн.Африки. - В кн.: Петрограф. минер. и геох. осад. образов. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Сердюченко Д.П., Потемкин К.В., Зотов И. Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах. - В кн.: Редкие элементы в осад. и метамор. породах. "Наука", М., 1964.

Сердюченко Д.П. О геохимической наследственности в ряду осадочно-метаморфических палингенных пород . - В кн.: Геох. осад. пород и руд. "Наука", М., 1968.

Сердюченко Д.П. О генетических и геохимических особенностях борных месторождений. - В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. "Наука", М., 1967.

Сердюченко Д.П. О происхождении апатитовых месторождений. - В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. "Наука", М., 1967.

Сердюченко Д.П., Чайка В.М. Геохимическая история фосфора и бария при формировании карбонатитоподобных пород и древних кор выветривания Чадобецкого поднятия. - ДАН СССР, 1967, 177, 4.

Сердюченко Д.П., Потемкин К.В. Редкометальные компоненты в углисто-битуминозных глинистых сланцах и в их метаморфических производных. - В кн.: Редкометальность некотор. метаморфиз. и гранитизир. осад. комплексов. "Наука", М., 1969.

Сидоренко А.В., Ожогин В.А. Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова. - ДАН СССР, 1968, 180, 3.

Сидоренко А.В. и Сидоренко Св.А. О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии.- ДАН СССР, 1968, 183, 1.

Смирнов С.С. О концентрации бора в северо-восточной рудной провинции. - ДАН СССР, 1944, 1.

Табылдиев К.Т. Метаморфизм фосфоритов и вмещающих пород месторождения Чулактау. - В кн.: Тр. Института геол. наук Каз.ССР, 44, 1961.

Ферсман А.Е. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика. - В кн.: Хибинские апатиты, т.3. ГНТИ, Л., 1931.

Хитаров Н.И. Хлориды натрия и кальция как возможный источник возникновения кислых сред в глубинных условиях. - ДАН СССР, 1954, 90, 3.

Чайка В.М. Формации докембрийских металлоносных конгломератов и принципы прогноза докембрийских россыпей. - В кн.: Пробл. металлоносн. древних конглом. на терр. СССР. "Наука", М., 1969.

Чухров Ф.В. и др. К вопросу об изотопном фракционировании серы в протерозое. - Изв.АН СССР, 1968, 11.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. ИЛ., М., 1968.
Щербин С.С. Рудные формации в древних метаморфизованных грубообломочных породах. - В кн.: Тр.Свердл. горн. ин-та, в.53, 1968.
Щербин С.С. Геологические условия формирования и локализации радиактивно-редкометального оруденения в древних конгломератах. - В кн.: Геол. и вопросы генезиса эндогенных урановых местор. "Наука", М., 1968.
Юргенсон Г.А. Цеолиты Удоканского месторождения меди и зависимость их состава от химизма рудовмещающ. толщ. - В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья, М., 1968.
Юрьев Л.Д. Вещественный состав и особенности метаморфизма пород березневатской свиты Сев.Криворожья в связи с проблемой их апатитоносности. Автор. канд. дисс. ХГУ, 1968.
Ahlfeld F. Zinnstein und Tantalitlagerstätten in Brazilien. - Zeitscher. Erzbergbau. Metallhütten, 1956, 6, 7.
Bailey D.K. Intrusive limestones in the Keshya and Mkwisi Valleys, Northern Rhodesia. - Quart. journ. Geol. soc. London, 1961, vol. 117, pt. 4, 468.
Bennett W.A. Mineralogy and geochemistry of the Read magnetite deposit, southwestern stewens country, Washington. Econ. Geol., 1962, 57, 6.
Borchert H., Kritische Anmerkungen zu zwei neuen Arbeiten über Outokumpu. - Chemie d.Erde, Bd. 17, Hg. 1, 1954.
Gavelin S. Sulfide mineralization in the Scellefte district, northen Sweden, and its relation to regional granitization. Econ, Geol. 1955, 50, 8.
Geijer P. The geological significance of the cerium mineral occurences of the Bastnäs type in Central Sweden. - Arkiv för Miner. och Geol., 1961, B. 3, 4.
Geijer P. The distribution of habogens in skarn amphiboles in Central Sween. Arkiv för Miner. och Geol., 1960, B. 2, 36.
Kanehira K., Banno Sh., Nishida K. Sulfide and oxide minerals in some metamorpfic terranes in Japan. - Japan. Journ. Geol. and Geograph., 1964, t. 35, 2-4, p. 175-191.

K i t t l E. Compos icion y caracteristicas de rocas graniticas de la Argentina Rev. Fas. Ing. Quim., 1956, t. XXV.

L a i t a k a r i A. Die Graphitvorkommen in Finland und ihre Entstehung. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1925, 40.

L a n d e r g r e n S. On the geochemistry of swendish iron ores and associated rocks. A study on iron-ore formation. - Sver. Geol. Under. Ser. C. 496, 1948.

L a n d e r g r e n S. Om apatitjarnmalmernas bildinngsbeting elser. - Geologiska foreningens forhandlingar, 71, 2, 1949.

L e e D.E., E r d R.C. Phenakite from the Mount Wheeler area, Ahake Range, White Pine County, Nevada. - Amer, Mineral.,1963. t. 48, 1-2.

L j u n g g r e n P. Bolivian tin meneralization and orogenic. evolution. Econ. geol., 1962, 57, 6.

L j u n g g r e n P. Meyer H.C. The copper mineralisation in the Corocoro basin, Belivia. - Econ. Geol., 1964, 59, 1.

M e r t i e I.B. Geologie occurence of monazite and xenotime in the southeastern states-Bull.Geol. Amer., 1957, 63, 12.

P e t e r s W.C. Geological characteristics of fluorspar deposits in the Western United States. - Econ.Geol.,1958, 5, 6.

P e l t o l a E. On the black schists in the Outokumpi region in Eastern Finland. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1960, 192.

P i e r r u c c i n i R. Determinatione spekrografica del berillo in alcune rocce sedimitarie dell paaennino toscoeniliano. - Spectrochim. Acta, 1943, 2, Berlin.

R e i n K. Der Werdegang des Orthits in the magmatischen und metamorphen abfolge des mitteren Schwarzwaldes. Neues Jahrbuch mineral., Abhandl, 1952, 84.

S a k s e l a M. Die Entstehung der Outokumpu-Erze im Lichte der tektonisch-metamorphen Stoffmobilisierung. - Neues Jahrb. Miner.,Abh. 1957, Bd. 91, p. 278-306.

S w a n s o n V.E. Geology and geochemistry of uranium in marine black shales. - U.S.Geol.Survey profess. paper 356-C, p.67-112, 1961.

V i n e J a m e s D. Element distribution in some shelf and eugeosynclinal black shales. - Geol.Survey Bull. 1214-E, 1966, Washington.

White A.R. Scapolite-bearing marbles and calcsilicate rocks from Tungkillo and Milendelle, South Australia. - Geological Magazine, 1959, 96, 4.

Wright C.N. Syngenetic pyrite associated with a Precambrian iron ore deposits. - Econ.Geol., 1965, t.60, 5, p.998-1019.

Wyllie P.J., Tuttle O.F. Experimental verification for the magmatic origin of carbonatites. - 21 Intern.Geol. Congr., part 13, Copenhagen, 1960.

В.С.Домарев

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для познания генезиса метаморфогенных месторождений весьма существенным является выяснение источников их вещества, что может быть решающим при установлении принадлежности месторождения к рассматриваемой группе. Проблема происхождения вещества рудных залежей привлекает внимание многих исследователей. В частности, она рассматривалась во многих публикациях, посвященных как специально метаморфогенному рудообразованию, так и более широким вопросам учения о полезных ископаемых. Этой проблемы в последние годы касались в своих работах Н.Г.Судовиков (1965), В.С.Домарев (1967-1), В.Ф.Барабанов (1968), Я.Н.Белевцев (1968), В.И.Смирнов (1968), Д.П.Сердюченко (1969), В.И.Виноградов (1969) и многие другие советские и зарубежные авторы. Соображения об источниках вещества высказываются также в описаниях отдельных месторождений и в публикациях по геохимии, магматизму и гидрогеологии.

В настоящей статье рассматриваются лишь данные об источнике материала месторождений, связанных с региональным метаморфизмом.

Одним из существенных вопросов происхождения вещества является удаленность его источника от места образования месторождения. В соответствии с более ранними предложениями автора

(Домарев, 1967-I) по этому признаку целесообразно различать автохтонные рудные залежи, материал которых мобилизован из непосредственно рудовмещающих пород, и аллохтонные, материал которых претерпел более или менее значительный перенос и может не обнаруживать видимой связи со своим источником.

Автохтонные и аллохтонные месторождения имеют определенные особенности, но эти группы рудных образований допускают и дальнейшее подразделение. Среди автохтонных метаморфогенных месторождений можно различать следующие типы:

I) месторождения перекристаллизованных руд (перекристаллизованные);

2) месторождения переотложенных руд (переотложенные);

3) месторождения остаточные.

Перекристаллизация материала исходных пород при процессах метаморфизма проявлена весьма широко и возникающие при этом образования могут представить собой новое полезное ископаемое, существенно отличающееся по своим качествам и области практического использования от начального. Таковы, например, мраморы, высокоглиноземистые кристаллические сланцы (кианит, андалузит), графит и ряд других нерудных ископаемых. Рудные залежи также подвергаются перекристаллизации, но это отражается главным образом на текстурах и текстурах руд, не влияя на их состав и область применения.

Вторую группу составляют месторождения, возникшие в результате некоторого перемещения материала пород при метаморфизме, однако отлагающегося в пределах или вблизи от своего источника.

В этом случае уже достаточно ясно проявляется метаморфическая дифференциация, обусловливающая различные эпигенетические преобразования в осадочных и магматических породах, связанные с некоторой миграцией вещества. Незначительное перемещение испытывают компоненты при собирательной перекристаллизации, когда за счет рассеянных в породе элементов возникают более или менее крупные зерна определенных минералов. Эти минералы обычно представляют собой труднорастворимые в поровой жидкости соединения и являются проявлением выделенного П.Эскола (1932) "принципа обогащения наиболее устойчивыми компонентами". Примерами таких образований являются золотосодержащие метаморфизованные породы Восточной Сибири и Дальнего Востока, золото которых сконцентрировано

при метаморфизме из рассеянного состояния в более крупные зерна, переходящие при разрушении породы в россыпи (Нифонтов, 1957). Кристаллизацией рассеянного урана при процессах метаморфизма объясняется образование уранинита в мраморах и скарноподобных породах докембрия (Билибина и др., 1959).

Более значительны проявления собирательной перекристаллизации в образованиях типа золотоносных конгломератов Витватерсранда. Форма выделений зерен золота в золотоносных "рифах", несомненно, указывает на их метаморфическое происхождение из первично седиментационного материала. Образование пирита в тех же "рифах" связано, очевидно, с более значительной миграцией вещества.

Продуктом собирательной кристаллизации являются новообразования рутила и реже ильменита, возникающие при метаморфизме глинистых фаций и интрузивных пород. Эти минералы присутствуют в различных кристаллических сланцах и амфиболитах и широко распространены, в частности, на Урале (Малышев, 1957).

В результате собирательной перекристаллизации могут возникать не только отдельные зерна минералов, но и агрегаты их и даже небольшие гнездообразные выделения, подобные, например, выделениям турмалина в метаморфических породах Северного Криворожья.

Характерными метаморфическими образованиями, возникающими из материала непосредственно вмещающих пород, являются альпийские жилы. Распространенным полезным ископаемым жил, развивающимся в силикатной или кремнистой среде, является пьезокварц. Принципиально сходные образования встречаются и во многих рудных месторождениях: в колчеданных залежах, месторождениях медистых песчаников, в толщах железистых кварцитов и т.д. Как правило, такие жилы составляют лишь незначительную часть рудных залежей и самостоятельного практического значения не имеют. Состав их в отношении слагающих минералов и количественных соотношений различных элементов может заметно отличаться от соответствующих параметров исходных пород, но химический состав последних и возникших за их счет новообразований аналогичен.

К переотложенным автохтонным метаморфогенным месторождениям, по-видимому, близки метасоматические пегматиты, а также месторождения альбититовой и грейзеновой формаций. Однако источник их материала не столь ясен, как для альпийских жил, и, по-видимому, не столь непосредственен, вследствие чего их следует отнести к аллохтонным образованиям.

Особую группу автохтонных месторождений составляют образования, которые можно назвать по аналогии с соответствующей группой месторождений выветривания "остаточными". Преобразование пород при процессах метаморфизма может сопровождаться выносом различных компонентов с обогащением остающегося материала остальными компонентами первоначальных пород. Хорошим примером таких образований являются залежи богатых магнетитовых (или мартитовых) руд в толще железистых кварцитов Криворожья. Мартитовые залежи Саксаганской полосы образовались путем выноса кремнезема из магнетитовых кварцитов с последующим окислением магнетита до мартита. Хотя по мнению некоторых исследователей вынос кремнезема полностью обязан процессам поверхностного изменения пород, представляется более вероятным, что миграция кремнезема имела место уже при региональном метаморфизме. Это, например, ясно устанавливается на желтореченском месторождении, где не подвергшиеся поверхностному изменению так называемые "Восточные" залежи возникли путем выноса кремнезема из железистых кварцитов при их метаморфическом изменении.

Рассмотренные автохтонные месторождения могут быть как метаморфизованными, так и метаморфическими. Однако не всегда метаморфогенное месторождение может быть отнесено к той или иной группе. Нередко в метаморфизованном месторождении лишь отдельные минеральные образования оказываются метаморфическими, как, например, жилы альпийского типа в колчеданных залежах или медистых песчаниках. В целом же эти месторождения должны быть отнесены к метаморфизованным. То же можно сказать о месторождениях типа Витватерсранда или железистых кварцитов.

К метаморфическим месторождениям можно отнести хрустале-носные альпийские жилы и все месторождения, обязанные перекристаллизацией первичного материала, поскольку до метаморфических изменений соответствующего полезного ископаемого не существовало.

Аллохтонные метаморфические месторождения, образованные из материала, перенесенного на более или менее значительные расстояния, естественно, не имеют столь ясных соотношений с вмещающими породами, как автохтонные. Поэтому они обычно относятся к постмагматическим гидротермальным образованиям, источником материала которых, как и рудообразующих растворов, по распространенному мнению, могут быть магматические очаги или глубинные зоны Земли. Метаморфогенные месторождения являются эндогенными образованиями

и физико-химические процессы, обусловливающие генезис их руд, соответствуют понятиям, выработанным для гидротермальных месторождений, связываемых с интрузиями.

В геологическом аспекте образования метаморфических месторождений во многих отношениях существенно отличаются от распространенных представлений о генезисе гидротермальных месторождений, вследствие чего закономерности их размещения имеют особенности, изучение которых требует специальной методики.

Источник вещества и рудообразующих растворов играет существенную роль в образовании месторождений и представление о нем может явиться решающим критерием в установлении их генезиса. Многочисленные исследования последнего времени как советских, так и зарубежных геологов свидетельствуют о широком участии в образовании рудных залежей материала, мобилизованного из пород литосферы. Если не говорить о месторождениях собственно магматической группы, связанных с основными и ультраосновными породами, а также о месторождениях, связанных с вулканизмом, то представления о происхождении рудообразующих растворов и вещества руд из магматических резервуаров или из глубинных зон Земли (из верхней мантии или из базальтового слоя) не имеют подтверждения. Мнение о происхождении вещества из магматических очагов основывается на пространственных, временных и геохимических соотношениях интрузивов и месторождений и данных экспериментальных лабораторных исследований. Однако такие критерии не свидетельствуют о происхождении растворов и вещества из магмы при ее дифференциации. Временная и пространственная связь рудных залежей и интрузивов обусловлена общностью причин, вызывающих как магматизм, так и рудообразование, а геохимическое сходство может объясняться общностью среды, в которой протекают эти процессы, и в некоторых случаях тем, что интрузивные породы (а не магма) являются источником материала более молодых рудных залежей.

Геохимическое сходство рудных образований может быть установлено не только с интрузивными породами, но и с вмещающими толщами. Так, например, в Витимско-Патомском нагорье, по материалам В.А.Буряк, М.Г.Лобанова и П.М.Хренова (1967), в кварцевых жилах с золотом и сульфидами и во вмещающих их осадочных породах состав элементов примесей, по данным массовых полуколичественных спектральных анализов, "качественно одинаков". Элементов, отсутствующих

в породах, сульфидах и кварцевых жилах не установлено. Отсутствие убедительных критериев происхождения вещества из магм заставляет искать другие источники. Во многих случаях такими источниками стремятся считать глубины Земли. Эти взгляды основываются лишь на весьма свободно принимаемых пространственных связях месторождений с глубинными разломами, во многих случаях "скрытыми" и существующими только в представлениях авторов. На чрезвычайно вольное и необоснованное приписывание решающей роли существующим и предполагаемым разломам в возникновении тех или иных геологических образований указывал А.В.Пейве (1967).

Многочисленные исследования гидрогеологов, вулканологов, геохимиков, проведенные в последнее время, однозначно свидетельствуют о незначительной роли ювенильных вод в земной коре. Такие выводы основываются как на геологических данных, так и на исследовании изотопного состава кислорода и водорода вод.

Данные об изотопных соотношениях некоторых элементов уже широко учитываются при изучении их источника в месторождениях полезных ископаемых (Петровская, 1965), а вопрос о происхождении вод рудообразующих растворов не может быть окончательно разрешен без данных об изотопии. Хорошим примером является выяснение источника горячих рассолов, обнаруженных в районе оз.Салтон в Калифорнии и на дне Красного моря. Некоторые исследователи первоначально предполагали ювенильное происхождение этих рассолов. Однако определение содержания в водах дейтерия и O^{18} показало, что термальные рассолы обоих указанных районов произошли путем выщелачивания различных компонентов из осадочных пород вадозными водами (Крейг, 1966). По данным Крейг, в районе оз.Салтон рассолы возникают в местных осадках, а в Красном море они формируются в значительном удалении от места их обнаружения, куда они стекают как в глубокую борозду. Д.Уайт (White, 1968) привел также данные по содержанию дейтерия в рассолах включений в различных минералах свинцово-цинковых месторождений долины р.Миссисипи и в медеиосных сланцах формации Нонезух в Мичигане. Воды месторождений первого района, по его мнению, преимущественно седиментационные, а во втором - "вероятно седиментационные".

Что касается твердых компонентов руд, то изучение изотопных соотношений серы также приводит к выводу, что во многих месторождениях, в том числе и относящихся к собственно магматической группе (Норильское), она происходит из пород литосферы. О таком же

происхождении свинца свидетельствуют изотопные соотношения этого металла в рудах различных месторождений.

В.И.Виноградов (1969), специально рассмотревший вопрос об источнике серы и свинца по их изотопным соотношениям в рудных месторождениях, пришел к следующим выводам. Главным источником серы сульфидных руд гидротермального и магматического генезиса являются, по-видимому, сульфаты океанического происхождения. Однозначно решить вопрос о степени участия в рудообразовании ювенильной серы по изотопным данным нельзя, но в большинстве случаев количество такой серы невелико. В изотопном составе свинца иногда четко отражается роль пород земной коры как основного источника рудного вещества. Предположения о мантийном и магматогенном источнике свинца рудных месторождений по изотопным данным не доказуемы.

Изотопный состав других элементов руд для суждения об их источнике пока не привлекается.

Таким образом, хотя изотопный анализ является весьма ценным и перспективным при решении вопросов рудообразования, полевые геологические исследования остаются основным методом изучения месторождений и их генезиса.

Геологические наблюдения, как отмечено выше, не подтверждают активное участие ювенильных вод и твердых минеральных компонентов, предположительно выносимых ими из глубинных зон Земли или из магматических очагов, в образовании метаморфогенных месторождений, что уже неоднократно отмечалось в литературе (Laffitte, 1957, Домарев, 1967, Белевцев, 1968 и др.).

Воды первично вадозного происхождения могут быть мобилизованы при метаморфизме путем дегидратизации минералов и отжимания первично седиментационных или инфильтрационных вод. Интенсивность воздействия этих вод на породы возрастает при изменении условий метаморфизма в связи с повышением температуры и давления, а также в результате изменений в структуре воды. По мнению А.М.Блох (1968), особое значение имеют скачкообразные нарушения структурного состояния воды, причины которых могут быть разнообразны. Поровые воды литосферы разделяются на свободные и связанные (находящиеся под воздействием стенок пор), различающиеся по своим свойствам. В частности, связанная вода обладает малой растворяющей способностью, что подтверждено экспериментально. При отжимании поровых вод, происходящем как при значительном увели-

чении литостатической нагрузки, так и на ранних стадиях метаморфизма, в какой-то момент начинает освобождаться и связанная вода, растворяющая способность которой при переходе в свободное состояние резко возрастает. Чем выше нагрузка, тем больший процент в общем количестве отжимаемых вод составит освобожденная связанная вода и тем выше ее общая агрессивность. Этим, по мнению А.М.Блох, может объясняться возникновение вертикальной зональности в эпигенетически преобразованной осадочной толще. Такой же агрессивностью могут обладать и воды, освобождающиеся при дегидратизации минералов.

Воздействие метаморфогенных вод на породы увеличивается благодаря наличию в них растворенных газов, в частности, углекислоты, которая может образоваться из вмещающих пород под влиянием термического воздействия (Вартанян, 1968) или за счет гидратизации карбонатов (Кисин, Пахомов, 1967).

Существенную роль во взаимодействии отжимаемых вод с породами имеет состав и количество растворенных в них компонентов. Степень минерализации вод может быть различна, но в большей части они являются солеными с содержанием солей 1-35 г/кг или представляют собой рассолы с минерализацией 35-350 г/кг и выше. О происхождении соленых вод и рассолов существуют различные мнения. Они могут происходить из инфильтрационных пресных вод или представлять собой захороненные в осадочных породах древние седиментационные или инфильтрационные воды (Зайцев, 1968). Глубокие рассолы имеют высокую температуру и являются преимущественно хлоридными кальциево-натриевыми, иногда содержащими среди растворенных компонентов большое количество меди, свинца, цинка, серебра и других металлов. По мнению С.И.Смирнова (1967), такие насыщенные рассолы, как в районе оз.Салтон в Калифорнии могут быть связаны только с галогенными формациями. Высокотемпературные рассолы при интенсивном воздействии на вмещающие породы могут переотлагать содержащиеся в них металлы. По мнению Е.А.Баскова (1966), образование Ангаро-Илимских железорудных месторождений связано с растворами, возникавшими при взаимодействии подземных рассолов с телами долеритов. Рассолы из соленосных и подсоленосных толщ кембрия приходили в соприкосновение с основными породами и обогащались за их счет железом, которое и отлагали в виде железорудных залежей. Сходное образование, по-видимому, имеют магнетитовые месторождения Соколовско-Сарбайской группы. Железо здесь также вищелочено рассолами из основных эффузивов, измененных в скаполитовые и альбитовые породы.

Весьма возможно, что широкое проявление щелочного преимущественно натриевого метасоматоза в метаморфизованных толщах и вокруг рудных залежей обязано участию богатых натрием (и иногда калием) рассолов. Именно такие рассолы могут явиться источником огромного количества щелочей, которым нередко приписывается эвенильное происхождение.

Дальность переноса рудообразующего вещества мобилизуемыми при метаморфизме водами весьма различна и поэтому, вероятно, нет резкой границы между переотложенными автохтонными и аллохтонными месторождениями.

Многие месторождения располагаются в пределах тех комплексов пород, из материала которых они возникают, или поблизости от них. Рудообразующие растворы в этом случае переносят лишь некоторые в основном петрогенные элементы и, по-видимому, в значительной степени образуются за счет воды.

К таким образованиям следует отнести метасоматические пегматиты, образующиеся за счет материала гранитоидных пород, в пределах или вблизи которых они залегают, а также месторождения грейзеновой и альбититовой формаций. Рудные минералы последних формаций, по данным В.Ф.Барабанова (1968) и других исследователей, заимствуют слагающие их элементы из вмещающих пород. Так, например, Ю.И.Темников и Т.Т.Карвацкая (1968) в апогранитах поздне юрских интрузивных комплексов ряда районов Сибири выделяют несколько стадий метасоматических процессов, выразившихся в микроклинизации, альбитизации и грейзенизации. В этих последовательных стадиях происходила мобилизация редких элементов, содержащихся в различных минералах и подвергавшихся метасоматозу пород: в биотите, полевых шпатах и других и отложениях их в минеральных новообразованиях. По заключению авторов, между метасоматическими процессами и появлением в апогранитах редкометального оруденения устанавливается тесная генетическая связь. Так, при микроклинизации растворы обогащаются бериллием, выпадающим при ранней альбитизации в форме берилла. В стадию ранней грейзенизации в растворы поступают бериллий, тантал, ниобий и литий, а в стадии поздней грейзенизации образуются берилл второй генерации, танталониобаты, литиевые слюды. В стадии поздней альбитизации выпадают танталит-колумбит, микролит.

Сходные явления концентрации металлов вмещающих пород имеют место в жилообразных залежах свинцово-цинковых и медно-висмутовых

руд Восточного Карамазара, которые образовались путем переотложения рудных компонентов эффузивных толщ, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов (Домарев, Болдырева).

Рудные залежи, образующиеся из материала, принесенного из удаленных источников, не имеют видимой геохимической связи с вмещающими породами. Многие исследователи относят их к гидротермальной группе, генетически связанной с магматизмом или подкоровыми зонами Земли. Однако рассмотрение эволюции процессов рудообразования в истории Земли позволяет считать, что многие так называемые гидротермальные месторождения по своему происхождению являются метаморфическими (Домарев, 1967-2). С этими представлениями согласуется и различие в рудоносности зон, претерпевших метаморфизм в условиях различных фаций. Большинство жильных месторождений, относившихся ранее к среднетемпературным гидротермальным образованиям, приурочены к областям распространения зеленокаменных толщ. Среди пород, измененных в условиях более высокотемпературных фаций, количество месторождений сильно снижается, а характер их изменяется. В породах амфиболитовой и гранулитовой фаций месторождения сульфидных руд уже не возникают и новообразованными здесь являются лишь пегматиты и высокотемпературные месторождения нерудного сырья. Зависимость характера оруденения от степени метаморфизма пород отмечена в Витимско-Патомском нагорье, где в зоне проявления метаморфизма серицит-хлоритовой субфации зеленых сланцев распространены кварцевые и кварцево-карбонатные жилы с серицитом, хлоритом, апатитом, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и блеклыми рудами. Породы, измененные в условиях эпидотамфиболитовой фации, включают кварцевые жилы с турмалином, биотитом, дистеном, пирротином и халькопиритом. В породах амфиболитовой фации кварцевые жилы с сульфидами отсутствуют, но распространены пегматиты слюдоносные в зоне ставролит-дистеновой и керамические в зоне силлиманит-альмандиновой субфации. Различен набор и характер выделения сульфидов в осадочных породах, измененных в условиях различных фаций метаморфизма, что имеет место, кроме Витимско-Патомского нагорья, и в Северо-Западном Прибайкалье (Буряк, Лобанов, Хренов, 1967).

Соотношения рудных образований с метаморфизованными в различной степени породами свидетельствуют о том, что месторождения, возникшие в условиях зеленокаменной фации метоморфизма и в условиях более высокотемпературных фаций, становятся неустойчивыми

и рассеиваются. Об этом свидетельствует и небольшое распространение таких месторождений в породах докембрия (Домарев, 1967).

Таким образом, миграция рудообразующих веществ при региональном метаморфизме может происходить как в пределах зоны изменения пород в условиях одной фации с образованием характерных для данной фации месторождений (например, гидротермальных жил для зеленокаменной фации, пегматитов для амфиболитовой и т.п.), так и на более значительные расстояния. В первом случае нередко может быть установлена видимая геохимическая связь минерализации с вмещающими породами, во втором - вещественный состав рудной залежи может быть экзотическим.

На возможное происхождение рудообразующих растворов при процессах гранитизации обращено внимание уже давно (Локк, Сулливан, Рид, Гудспид, Судовиков и др.). Однако надежных критериев для различия месторождений, образованных растворами, происходящими из зон гранитизации, и растворами, возникающими при метаморфизме пород в условиях зеленокаменной и других фаций, пока не установлено. По-видимому, решение вопроса о связи оруденения с гранитизацией в каждом конкретном случае может быть сделано на основе данных геологических исследований. Например, о такой связи может говорить концентрация рудных элементов в зоне основного фронта, по мнению Н.Г.Судовикова (1955), можно относить к продуктам железисто-магнезиального метасоматоза на Алданском щите.

В зоне метасоматических гранитов рудные месторождения не образуются, что, однако, не указывает на ее бесперспективность, так же, как не могут считаться бесперспективными области, сложенные породами метаморфизованными в условиях высокотемпературных фаций.

Помимо образующихся при высокотемпературном метаморфизме таких месторождений, как, например, пегматиты и рудные залежи грейзеновой формации, в рассматриваемых зонах могут сохраниться не полностью рассеянные месторождения, возникшие до метаморфизма или при метаморфизме в условиях низкотемпературных фаций. Таковы, например, "фальбанды" Норвегии или медная минерализация в глубоко метаморфизованных породах основания меденосной толщи системы Катанга в Замбии, полиметаллическое месторождение Брокен-Хилл в Австралии, отмеченное выше урановое оруденение в докембрийских мраморах и многие другие. Эти первично осадочные концентрации претерпели существенный метаморфизм с перемещением и частичным рассеянием рудного вещества, особенно заметного в породах Замбии.

Помимо метаморфизованных месторождений, среди интенсивно метаморфизованных или гранитизированных пород могут возникать и наложенные месторождения, образование которых связано с процессами геологической активизации.

К особому типу метаморфогенных месторождений следует относить осадочные накопления металлов, претерпевшие существенные постседиментационные изменения в условиях начального метаморфизма. Такие месторождения, весьма близкие к катагенетическим осадочным образованиям, составляют промежуточное звено между слаболитифицированными металлоносными осадками и глубоко метаморфизированными залежами. Катагенетические и метаморфические изменения металлоносных осадочных пород обычно сопровождаются значительной миграцией рудных и некоторых нерудных компонентов, которая хорошо проявляется во многих первично-осадочных стратифицированных месторождениях цветных и радиоактивных металлов. В результате такой миграции в месторождениях формации медистых песчаников, свинцовоцинковых залежей в карбонатных породах, залежей урановых руд в пестроцветных толщах возникают секущие жильные и жилообразные тела, различной формы обособления концентрированных сульфидных руд, обогащенные рудными минералами участки типа "роллов" урановых месторождений Колорадо и т.д.

Интенсивное перераспределение металлов в пределах металлоносных пластов приводит к образованию даже крупных обогащенных залежей. Это относится к месторождениям меди, свинца-цинка и урана. Вероятно, таким же путем сконцентрированы богатые киноварные руды Никитовского месторождения, которые, по данным А.М.Добрянского (1964), отложены растворами, образование которых связано с метаморфизмом терригенных осадочных пород.

В мобилизации, переносе и концентрации металлов главную роль, по-видимому, играют рассолы вадозного происхождения, иногда характеризующиеся высоким содержанием металлических компонентов. Данные по горячим рассолам Челекена свидетельствуют о способности хлоридных растворов содержать и переносить большие количества свинца и цинка. Этим и объясняется обычное наличие эпигенетических различной формы залежей богатых сульфидных руд в свинцово-цинковых месторождениях в карбонатных толщах.

Участие хлоридных рассолов в переотложении материала рассматриваемых месторождений, вероятно, объясняется тем, что рудо-

носные толщи пространственно нередко связаны с галогенными и нефтеносными формациями. Обычная повышенная магнезиальность карбонатных толщ, вмещающих месторождения свинца и цинка, подтверждает мнение Н.М.Страхова (1963) об образовании залежей "триады" – меди, свинца, цинка в условиях аридного климата.

Таким образом, основным источником вещества метаморфогенных месторождений всех типов являются твердые породы литосферы. Возможное участие иного материала: солей, первично растворенных в захороненных водах, материала космического и ювенильного происхождения в настоящее время не может быть вполне расшифровано, но нет оснований считать, что такое участие было существенным.

Признание широкого распространения метаморфогенных месторождений и их происхождения из вещества твердых пород литосферы требует большего внимания к изучению осадочных и вулканогенно-осадочных формаций при металлогенических исследованиях, чем это делается в настоящее время. К вопросам, подлежащим изучению, следует отнести выяснение геохимических особенностей осадочных толщ, установление распространенности пород, измененных в условиях различных фаций метаморфизма, а также палеогидрогеологические условия рудоносных областей.

Литература

Барабанов В.Ф. Генезис гидротермальных жил и проблемы источника минерального вещества жил.-Вестник ЛГУ, 1968, № 24 (4).

Басков Е.А. Подземные рассолы седиментационного генезиса и их роль в процессах рудообразования (на примере Ангаро-Илимских месторождений Сибирской платформы). – В кн.: Матер. к совещ. "Общ. закономерн. геол. явлений", в.I, 1966.

Белевцев Я.Н. Метаморфогенные месторождения. – В кн.: Генезис эндогенных рудных м-ний. "Недра", М., 1968.

Билибина Т.В., Богданов Ю.В. и Ожинский И.С. Об урановом оруденении осадочно-метаморфического типа в докембрийских мраморах и скарноподобных породах. – Зап. Всес. мин. о-ва, ч.88, в.4. 1959.

Блох А.М. Скачки структурного состояния воды и их возможная роль в процессах рудообразования. – В кн.: Значение структ. особен. воды и водных растворов для геологических интерпретаций. Изд. ВИМС, М., 1968.

Буряк В.А., Лобанов М.П., Хренов П.М. К проблеме метаморфогенного рудообразования. – Сов.геология, 1967, 5.

Вартанян Г.С. Роль процессов регионального метаморфизма в формировании некоторых типов минеральных вод и их провинций. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1968, т.XLШ (3).

Виноградов В.И. Некоторые вопросы изучения источников рудного вещества по изотопным данным. - В кн.: Пробл. геол. мин. м-ний, петрологии и минералогии, т.I, "Наука", М., 1969.

Добрянський А.М. Про зв"язок структури та кіноварного зруденіння у Донбасі. - ДАН УРСР, 1964, 6.

Домарев В.С. О метаморфогенном рудообразовании. - Сов. геология, 1967, 4.

Домарев В.С. Об эволюции процессов рудообразования в истории Земли. - В кн.: Проблема кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразов. "Наука", Л., 1967-2.

Домарев В.С. Проблемы общей металлогении. - Вестник ЛГУ, 1968, 24 (4).

Домарев В.С., Болдырева М.М. Некоторые вопросы генезиса полиметаллических месторождений Восточного Карамазара. - Сов.геология (в печати).

Зайцев И.К. Анализ основных гипотез формирования соленых и рассольных вод в свете новейших данных. - Сов.геол. I, 1968.

Кисин И.Г., Пахомов С.И. О происхождении углекислоты в глубоких водоносных горизонтах. - В кн.: Матер. к научно-техн. конференции по инж. изысканиями, 1967.

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

Нифонтов Р.В. К вопросу о хемогенной золотоносности осадочных горных пород некоторых районов. - В кн.: Методы исследования минерального сырья. Изд. ВИМС, М., 1957.

Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. - Геотектоника, 1967, 5.

Петровская Н.В. О возможностях применения некоторых методов изотопного анализа при металлогенических исследованиях. - В кн.: Изучение закономерн. размещ. минерализации при металлогенич. исслед. рудных р-нов. "Недра", М., 1965.

Сердюченко Д.П. Осадочно-метаморфические толщи как источник рудного вещества для "гидротермальных" и "магма-

тических" месторождений. - В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. - Изв. АН СССР, 1969, 3.

Смирнов С.И. Рудоносный ли флюид был вскрыт глубокой скважиной в долине Империал, Южная Калифорния. - Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол. 1967, т.XIII, в.3.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Судовиков Н.Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией.-В кн.: Труды Первого всесоюзн. петрогр. совещания. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Судовиков Н.Г. Метаморфогенное рудообразование. - В кн.: Сов.геология, 1965, 1.

Темников Ю.И. и Карвацкая Т.Т. Характеристика метасоматических процессов в гранитоидах и связь с ними редких элементов. - Геология и геофиз., 1968, 3.

Хитаров Н.И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. - В кн.: Труды лаборат. вулканологии. в.19, Изд-во АН СССР, М., 1960.

Boyle R.W. The source of metals and gangue elements in epigenetic deposits. - Mineral Deposita, 1968, v. 3, 2.

Craig H. Isotopic composition of the Red Sea and Salton sea geothermal brines. - Science 1966, v. 124, 3756.

Eskola P. On the principles of metamorphic differentiation. - Bull. de la Com. - Géol. de Finland, 1932, 97.

Laffitte P. Introduction a l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifers. Paris. Masson., 1957.

White D.E. Environments of generation of some base-metal ore deposits. - Econ. Geol., 1968, v. 63, 4.

А.А.Предовский

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗУЮЩЕГО ПРОЦЕССА

Метаморфогенно-гидротермальные рудообразующие системы (МГРС) являются особой разновидностью гидротермальных систем эндогенного типа. Образованные ими рудные концентрации отличаются от других эндогенных концентраций по признаку связи с конкретным источником тепловой энергии, типу теплоносителя, характеру локализации теплового потока. Эти обстоятельства, отраженные в таблице, рассматривались подробнее в докладе на У Всесоюзном металлогеническом совещании в 1968 г. К МГРС относятся такие системы, для которых источником энергии является тепловой поток, порождающий регионально-метаморфические преобразования, а источником растворов и рудного вещества - породы метаморфизующихся комплексов. При этом, вероятно, не исключено участие ювенильных растворов подкоркового происхождения.

Поскольку метаморфогенные месторождения имеют не только теоретическое значение, но в ряде районов становятся все более важным источником сырья, необходимо подчеркнуть основные факторы развития и некоторые принципиальные особенности МГРС: 1) вещественный состав и происхождение пород вмещающих комплексов; 2) структурно-тектоническая обстановка; 3) характер, последовательность и зональность регионально-метаморфических процессов и зональность метаморфических образований.

Ниже приводится краткая характеристика и оценка влияния этих факторов.

П е р в о м у из них до недавнего времени не уделялось должного внимания. Между тем унаследованная дометаморфическая металлоносность пород метаморфических комплексов, т.е. наличие в них магматогенных или экзогенных повышенных концентраций рудных элементов, определяет возможности метаморфогенного накопления рудного вещества. Работами отечественных (Сердюченко, 1961; Тугаринов, 1963; Белевцев, 1966; Мусин, 1966 и др.) и зарубежных (Сулливан, 1960; Szádeczky-Kardoss, 1965 и др.) геологов начато специальное изучение этой стороны проблемы и показано ее решающее значение. Автором настоящего сообщения было подчеркнуто (Предовский,

Подразделение эндогенных рудных концентраций и месторождений по отношению к источникам тепловой энергии

Название рудных концентраций по признаку связи с источниками тепловой энергии	Теплоноситель и происхождение тепловой энергии	Характер локализации теплового потока и теплоносителя
I. Ювенильно-гидротермальные (ювенильные)	Ювенильные флюиды глубинных подкоровых областей	Локализуются в зонах глубинных нарушений и их обрамлении
2. Магматогенно-гидротермальные (магматогенные)	Магматический расплав интрузивных масс и промежуточных очагов	Пространственно подчинены интрузивным камерам и каналам проникновения магмы
3. Метаморфогенно-гидротермальные (метаморфогенные)	Метаморфогенные растворы, генерируемые процессами регионального метаморфизма	Подчинены ореолам регионального метаморфизма с локализацией в зонах тектонических нарушений
4. Пара-гидротермальные (геотермические)	Подземные воды глубокой циркуляции, нагретые глубинным тепловым потоком	Имеют площадное распространение с локализацией в проницаемых горизонтах и зонах тектонических нарушений

1966, 1967), что при гидротермальном рудообразовании вообще и при развитии МРС в частности перенос рудного вещества осуществляется на ограниченные дистанции. В докладе на II конференции по околорудному метасоматизму в 1966 г. автором было рассмотрено подразделение гидротермальных рудообразующих систем на три группы в зависимости от дистанции переноса рудного вещества. МГРС с этой точки зрения могут быть отнесены к первой или второй группе с дистанцией переноса до многих сотен (предельно до первых тысяч) метров. Это условие, по-видимому, делает обязательным дальнейшее детальное изучение геохимии и металлогении метаморфических комплексов. Как уже отмечалось, при учете вещественного состава пород метаморфических комплексов должны рассматриваться унаследованные повышенные концентрации как магматического происхождения, свойственные основным-ультраосновным и кислым породам (медь, никель, кобальт, олово, молибден и др.), так и металлоносные фации осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, обязанные процессам интенсивного предшествующего или синхронного им выветривания (золото, уран, торий, титан, тантал, ниобий, алюминий, калий) и вулканизма (железо, марганец, сера, бор, фосфор, редкие земли, медь, кобальт, цинк, свинец, серебро). Выявление закономерностей пространственного размещения пород с унаследованной металлоносностью, требующее специального изучения геологии и геохимии метаморфических комплексов с реконструкцией первичной природы, формационного и фациального характера слагающих их образований, вероятно, может рассматриваться в качестве одной из важных задач металлогенического анализа областей распространения метаморфических толщ. Как примеры решения подобных вопросов могут быть упомянуты работа Харитонова (1966) и недавно опубликованные результаты исследований Горлицкого (1969). Наши геохимические исследования в северном Приладожье позволили подтвердить ряд предположений Харитонова и сформулировать вывод о преимущественной приуроченности первично металлоносных метаосадочных пород карельского времени к участкам сокращенных мощностей вулканогенно-осадочных толщ в зонах куполовидных структур и валов, обрамляющих области стабилизированных массивов (Предовский, Петров, 1967). В изучавшемся нами рудоносном районе Печенги (Предовский и др., 1968) полученные данные позволили подтвердить высказывавшуюся ранее Харитоновым точку зрения о том, что источником никеля для процессов рудообразования являются тела интрузивных ультрабазитов, а серы - вмещающие их туфогенно-осадочные породы.

Второй фактор формирования и развития МГРС, структурно-тектонический, необходимо рассматривать в двух аспектах - региональном и локальном.

В региональном плане влияние тектонического фактора проявляется в размещении участков развития МГРС в зонах повышенной неоднородности геологических структур и глубинного строения коры, отличающихся значительным градиентом тектонической подвижности. К таким зонам относятся сопряжения различных по тектоническому режиму структур, периферические части стабилизированных массивов и крупных тектонических блоков, длительно развивающиеся глубинные нарушения и обрамляющие их массы пород. Большое значение имеет куполовидный и блоковый характер многих докембрийских структур. Представляется, что может быть плодотворным анализ древнейших дугообразных систем нарушений, поскольку геофизическими методами не всегда устанавливаются залеченные зоны древнейших и позже не обновлявшихся глубинных нарушений. Попытка выделения древних дугообразных систем нарушений в связи с металлогеническим изучением предпринималась для восточной части Балтийского щита Харитоновым (1966) и автором (Предовский, 1969). В областях развития докембрийских метаморфических комплексов оценка влияния регионального структурного фактора может быть произведена наиболее эффективно при синтезе тектонических и геофизических данных, что, по мнению автора, должно выполняться на основе разработки схем структурного районирования древнейшего фундамента этих областей.

Следует подчеркнуть, что выявление закономерностей пространственного размещения первично металлоносных пород метаморфических комплексов также связано с расшифровкой тектонической зональности изучаемых территорий.

В качестве примера может быть упомянут Печенгский никеленосный район, где размещение оруденения определяется общей структурной зональностью территории, связанной с различным состоянием древнего фундамента (Загородный, Предовский, 1969; Предовский, 1969).

В локальном плане влияние тектонического фактора на возникновение и развитие МГРС выступает еще более отчетливо. Зарождение МГРС связано с интенсивными тектоническими движениями, вызвавшими дизъюнктивное нарушение структур. Если эти разрывные нарушения охватывают достаточно большие объемы пород, длительно

развиваются и построены сложно, т.е. объединяют зоны периодически возобновляющегося сжатия и растяжения, то создаются условия для существования на определенном отрезке времени сопряженных нарушенных участков пород, насыщенных метаморфогенными растворами. Совокупность таких сопряженных участков нарушений, насыщенных растворами, отвечает понятию о метаморфогенно-гидротермальной системе. Объемы пространства, занятого системой, по-видимому, могут быть различными и отвечают по площади отдельным рудопроявлениям, месторождениям или рудным полям.

Вероятно, существуют оптимальные условия для развития разрывных нарушений, определяющие рудообразующую способность системы. Этот вопрос заслуживает дальнейшего изучения, хотя некоторые данные, рассматриваемые далее, уже существуют. Обсуждение деталей строения благоприятных для развития МГРС структур в данном случае не входит в задачу автора. В общем эти структуры аналогичны контролирующим оруденение структурам гидротермальных месторождений иных типов. В качестве примера для месторождений метаморфогенного типа могут быть использованы наши новые данные по рудному полю Печенги (Предовский и др., 1969). В этом районе, как известно, в подавляющем большинстве случаев несущими оруденение структурами являются продольные субширотные межпластовые сдвиговые зоны с умеренными, реже крутыми углами падения. Их развитие контролируется поперечными крутопадающими разрывными нарушениями, по которым происходили сбросово-сдвиговые движения, близкие по ориентировке к вертикальным. Поперечные разрывные нарушения входят в генетически связанный ряд структур (совместно с поздними поперечными малыми складками и зонами интенсивных складчато-разрывных деформаций), обусловленный вертикальными движениями блоков допеченгского фундамента. Развитие этой сложной системы нарушений сопровождалось возникновением участков растяжения преимущественно в продольных межпластовых сдвиговых зонах и примыкающих к ним слабо нарушенных блоках пород, которые и явились благоприятными структурами для насыщения растворами и развития процессов рудоотложения.

Т р е т и й фактор - влияние характера, последовательности регионально-метаморфических процессов и зональности метаморфических образований - изучен еще недостаточно, несмотря на обилие публикаций по данному вопросу. При обсуждении этого фактора не-

обходимо прежде всего обратить внимание на одно его несколько упрощенное и все более распространяющееся толкование. Согласно этому толкованию (Судовиков, 1964; Белевцев, 1966; Кочкин, 1963; Ермолаев, Жидикова, 1966; Великославинский и др., 1968), мобилизация рудного вещества в зонах наиболее интенсивного и высокотемпературного метаморфизма сопровождается его активным выносом и образованием месторождений в низкотемпературных зонах. Этим предположением постулируется такая высокая рудоносность метаморфически зональных и незональных областей, которая фактически нигде не наблюдается. По-видимому, в данном случае сторонники метаморфогенной концепции рудообразования невольно наследуют одно из положений ортодоксальной концепции магматогенного рудообразования, которое предусматривало прямую передачу рудного вещества из глубинного магматического очага в область рудоотложения. Разница лишь в том, что в рассматриваемом случае "очаг" метаморфический и несравнимо больших размеров. Кроме того, вызывает сомнение большая дальность переноса рудного вещества, которая скорее вызовет его рассеяние, чем накопление.

Автор предполагает, что главной причиной такого положения является допущение о том, что метаморфогенные растворы становятся металлоносными одновременно с их зарождением. Имеющиеся данные позволяют предположить в качестве общего случая обратное явление (Предовский, 1966, 1967). Присутствие в метаморфогенных растворах рудных элементов в фоновых количествах не может считаться достаточным условием для развития рудообразующих процессов.

Одна из важнейших сторон влияния регионального метаморфизма на появление МГРС - мобилизация большого количества растворов, являющихся рудотранспортирующей средой и основным теплоносителем. Последнее связано с несомненной миграцией растворов из более высокотемпературных зон в низкотемпературные. Относящиеся к этой части проблемы вопросы были впервые подробно рассмотрены в работах Судовикова (1964), Белевцева (1966). Наибольшими ресурсами метаморфогенных растворов обладают породы, находящиеся в условиях фаций умеренно проявленного регионального метаморфизма (до эпидот-амфиболитовой включительно). Однако, как отмечает Судовиков, отделение растворов продолжается и в гранулитовой фации, т.е. и там все еще сохраняются потенциальные возможности для возникновения насыщенных растворами участков пород.

Последовательность развития процессов регионального мета-

морфизма в подвижных зонах (Судовиков, 1963, 1964) обусловливает перемещение наиболее богатых метаморфогенными растворами зон вверх по мере продвижения метаморфического фронта. Зональность регионального метаморфизма является причиной миграции или неоднородного насыщения растворами смежных объемов пород. Новые данные по районам развития метаморфогенного золотого оруденения (Буряк, 1965, 1967) подтверждают выводы Н.Г.Судовикова о зональном характере распространения метаморфогенных растворов, если эти данные не трактовать упрощенно как признак выноса золота из одной зоны метаморфизма с накоплением в другой.

Еще одна из важных особенностей взаимосвязи процессов регионального метаморфизма и развития МГРС может быть понята, если учесть регрессивный в общем характер функционирования МГРС (что сближает их с другими гидротермальными системами.

Возникающие под контролем разрывных нарушений гидротермальные процессы обычно приобретают регрессивный характер даже в случаях, когда в окружающих массах пород метаморфические явления развиваются прогрессивно (Лодер, 1954; Судовиков, 1964). Следовательно, возникает контрастность условий, обеспечивающая интенсивность процессов развития МГРС.

Активное и широко проявленное дизъюнктивное нарушение пород приурочено к определенным моментам формирования метаморфических комплексов. Наиболее благоприятным из них для зарождения МГРС следует считать этап интенсивных движений, соответствующий началу инверсии тектонического режима и максимуму проявления регионально-метаморфических процессов, предшествующему их регрессивной стадии. Можно предполагать также, что становление МГРС происходит наиболее эффективно в породах, подвергающихся метаморфизму низкого давления, поскольку в этих условиях можно ожидать более длительного соприкосновения растворов с породами в нарушенных зонах.

В этом отношении заслуживают серьезного внимания высказывания ряда исследователей (Великославинский и др., 1968; Miyashiro, 1961) о возможной связи областей проявления метаморфизма низкого давления с определенным характером сиалического фундамента или в более общем плане – сиалического слоя.

Наши исследования на Печенге (Предовский и др., 1968) показали, что метаморфогенные преобразования никеленосных ультрабазитов развивались стадийно. Поозе начальной серпентинизации, про-

исходившей на фоне прогрессивного метаморфизма вмещающих пород (в условиях фации зеленых сланцев), и неоднократного проявления дизъюнктивных деформаций времени инверсии тектонического режима ультабазиты подверглись последовательно серпентинизации, амфиболизации, хлоритизации, отальковании и карбонатизации, сопровождавшимися возникновением руд нескольких генераций. Поздние изменения происходили на фоне регрессивного метаморфизма вмещающих пород.

МГРС как системы с ограниченной дистанцией транспортировки рудного вещества имеют одну особенность, которая уже отмечалась автором ранее (Предовский, 1966) и представляется весьма важной для правильного понимания структуры ореолов изменения пород в околорудном пространстве. Она заключается в том, что при типичном развитии МГРС процессы имеют обменный характер. Обмен веществом происходит, вероятно, при большой роли диффузии между объемами нарушенных пород, сообщающихся через зоны насыщения метаморфогенными растворами. Работа системы начинается вследствие контраста состава или условий сообщающихся объемов пород. Мобилизация, перенос и накопление рудного вещества, таким образом, происходит на фоне общего обмена синхронно и поддерживается или нарушается возобновляющимися тектоническими подвижками. Объемы участвующих в процессе пород зависят от разрывных нарушений, могут иметь весьма сложную конфигурацию и находиться в сложных пространственных взаимоотношениях.

На примере рудного поля Печенги (Предовский и др., 1968) было показано, что в пределах зон изменения ультрабазитов могут быть выделены участки синхронного выноса и накопления рудного вещества, контролируемые тектонически. Процесс в целом развивался как сложный метасоматический обмен между рядом пород, различающихся по составу. При этом в сходных по начальному составу породах в зависимости от положения в МГРС в ряде случаев развиваются различающиеся по химизму и минеральным ассоциациям продукты. Приведенные сведения, по-видимому, указывают на необходимость усиления детальных исследований измененных пород в околорудных ореолах, которые и сейчас еще нередко рассматриваются только как продукты зоны рудоотложения, хотя, как показывают новые данные, могут являться и следствием процессов мобилизации и выноса рудного вещества.

В заключение автор считает необходимым отметить неудовлетворительное положение с разработкой генетической классификации метаморфогенных месторождений, которая, по-видимому, должна учитывать как физико-химические условия процессов и соотношение с метаморфическими явлениями, так и связь с определенными типами пород - источниками рудного вещества.

Литература

Белевцев Я.Н. Современное состояние теории и эксперимента в учении о рудных месторождениях. - В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. "Наукова думка", К., 1966.

Буряк В.А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье). - ДАН СССР, 1965, т.163, 2.

Буряк В.А., Лобанов М.П., Хренов П.М. К проблеме метаморфогенного рудообразования. - Сов.геология, 1967, 5.

Великославинский Л.А., Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А. Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и метаморфогеническая специализация метаморфических зон. Докл. советских геологов на XXIII сессии МГК, проблема 4. - В кн.: Геология докембрия "Наука", Л., 1968.

Горлицкий Б.А. Металлогения малых элементов в осадочно-вулканогенных формациях центральной части Украинского щита. Автореферат канд. дисс. АН УССР, К., 1969.

Ермолаев Н.П., Жидикова А.П. Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита.-Геохимия, 1966,8.

Загородный В.Г., Предовский А.А. Общие закономерности развития структуры и размещения ультраосновных интрузий Печенги. - В кн.: Основной магматизм Северо-Восточной части Балтийского щита. "Наука", Л., 1969.

Кочкин Г.Б. Некоторые особенности распределения урана и тория в породах теректинского метаморфического комплекса (Горный Алтай). - В кн.: Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т.95. Изд-во ВСЕГЕИ, Л., 1963.

Мусин В.А. Литогенез и эндогенное рудообразование. - Узбекский геологический журнал, 1966, 6.

Предовский А.А. Специфика исследования гидротермально измененных пород рудоносных площадей. - В кн.: Материалы к П конференции по околорудному метасоматизму. Изд-во ВСЕГЕИ, Л., 1966.

Предовский А.А. О некоторых общих вопросах разработки новых поисковых критериев эндогенных рудных месторождений в метаморфических комплексах. - В кн.: Мат-лы по геол. и полезным ископ. Северо-Запада РСФСР, в.7. "Недра", Л., 1967.

Предовский А.А., Петров В.П. Особенности методики и некоторые результаты геолого-геохимических исследований докембрийских образований Северного Приладожья. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. "Наука", Л., 1967.

Предовский А.А. и др. Новые данные о закономерностях размещения и условиях формирования сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. - В кн.: Геологическое строение и рудоносность Кольского полуострова. Изд. КФАН СССР, Апатиты, 1968.

Предовский А.А. Особенности строения и развития среднепротерозойских подвижных зон на примере Печенги и северного Приладожья. - В кн.: Природа и хозяйство Севера. Изд. Северного филиала Географического об-ва СССР, Апатиты, 1969.

Предовский А.А. и др. О возможной новой интерпретации структуры рудного поля Печенги. - В кн.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. "Наука", Л., 1969.

Сердюченко Д.П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. - В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. Изд-во АН СССР, М., 1961.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и геосинклинальное развитие. - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, I. Изд-во ЛГУ, 1963.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций. - В кн.: Химия земной коры, т.I. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. "Недра", М., 1966.

M i y a s h i r o A. Evolution of metamophic belts. - Journ. of Petrol., vol.2, N 3, 1961.

S z a d e c z k y-K a r d o s s E. Über die Herkunft der Schwer metalle der Erzgänge.- Freiberger Forschungs., v.c, N 186, 1965.

В.Г.Кушев

ОБ ИСТОЧНИКАХ РАСТВОРОВ И ПРИЧИНАХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РУДОНОСНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Участие надкритических или докритических водных растворов в процессе рудообразования в настоящее время не вызывает сомнений. Однако до сих пор в литературе преобладает обобщенное название "гидротермальное" рудообразование, термин, который сам по себе исторически уже подразумевает связь с магматическим процессом. Термин "гидротермальный" является слишком общим, чтобы дать исчерпывающую характеристику процесса (Белевцев, 1969).

Для того чтобы решить вопрос о генезисе рудогенных растворов, необходимо рассматривать сначала петрогенный процесс, так как минерализация является лишь частью общего процесса петрогенезиса. Одним из примеров, позволяющим оценить условия метасоматического породообразования и место рудного процесса, могут служить щелочные (натровые) метасоматиты, изучению которых в последние годы уделяется много внимания (Тугаринов, 1963; Елисеев и др., 1961; Кушев, Синицын, 1966; Белевцев, Коваль, 1968; Казанский и др., 1968; Белевцев, 1969). Для суждения о генезисе щелочных метасоматитов и связанной с ними минерализации необходимо рассматривать механизм и условия образования этих пород, характер метасоматических растворов, вопросы о возможности связи щелочного метасоматоза с интрузивными породами и конкретными интрузиями, соотношения процесса метасоматоза с ультраметаморфизмом и гранитизацией, источники метасоматических растворов и вещества, место рудного процесса и источники рудного вещества, а также некоторые другие аспекты. Решение этих вопросов требует применения данных геологических, петрографических и геохимических методов исследований, результатов петрологических экспериментов, радиологические определения, данных геофизики.

Существующие взгляды на генезис щелочных метасоматитов могут

быть подразделены на три группы или гипотезы происхождения: I) гипотеза магматического или постмагматического происхождения метасоматических растворов, подразумевающая связь с конкретными интрузиями (Лучицкий и Лебедев, 1934, Лучицкий, 1947; Усенко, 1948; Царовский, 1954, 1959; Стрыгин, 1959; Стороженко, 1961; Коржинский, 1957, 1963; Никольский, 1956, 1959, 1960, 1964; Половинкина, 1953, 1955; и др.); 2) гипотеза, объясняющая щелочной метасоматоз воздействием растворов метаморфогенного происхождения (Каниболоцкий, 1946; Домарев, 1955, 1968; Александров, 1959, 1960, 1963); 3) гипотеза, предполагающая отсутствие прямой генетической связи проявлений щелочного метасоматоза с активными интрузиями и глубинное происхождение метасоматических растворов, в некоторой мере ювенильное (но не мантийное), и разрыв во времени по отношению к региональному метаморфизму (Елисеев, Кушев, 1965; Кушев, Синицын, 1966; Рудник, Терентьев , 1966; Кушев, 1968; Белевцев, Прусс и др., 1967; Белевцев, 1969).

Опыт изучения щелочных (натровых) метасоматитов показывает, что гипотезы постмагматического и метаморфогенного происхождения растворов при трещинном щелочном метасоматозе встречают ряд серьезных возражений и требуют пересмотра. Возражения против гипотезы постмагматического происхождения метасоматических реагентов применительно к зонам щелочного метасоматоза сводятся к следующим.

I. В районах достаточно интенсивного щелочного метасоматоза отсутствуют интрузивные породы, с которыми можно было бы связывать образование метасоматических растворов, вызывающих щелочные преобразования. Щелочной метасоматоз приурочен к сквозным тектоническим зонам, секущим породы разновозрастных комплексов, в том числе и те интрузивные породы, которые привлекаются обычно в качестве возможного источника растворов. Разломы таких тектонических зон возникли уже после консолидации пород в рассматриваемом срезе после окончания кристаллизации интрузивных тел.

2. Ни один из представителей гранитов (аплитовидные, микроклиновые, кировоградского типа и др.) , судя по результатам нанесения их составов на диаграмму альбит-ортоклаз-кварц-вода, не соответствуют разновидностям с избытком щелочей над отношением щелочи/глинозем в полевых шпатах. Это означает, что они не могли при кристаллизации из расплава давать остаточные фракции, обогащенные щелочами и водой и переходящие затем непрерывно в раствор,

так как критических явлений при этом ожидать не приходится из-за крайне низкого (ниже кларковых) содержания в них летучих минерализаторов типа фтора или хлора.

3. Щелочные и субщелочные породы (нефелиновые сиениты, сиениты, граниты типа рапакиви), хотя и соответствуют по своему химизму породам, способным давать остаточные растворы, кристаллизовались из крайне бедного летучими и водой сухого расплава, как это следует из физико-химических построений и наших исследований состава и характера полевых шпатов из названных пород (Елисеев, Кушев, 1968).

4. Между образованием метасоматитов и формированием интрузивных пород радиологическими методами устанавливается разрыв во времени, достигающий 250 - 350 млн.лет. Если возраст метасоматитов укладывается в интервал 1700 - 1500 млн.лет, то наиболее молодые интрузивные образования оказываются не моложе 1800 - 1700 млн.лет (при определении по минералам из пород, не подвергшихся наложенным изменениям); обычно возраст гранитоидов превышает 2000 млн.лет.

5. Сопоставление объема растворов, которые теоретически могли быть отделены кристаллизующимися магматическими системами даже при максимальном возможном содержании H_2O, и объема вещества, который должны были перенести эти растворы в зоны метасоматоза с учетом реальных значений растворимости соединений, выявляет несостоятельность предположения об отделении этих растворов от интрузивных тел.

Гипотеза метаморфогенного происхождения метасоматических реагентов в своем чистом виде также встречает возражения: 1) щелочной метасоматоз накладывается на породы, уже претерпевшие региональный метаморфизм в условиях вплоть до гранулитовой фации, с явным разрывом во времени; 2) уже к началу процесса гранитизации метаморфические породы оказываются настолько лишенными воды, что образование гранитов требует привноса ее извне. Регрессивные изменения и гранитизация должны сопровождаться не только привносом воды, но и ряда компонентов, причем именно тех, которые необходимы и для щелочного метасоматоза. Эта особенность четко выявляется при сопоставлении общего состава толщ пород, подвергающихся гранитизации и преобразованных в гранито-гнейсы (Кушев, 1969).

Третья гипотеза происхождения щелочных метасоматитов, от-

дельные положения которой уже рассматривались автором ранее (Елисеев, Кушев, 1964; Кушев, Синицын, 1966; Кушев, 1968, 1969), находит все большее подтверждение в свете современных геологических, геофизических и экспериментальных данных (Рудник, Терентьев, 1968; Белевцев, Коваль, 1968; Белевцев, 1969) и сводится к следующим положениям.

1. Отсутствие прямой генетической связи с конкретными активными интрузиями, с которыми метасоматиты могут быть совмещены пространственно.

2. Механизм и условия образования (определяемые по геологическим, петрографическим, минералогическим и экспериментальным данным) характеризуются следующими параметрами: фильтрацией раствора-реагента по локальным зонам с увеличенной поверхностью пород (зоны тектонитов); температурным интервалом 300 - 500°С, давлением 500 - 1000 атм; невысокой концентрацией натрия при резко повышенном его потенциале, насыщением кремнекислотой и присутствием CO_3^{--} и HCO_3^- в числе анионов; процесс в целом происходит непрерывно. Последовательное продвижение волны растворов вызывает возникновение метасоматической зональности, однако отдельные фазы или стадии с изменяющимся пульсационно составом растворов отсутствуют. Эти условия подтверждаются современными моделирующими экспериментами (Иванов, 1962, 1968; Александров, 1963; Белевцев, Коваль, 1968).

3. Состав и характер метасоматических растворов определяются рядом факторов. В интервале благоприятных для щелочного метасоматоза температур и давлений метасоматизирующие реагенты представляют собой флюид H_2O, несущий ряд катионов и анионов. По своим свойствам такой флюид является жидкостью, нагретой выше ее критической точки, и обладает вследствие этого очень высокой растворяющей и проникающей способностью. Растворенные компоненты находятся в различной форме: в истинно ионной, в виде комплексных соединений, иногда - в молекулярной форме, в виде газообразных соединений типа гидроксидов.

4. Соотношения процесса щелочного метасоматоза с интрузивными породами сложные. Интрузивные породы, как правило, оказываются лишь пространственно совмещенными с участками и зонами щелочных метасоматитов. Интрузивные породы могут служить источником вещества при метасоматических преобразованиях и рудоотложении.

В некоторых случаях магматические породы выступают в роли источника тепла при генерации термальных растворов (Тугаринов, 1963).

5. Метасоматические реагенты, вызывавшие щелочной метасоматоз в трещинных зонах на глубинах 2 - 4 км, вероятнее всего, были образованы под воздействием локальных тепловых потоков и слагались главным образом из метеорных вод, проникавших на глубину и приобретавших там характер и свойства активных терм. Можно допустить, что в образовании терм участвуют и ювенильные воды, однако по существующим оценкам доля последних вряд ли превышала 3%, хотя роль в переносе тепла и выносе различных элементов могла быть весьма значительной.

6. Источником вещества при щелочном метасоматозе служат частично сами преобразуемые породы, главным образом породы фильтра, которыми служат подстилающие и залегающие на более глубоких горизонтах породы. Часть компонентов, и в частности редкие элементы, а также некоторое количество щелочей и летучие, возможно, выносились из глубинных горизонтов и с некоторым допущением могут рассматриваться как ювенильные. Заимствование петрогенных компонентов и главной массы рудогенных элементов из пород фильтра при взаимодействии их с фильтрующимися метасоматическими реагентами подтверждается геологическими и геохимическими исследованиями (методом изотопного анализа) и экспериментальными данными.

7. Щелочной метасоматоз в верхних горизонтах земной коры с некоторыми допущениями может рассматриваться как аналог палингенно-метасоматической гранитизации средних глубин. Эти процессы являются отражением одних и тех же явлений глубинной эволюции земной коры под воздействием сходных агентов. Однако тектонические условия, в которых развиваются оба эти процесса различны; они протекают на разных этапах геологического развития региона, на разных глубинах и в течение неодинаковых промежутков геологического времени.

8. Одним из важных доводов в пользу изложенной гипотезы служат наблюдения над природными термальными источниками. Если гипотеза генерации "гидротермальных" растворов кристаллизующимися расплавами, нередко "мантийного" происхождения, основывается главным образом на предположениях и результатах некоторых экспериментов по растворению воды в силикатных расплавах, но не может быть доказана для природных систем, то термальные источники являются реальностью. Многие из них несут растворенные рудные элементы, рудные минералы из залежей многих месторождений содержат газово-

жидкие включения с температурой гомогенизации 50 - 300°С. Изотопные определения показывают, что отношение O^{18}/O^{16}, ΔS^{34} и содержание He^3 в таких термах свидетельствует о преимущественно метеорном происхождении воды этих источников. Содержание трития позволяет утверждать, что период вовлечения метеорных вод в гидротермальный цикл меньше 10-15 лет, а сезонные колебания величины отношения O^{18}/O^{16} позволяют оценить время такой циркуляции в некоторых источниках равным 1,5 - 2 месяцам. К их числу относятся горячие "вулканические" источники Камчатки, термальные источники Калифорнии, Колорадо-Спрингс, Йеллоустонского парка, Новой Зеландии и др., хотя именно эти источники оказываются наиболее минерализованными.

Об источниках рудного вещества щелочных метасоматитов можно судить по результатам изотопных исследований свинецсодержащих минералов в зонах минерализованных метасоматитов или по изотопному составу серы сульфидов. Зарождению рудных провинций (Тугаринов, 1963; Щербаков, 1966) предшествуют два этапа: 1) накопление рудных элементов в мигматитах и лейкократовых гранитоидах, в том числе в пегматитах, с появлением относительно повышенных концентраций редких и рассеянных элементов; 2) обогащение рудными элементами осадков прибрежных зон бассейнов в результате разрушения рудоносных кристаллических толщ. Вовлечение таких относительно обогащенных некоторыми рудными элементами пород в цикл последующего метаморфизма и ультраметаморфизма может усилить тенденцию к обогащению отдельных пород рудными элементами, а наложение метасоматического процесса изменения может привести к появлению месторождений. Одним из наиболее веских доказательств выдвинутой гипотезы служит совпадение изотопного свинца из рудных залежей не со свинцами гипотетических "материнских" интрузий, а со свинцами древних первично осадочных метаморфизованных толщ или иногда с более древними гранитоидными породами. Об этом же свидетельствует изотопный состав серы сульфидов, совпадающий с составом серы осадочных толщ.

Изучение поведения редких и рассеянных элементов в гидротермальном процессе (Барсуков и др., 1963) показало, что они могут заимствоваться из вмещающих пород наравне с петрогенными элементами при взаимодействии пород с экстрагирующими углекислыми растворами. Полуколичественная оценка такому явлению дана Эллисом

(1965) и Эллисом и Махоном (1967). Изверженные породы неспособны к самопроизвольной генерации рудных залежей за счет содержащихся в них рудных элементов в случае, если не происходит наложения более поздних метасоматических процессов.

Для рудоносных метасоматитов в качестве источника рудного вещества могут предполагаться либо древние осадочные, но подвергшиеся метаморфизму породы типа конгломератов и песчаников, либо гранитоидные породы с повышенными фоновыми содержаниями редких и рассеянных элементов.

Место рудного процесса при щелочном метасоматозе устанавливается достаточно четко. В ряду последовательности минералообразования (альбит-щелочной амфибол-эгирин или эпидот-щелочные амфиболы-карбонаты) рудные минералы осаждаются преимущественно на поздних стадиях процесса, нередко одновременно с карбонатами. Баротермическими исследованиями (Тугаринов, Наумов, 1969) установлено, что осаждение рудных минералов происходит в довольно широком интервале температур (100 - 350°С) при давлении жидкой фазы до 2000 атм.

Металлогеническая специализация щелочных метасоматитов определяется рядом факторов и отражает в значительной мере сложный процесс эволюции и дифференциации вещества земной коры. Это прежде всего геохимическая эволюция рудных регионов, выражающаяся в повышении фоновых содержаний отдельных элементов и определяющая продуктивность этих регионов на данные элементы. Петрохимическая эволюция может усилить накопление элементов в конкретных породах, в частности в изверженных породах малых интрузий, которые становятся потенциально рудоносными, или в метаморфизованных первичноосадочных породах. Большое значение имеет форма нахождения рудных элементов в породах - в виде самостоятельных минералов, или же изоморфных примесей. Главным фактором металлогенической специализации рудных метасоматитов является мобилизационная способность метасоматических агентов, их способность к транспортировке рудных элементов в зоны рудоотложения.

Щелочные метасоматиты могут рассматриваться как особая геологическая формация. В докембрии большинства щитов устанавливаются натровые метасоматиты нескольких типов, которые занимают, тем не менее, сходное тектоническое положение и приурочены к определенному этапу развития региона: I) щелочные метасоматиты, возникающие в условиях ультраметаморфизма на поздних стадиях про-

цесса гранитизации; 2) щелочные метасоматиты в породах формации железистых кварцитов (включая железистые кварциты гнейсовых серий); 3) щелочные метасоматиты в породах гранито-гнейсовых комплексов и в гранитах; 4) щелочные метасоматиты, развивающиеся в щелочноземельных сиенитах и гранитах рапакиви (часто сближаются с типом 3); 5) щелочные метасоматиты альбититового ряда, возникающие при замещении габбро-диабазов и диабазов; 6) щелочные метасоматиты, формирующиеся в пределах массивов щелочных ин нефелиновых сиенитов.

Метасоматиты всех типов обнаруживают ряд общих особенностей: а) приуроченность к крупным зонам нарушений региональных тектонических зон; б) зависимость морфологии метасоматических зон от морфологии тектонических зон; в) наложенный характер метасоматических преобразований с разрывом во времени между возникновением вмещающих пород и пород, подвергающихся изменениям, с одной стороны, и метасоматитами - с другой, достигающим 300 млн.лет; г) зависимость химического (и, как следствие этого, минерального) состава метасоматитов от состава и текстурно-структурных особенностей исходных пород; наиболее благоприятными для проявлений натрового метасоматоза являются участки, где присутствуют породы, контрастные по содержанию оснований (граниты - основные гнейсы, и т.д.); д) одинаковая направленность процесса метасоматоза, одна и та же последовательность образования щелочных минералов независимо от степени метаморфизма пород, подвергающихся изменениям; это находит свое отражение в метасоматической зональности; е) сходные физико-химические условия образования, определяемые по гамме типоморфных породообразующих минералов; ж) характер минерализации, обусловленный специализацией рудогенных элементов в породах фильтра; з) главные геохимические особенности процесса.

Одинаковая тектоническая позиция, повторяющийся характер петрогенного процесса, близость во времени образования, отсутствие связи с конкретными магматическими телами, сходство геохимических особенностей и физико-химических условий образования, проявление специфической редкометальной минерализации - все это позволяет поставить вопрос о выделении щелочных метасоматитов региональных тектонических зон как единой группы пород в качестве особой геологической формации.

Литература

Александров И.В. Об особенностях эволюции пород криворожской серии при щелочном метасоматозе. - Геохимия, 1959, № 4.

Александров И.В. Изучение натрового метасоматоза в Криворожье. - В кн.: Тр.VI совещ. по экспер. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Александров И.В. Щелочной метасоматоз в Криворожье. - В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. - Геол. журн. АН УССР. 1969, 2.

Белевцев Я.Н., Коваль В.Б. Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натровым метасоматозом в кристаллических породах щитов. - Геол. журн. АН УССР, 1968, 3.

Белевцев Я.Н., Прусс А.К. Основные этапы развития докембрия Украинского щита. - В кн.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, в.19. "Наука", М.-Л., 1964.

Домарев В.С. 1. Некоторые данные по петрографии и геологии Северного Криворожья. 2. О метаморфизме пород средней подсвиты криворожской свиты. - В кн.: Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, I. Госгеолтехиздат, Л., 1955.

Домарев В.С. О метаморфогенном рудообразовании. - Сов. геология, 1967, 4.

Елисеев Н.А., Кушев В.Г. Интрузии щелочноземельных сиенитов, их внутреннее строение и химизм. - В кн.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, в.19. "Наука", М.-Л., 1964.

Елисеев Н.А., Кушев В.Г. Соотношение процесса кристаллизации щелочных сиенитов и метасоматитов Октябрьского массива. - Зап. ВМО, нов.сер., ч.98, в.2, 1968.

Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. - "Наука", Л., 1965.

Елисеев Н.А., Никольский А.П., Кушев В.Г. Метасоматиты криворожского рудного пояса. - Изд. АН СССР, М.-Л., 1961.

Иванов И.П. О природе "альбитизирующих" растворов. - В кн.: Экспер.исслед. в области глуб.процессов. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Иванов И.П. Экспериментальное воспроизведение зональности при гидротермальном метаморфизме амфиболовых сланцев. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, 2.

Каниболоцкий П.М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во Чернов. ун-та, 1946.

Казанский В.И., Крупенников В.А., Омельяненко Б.И., Прусс А.К. О структурных и петрологических условиях образования урановосных альбититов. - Геология рудн. местор., 1968, 1.

Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, М., 1957.

Коржинский Д.С. Режим кислотности при постмагматических процессах. МГК, XXII сесс., Докл. сов.геологов. Изд-во АН СССР, М., 1964.

Кушев В.Г. Соотношения процессов гранитизации и трещинного щелочного метасоматоза в толще железистых кварцитов. - Бюлл. МОИП, 1968, 1.

Кушев В.Г., Синицын А.В. Трещинные щелочные метасоматиты Восточного Приазовья. - В кн.: Ультраметаморфизм и метасом. докембр. формаций СССР. "Наука", М.-Л., 1966.

Лучицкий В.И. Щелочной метасоматоз на территории Украинского щита. - ДАН СССР, 1947, т.55, 1.

Лучицкий В.И. и Лебедев П.И. Петрография Украины. Изд-во АН СССР, М., 1934.

Никольский А.П. Метасоматиты железистых кварцитов восточной части Украинского кристаллического щита и вопросы генезиса богатых железных руд. - Сов.геол., 1956, 58.

Никольский А.П., Ефимов А.Н. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита. - В кн.: Тр.ВСЕГЕИ, нов. сер., т.137. Госгеолтехиздат, Л., 1960.

Никольский А.П. О метаморфизме верхнеархейских пород юго-западной части Русской платформы. - В кн.: Тр.ЛАГЕД АН СССР, в.19. М.-Л., 1964.

Половинкина Ю. Ир. Куммингтонит и щелочные амфиболы Кривого Рога. - Минер. сб.ЛГО, 1953, 7.

Половинкина Ю.Ир. Минералогические особенности пород с.Покровское вызванное натровым метасоматозом. - Минер. сб. ЛГО, 1955, 9.

Рудник В.А., Терентьев В.М. Щелочные метасоматиты зон региональных разломов - новый тип околорудных измененных пород. - В кн.: Мат. П конфер. по околорудн. метасоматизму. ОНТИ-ВСЕГЕИ, Л., 1966.

Стороженко А.А. О процессе фенитизации и фенитах, развитых вблизи Октябрьского щелочного массива (Украина). - В кн.: Тр.ЦНИГРИ, в.40. 1961.

Стрыгин А.И. Типы метаморфизма железистых пород Криворожского бассейна. - В кн.: Тр.ЦНИГРИ, сер. геол., 1959, 2.

Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций. - В кн.: Химия Земной коры, т.1. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Тугаринов А.И., Наумов В.Б. Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. - Геохимия, 1969, 2.

Усенко И.С. Метабазиты Приднепровья. - Изд-во КГУ, 1948.

Царовский И.Д. Типы геологических структур щелочных пород УССР. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, 4.

Царовский И.Д. Фенитизация и мариуполитизация - типы щелочного замещения пород. - МГК, XXI сесс., Докл. Сов.геологов. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Чураков А.Н. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1947, 1.

Щербаков Д.И. Успехи изучения урановых месторождений. - В кн.: Геол. гидротерм. уран. месторождений. "Наука", М., 1966.

Эллис А.Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов. - В кн.: Проблемы геохимии, "Наука", М., 1965.

Эллис А.Дж. и Махон У.А. Природные гидротермальные системы и экспериментальное изучение взаимодействия горячих вод с породами (ч.П).-Геохимия, 1967, 10.

Ю.Г.Герасимов

СВЯЗЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПРОЦЕССАМИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Современная земная кора представляет собой продукт очень длительного, продолжающегося и сейчас геологического развития,

начало которому было положено еще в эпоху завершения формирования планеты Земли из газо-пылевого облака. Как показал О.Ю.Шмидт /11/ в состав Земли вошли частицы самых различных размеров - от микроскопических до астероидных. Состав частиц также был очень разнообразным: от замороженных газов и воды до железных метеоритов, хотя преобладали частицы с составом метеоритов-хондритов. Неоднородный размер и неоднородный химический состав частиц обусловили неоднородный состав недр образовавшейся Земли.

Первично неравномерным было распределение радиоактивных элементов в теле Земли, а также участков с различной теплопроводностью пород. Эти два фактора привели к неравномерному разогреванию земных недр. Местами, где концентрация радиоактивных элементов - основных генераторов земного тепла - была велика, а теплопроводность окружающих участков мала, могли образоваться очаги плавления. Но даже и без плавления вещество в недрах изменяло первичный облик и переходило в состояние, отвечавшее установившимся высоким давлениям и температурам.

Общее разогревание Земли неизбежно вызывало движение потока тепла к наиболее охлажденной ее части - к поверхности. В результате сочетания общего потока с потоками тепла из очагов максимального разогревания возник эффект зонной плавки первичного вещества Земли. Как экспериментально показал А.П.Виноградов /1/, в результате зонной плавки вещества каменных метеоритов происходит выделение легкоплавкой фазы, отвечающей составу базальтов, и тугоплавкой, отвечающей составу перидотитов. При этом впереди фронта нагревания возгонялись пары и газы. По мнению А.П.Виноградова, именно такого характера процессы создали первичную базальтовую земную кору, а также первичную гидросферу и первичную атмосферу.

Возникновение земной коры, гидросферы и атмосферы вызвало развитие процессов выветривания на ее поверхности, процессов переноса образовавшихся материалов и отложения их в виде первичных осадочных пород. Характер этих процессов на ранней стадии геологической истории отличался от современных благодаря восстановительному характеру первичной метаново-углекислой атмосферы Земли. При отсутствии кислорода продукты выветривания не окислялись, а транспортировались в виде взвесей. Наличие же в атмосфере (следовательно, и в гидросфере) углекислого газа приводило к разложению силикатов и алюмосиликатов с образованием геля свободного кремнезема /8/.

Поступавшие в морской бассейн взвеси отлагались в прибрежной зоне, испытывая механическую дифференциацию. Гели кремнезема отлагались преимущественно в целагической части, куда взвеси не доходили, а карбонаты высаживались из раствора в участках, где их концентрация достигала насыщения, или же при встрече с осадителями. Вследствие этих процессов происходила дифференциация пород первичной базальтовой земной коры на породы, обогащенные кремнеземом, породы, им обедненные, существенно карбонатные и иные породы.

Процессы дифференциации первичных базальтовых пород земной коры усилились с возникновением и развитием жизни, особенно с развитием процессов фотосинтеза, которые обусловили замену первичной метаново-углекислой атмосферы Земли кислородной атмосферой. Свободный кислород, с одной стороны, стал весьма эффективным агентом выветривания, с другой - изменил ход многих экзогенных процессов. Некоторые исследователи /8/ с образованием кислородной атмосферы связывают переведение растворимых карбонатов железа в нерастворимые окислы, что привело к образованию мощных толщ железисто-кремнистых осадков, с которыми связано примерно 90% железорудных запасов мира (Криворожье, Великие Озера и др.).

Процессы жизнедеятельности и сами по себе стали мощным фактором дифференциации первичного вещества земной коры и создания иных типов пород. Достаточно указать на пласты органогенных трепелов и диатомитов, на мощные толщи органогенных известняков, на залежи каменных углей. Наряду с породообразованием процессы жизнедеятельности приводили и к рудообразованию. Так, жизнедеятельностью бактерий созданы многие месторождения марганца и ряд месторождений железа, в частности современные скопления железомарганцевых конкреций на дне притропической зоны Тихого океана.

В ходе описанных процессов возвышенная суша являлась областью денудации. Областями же аккумуляции служили впадины земной коры, преимущественно геосинклинали в стадии прогибания, когда скорость опускания дна бассейна была соизмерима со скоростью осадконакопления. В подобных геосинклиналях накапливались многокилометровые толщи осадков, нижние горизонты которых постепенно оказывались под влиянием высоких давлений и температур.

Как показал Н.П.Семененко /6/, в подвижных зонах геосинклиналей, преимущественно в зонах глубинных разломов, благодаря взаимному перемещению блоков пород возникали дополнительные пере-

пады давлений от сверхвысоких в участках сжатия до пониженных в участках растяжения, которые приводили к метаморфизму пород и местами к ультраметаморфизму. Находившиеся в таких зонах первично осадочные месторождения превращались в метаморфизованные месторождения. Таковы месторождения железистых кварцитов Криворожья, образовавшиеся в результате метаморфизма железисто-кремнистых осадков. Возникали и собственно метаморфогенные месторождения, например месторождения корунда за счет высокоглиноземистых пород.

В процессе метаморфизма из осадочных пород выделялась в виде гидротерм содержавшаяся в них вода. Известно [7], что в различных осадочных породах содержание гигроскопической и пленочной воды колеблется от 1,57 (пески) до 44,85% (некоторые глины), а в минералах пород имеется кристаллизационная вода, содержание которой колеблется от 0 до 14% веса пород (преимущественно в глинистых породах). В кристаллических же породах вода по весу составляет лишь 0,5 - 2% [9]. Поскольку доля глинистых пород по данным различных авторов [5] составляет от 40 до 82% веса всех осадочных пород, можно оценить примерное количество воды, выделявшейся при метаморфизме. Полагая, что среди осадочных пород только 40% составляли глины и при метаморфизме из них выделилось только 40% воды, получим, что гидротермы составляли 16% веса всех осадочных пород, подвергшихся метаморфизму.

В условиях высоких давлений и температур глубинных зон земной коры образовавшиеся метаморфогенные воды становились активными растворителями ряда минералов. В то же время высокое давление твердой и газовой фаз заставляло эти воды перемещаться в области с меньшими давлениями: сначала в трещинные зоны глубинных разломов, затем по этим зонам в вышележащие горизонты. На путях своего движения воды растворяли ряд минералов и превращались в минерализованные и рудоносные гидротермы.

Сбрасывание гидротермами минеральной нагрузки происходило в верхних горизонтах земной коры, где изменялись термодинамические условия и нарушалось установившееся в нижних этажах равновесие раствора. Наиболее благоприятными для образования руд были расширения и разветвления трещин, где резко уменьшалось давление, а с ним и растворимость минералов, которые выпадали в осадок и создавали рудные жилы. В трещиноватых зонах, пересекавших породу-осадитель, происходило химическое осаждение минералов

из гидротерм с образованием метасоматических тел. Примером могут служить магнетитовые и магнетито-карбонатные руды северного Криворожья.

Дальнейшее опускание метаморфизованных пород в зону ультраметаморфизма приводило в участках максимальных напряжений к частичному или полному расплавлению пород гранитного состава и образованию сравнительно небольших магматических очагов в земной коре. Например, на Украинском щите площади гранитных тел колеблются от 200 - 300 м до первых километров в диаметре, причем наибольшими размерами обладают тела гранитов - рапакиви. Общая же площадь гранитов магматического облика (при подсчете по картам различных авторов) составляет 9 - 12% площади Украинского щита.

При опускании блока пород в область температур, достаточных для плавления, происходило не просто образование расплава, а плавление по принципу зонной плавки, поскольку источник тепла и объект нагревания передвигались друг относительно друга. В этом случае впереди, т.е. выше фронта плавления, возгонялись наиболее легкоплавкие компоненты гранитоидов, создавая дайки аплитов и пегматитов. В очаге же оставались наиболее тугоплавкие компоненты. Образование даек могло происходить и без перехода в расплав всех минералов в очаге максимального разогревания: могли отогнаться только легкоплавкие минералы, которые образовывали межзерновую жидкость, основная же масса минералов могла перекристаллизоваться без перехода в жидкое состояние.

Породы вышележащего этажа, в которых на первых этапах опускания подвижной зоны гидротермами отлагался рудный и нерудный материал, в ходе опускания постепенно начинали претерпевать метаморфические превращения и генерировать гидротермы. При этом часть ранее отложившихся руд могла метаморфизоваться и потерять гидротермальный облик, а часть - переотложена гидротермами в более высоком структурном этаже, который еще не претерпел существенного метаморфизма.

Вследствие инверсии движений в геосинклинали ранее опускавшийся блок испытывал подъем. Это приводило к остыванию магматических очагов в земной коре. Как экспериментально показал Н.И.Хитаров /10/, при остывании гранитной магмы может выделиться 2 - 7% воды. Поскольку общий объем гранитов магматического происхождения составляет около 10% всех кристаллических пород, как указывалось

выше относительно Украинского щита, то объем остаточных гидротерм был в 10-15 раз меньше гидротерм прогрессивной стадии метаморфизма. Кроме того, остаточные гидротермы были стерильными или же слабо минерализованными, поскольку основные количества растворимых рудных минералов были вынесены из пород в период прогрессивного метаморфизма. Правда, остаточные гидротермы могли на общих путях движения переотложить часть ранее отложенного рудного материала и создать в ряде рудных зон картину двух- или многостадийного минералообразования.

В ходе описанного выше цикла развития подвижных зон земной коры в нее по зонам глубинных разломов внедрялись новые порции подкоровых магм базальтового или андезитового состава, которые включались в гипергенную переработку.

Поскольку в ходе геолого-тектонического развития Земли одна и та же область мантии поставляла к поверхности все новые порции материала, из которого сформировалась земная кора, то химический состав последней в какой-то мере отражает химический состав соответствующей области мантии. Поэтому первичная неоднородность земных недр находит отражение в некоторой специфике отвечающих им участков земной коры, в определенной геохимической и металлогенической их специализации.

Несомненно, экзогенными процессами специфические элементы выносились и за пределы области их первоначального поступления из недр, но эта миграция не была безграничной. Наибольшее количество материала сохранялось в пределах подвижных зон, ограниченных глубинными разломами, которые обычно служили областями аккумуляции в течение нескольких геологических эпох [2 - 4]. Высокая подвижность зон и дифференцированные движения различных ее частей обеспечивали переработку ювенильного материала внутри этих зон, где местами создавались благоприятные условия для концентрации того или иного элемента. Тем самым создавались рудные пояса и провинции, в пределах которых более молодые горизонты пород наследовали специфическую рудоносность более древних.

Несмотря на необратимый ход развития Земли, процессы в верхней мантии и в настоящее время определяют тектоническую подвижность тех или иных участков земной коры, определяя в одних случаях преобладание процессов денудации, в других - аккумуляции. По многим зонам глубинных разломов в земную кору и сейчас поступают из верхней мантии новые порции ювенильного материала в виде

магм, паров и газов. Ювенильные продукты частично задерживаются в земной коре, частично поступают на поверхность и подвергаются дифференциации в экзогенных условиях. И в том и в другом случае образуются месторождения тех или иных полезных ископаемых. Примером может служить отложение значительных количеств серы фумаролами современных курильских и камчатских вулканов. А денудация базальтовых пород Курильских островов ведет к обогащению их пляжевых песков титаномагнетитом, причем местами эти пески превращены в рудный концентрат.

Изложенная схема искусственно сделана весьма "прямолинейной" для лучшего выявления основного направления развития земной коры и связанных с ним процессов рудообразования. В действительности же картина осложнена существованием континентального и океанического типов земной коры, из которых второй еще недостаточно изучен. Развитие континентальной коры также осложнено неоднократными инверсиями тектонических движений и связанными с этим явлениями: перераспределением зон денудации и аккумуляции, повторением и наложением на одни и те же участки метаморфических процессов, возникновением новых и активизацией старых зон вулканизма, образованием платформенных участков и частичной их активизацией.

Из изложенного выше можно сделать следующие основные выводы:

1) материал для образования месторождений полезных ископаемых поставлялся из области верхней мантии вулканическими процессами в ходе формирования земной коры и имел базальтовый и андезитовый состав;

2) поступивший из мантии материал дифференцировался экзогенными процессами благодаря чему создалось разнообразие осадочных пород, а местами - скопления полезных ископаемых;

3) тектоническая подвижность земной коры, поддерживавшая ход процессов дифференциации, приводила к метаморфизму осадочных пород и осадочных месторождений, а также к созданию собственно метаморфогенных месторождений;

4) гидротермами прогрессивной стадии метаморфизма за счет первично осадочных месторождений были созданы эндогенные гидротермальные месторождения в структурных этажах, лежащих выше зоны метаморфизма;

5) процессы ультраметаморфизма, приводящие к образованию гранитов, значительно менее благоприятны для образования эндо-

генных месторождений по сравнению с процессами прогрессивного метаморфизма.

Литература

Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. - Геохимия, 1961, 1.

Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, 5.

Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное размещение глубинных разломов. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, 1.

Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. - Изв.АН СССР. сер. геол., 1956, 3.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, Л., 1961.

Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, К., 1963.

Семихатов А.Н. Гидрогеология. Сельхозгиз, М., 1954.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

Хитаров Н.И. Об условиях плавления гранитного субстрата. - Геохимия, 1957, 2.

Шмидт О.Ю. Происхождение Земли и планет. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Г.В.Жуков, А.М.Жукова

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА В ПОРОДАХ ПРИАЗОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма)

Приазовский кристаллический массив (рисунок) в структурном отношении представляет собой горст, т.е. изолированный выступ кристаллического фундамента. От остальной части Украинского щита он отделен с севера и с запада соответственно Конкско-Ялынским и Молочанским грабенами, выполненными мезокайнозойскими осадками. Территория горста сложена метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщей и породами нескольких магматических комплексов докембрийского возраста. Изолированное положение Приазовского массива, недостаточная обнаженность и сложность геологического строения весьма затрудняют возрастную корреляцию слагающих его образований с породами других районов Украинского щита. В связи с тем, что в данной статье не рассматриваются дискуссионные вопросы стратиграфии, ограничимся указаниями о том, что, согласно определению абсолютного возраста /4/, метаморфический комплекс Приазовского массива имеет архейский возраст, а все гранитоиды этого блока - более молодые, так как имеют с ним активный контакт.

Метаморфический комплекс Приазовья образует два структурных яруса. Нижний ярус сложен биотитовыми, биотито-амфиболовыми пироксеновыми, пироксено-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Кроме того, имеется несколько небольших горизонтов железистых кварцитов, ассоциирующих с безрудными кварцитами, линзами кристаллических известняков и графитовых гнейсов. Упомянутые железистые породы слагают рудные тела месторождений Каменная Могила, Куксунгур, Корсак-Могила, Андреевское, а также ряда мелких рудопроявлений в западном и центральном Приазовье.

Верхний структурный ярус залегает на нижнем с угловым несогласием. В основании его находятся толща пестрого состава, сложенная безрудными кварцитами, кристаллическими известняками, графитовыми гнейсами, амфиболо-пироксено-магнетитовыми сланцами, гранато-пироксено-кварцевыми породами, амфиболитами, биотитовыми, биотито-силлиманитовыми и пироксеновыми гнейсами. Выше она сменяется толщей, в которой важное значение имеют пироксеновые и амфиболо-пироксеновые гнейсы, а в верхней части видимого ее разреза размещаются несколько горизонтов железистых кварцитов (Мариупольское месторождение) и мощная пачка кристаллических известняков (там же).

Вулканогенно-осадочная толща Приазовья регионально метаморфизована в гранулитовой фации, о чем свидетельствует широкое распространение в ней пироксеновых пород, находящихся на разных стратиграфических уровнях - от самых низов до самого верха. Позднее эта толща подверглась интенсивной гранитизации. Возникли обширные поля мигматитов, среди которых породы первоначального субстрата слагают лишь останцы иногда размером в несколько километров, но чаще значительно более мелкие. В останцах обычно широко проявлены процессы диафтореза, выражающиеся, в частности, в амфиболитизации пироксенов.

Одновременно с образованием мигматитов, по-видимому, возникли автохтонные массивы первого гранитоидного комплекса в основном гибридного характера и переменного состава: от плагиогранитов до диоритов.

Второй магматический комплекс представлен анадольскими микроклиновыми гранитами, возникшими в результате интенсивного калиевого метасоматоза, вероятно, на заключительном этапе гранитизации пород метаморфического комплекса. Породы третьего магматического комплекса занимают почти всю восточную часть Приазовья, образуя четыре крупных массива: Октябрьский, Кальчикский, Кальмиусский и Еланчикский. Возникновение их связывается с процессами магматического замещения различных пород вдоль древних глубинных разломов. Состав пород перечисленных массивов колеблется от микроклиновых гранитов до почти безкварцевых сиенитов. Наиболее сложное строение имеет Октябрьский массив, в ядре которого развиты на большой площади щелочные (натриевые) метасоматические образования в виде щелочных и нефелиновых сиенитов, мариуполитов и микроклин-нефелиновых пегматитов. Локальные проявления щелочного ме-

тасоматоза известны также среди мигматитов и пород метаморфического комплекса к югу от Октябрьского массива.

К северо-западу от упомянутых массивов третьего гранитоидного комплекса имеется еще несколько магматических тел, но значительно меньшего размера. Это массивы Каменномогильский, Екатериновский, Стародубовский и Малоянисольский. Они рассматриваются как малые интрузии граносиенитового комплекса.

Таким образом, в отношении метаморфических процессов на территории Приазовского массива выделяются области:

1) регионального метаморфизма, представленные останцами пород разного состава и генезиса, метаморфизованные в гранулитовой фации и впоследствии, еще раз, в той или иной мере в амфиболитовой фации;

2) ультраметаморфизма (гранитизации), представленные полями мигматитов и массивами разновозрастных гранитоидов;

3) постмагматического метаморфизма, представленные полями и линейными зонами метасоматитов главным образом щелочного (натриевого) состава, развивающихся как по образованиям метаморфического комплекса, так и по гранитоидам.

Для определения содержания урана в перечисленных выше метаморфических образованиях было проведено специальное радиогеохимическое опробование главным образом по естественным обнажениям и карьерам. Каждая проба отбиралась с площадки размерами около I м^2 и состояла из 5-I0 кусочков. Общий вес проб колебался в пределах 0,5 - I,0 кг. Отбирались также образцы для последующего петрографического изучения для уточнения названия опробуемой разности породы и выявления характера и степени ее изменения. Опробовались в основном породы, не затронутые (или затронутые очень незначительно) процессами поверхностного выветривания. Изучаемые разновидности пород опробованы в смысле количества отобранных проб (несколько десятков), что дало возможность при обработке результатов анализа и получения основных параметров распределения урана использовать методы математической статистики /2/. В качестве аналитического метода определения урана был использован люминесцентно-перловый анализ, предложенный В.С.Быковой /1/ и выполненный в радиометрической лаборатории ИГФМ АН УССР /анал. Оршава и Строган/. Полученные результаты приведены в таблице и представлены схемой распределения урана.

Распределение урана в породах Приазовского кристаллического массива

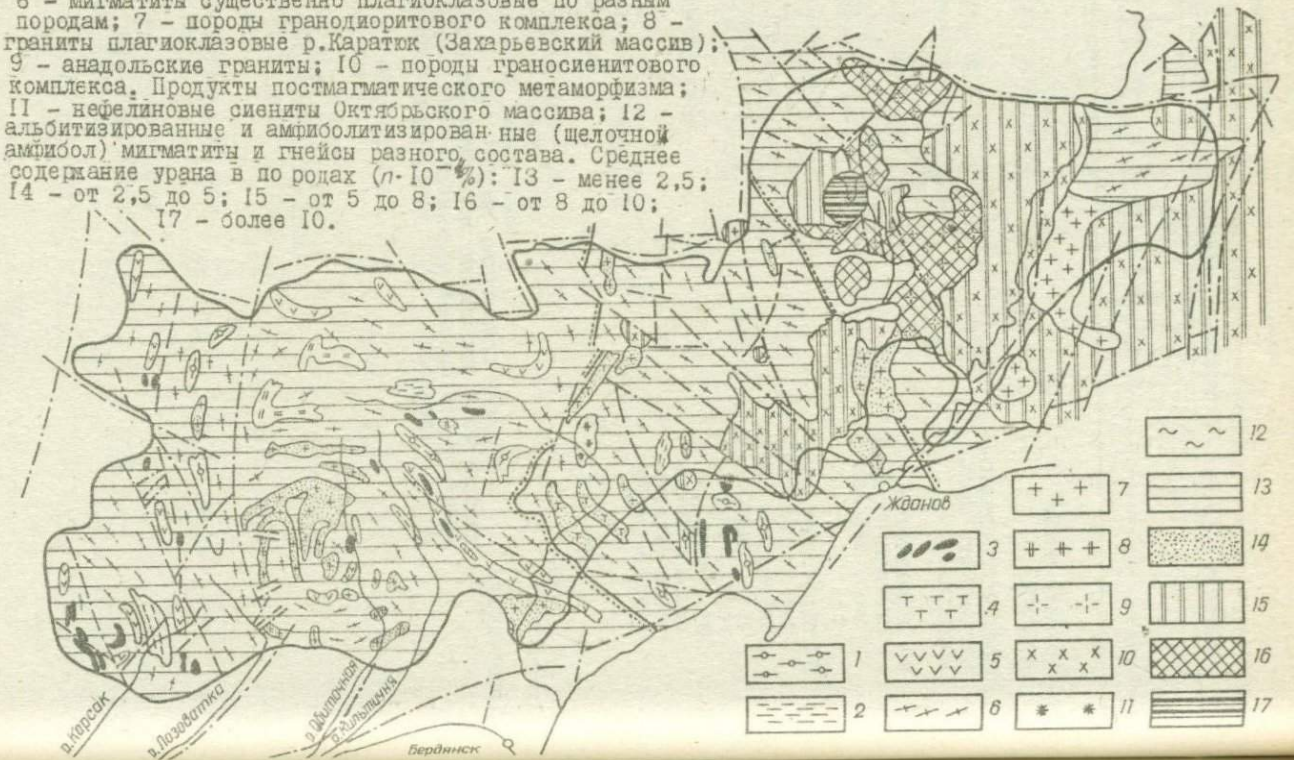
Порода	Количество проб	Параметры распределения урана				
		$\bar{x}\cdot10^{-4}$,%	$S\cdot10^{-4}$,%	$Mo\cdot10^{-4}$,%	$Me\cdot10^{-4}$,%	V
I. Продукты регионального метаморфизма (останцы вулканогенно-осадочн. толщи):						
а) кварциты железист.	28	2,4	I,3	I,6	2,I0	0,55
б) гнейсы пироксеновые и амфибол-пироксеновые	I3	I,9				
в) гнейсы биотитовые	I2	I,8				
г) гнейсы биотит-графитовые, биотито-силлиманитовые и др. пестрой толщи р. Берды	6,	3,4				
д) амфиболиты	34	I,8	I,2	I,4	I,8	0,70
II. Продукты ультраметаморфизма:						
а) мигматиты плагиоклазовые и микроклин плагиоклазовые по разным породам вулканогенно-осадочной толщи	237	I,6	I,0	I,4	I,6	0,6I
б) гранодиориты и диориты	72	2,7	I,9	I,7	2,3	0,69
в) гранит плагиоклазовый по р. Каратюк (Захарьевский массив)	34	I,3	I,4	0,50	I,3	I,05
г) анадольские граниты	75	9,2	3,2	7,80	8,7	0,34
д) породы граносиенитового комплекса (сиениты)	72	5,2	I,7			0,34

Порода	Количество проб	Параметры распределения урана				
		$\bar{x}\cdot10^{-4}$,%	$S\cdot10^{-4}$,%	$Mo\cdot10^{-4}$,%	$Me\cdot10^{-4}$,%	V
е) граниты малых интрузий	85	5,0	I,8		5,0	0,37
III. Продукты постмагматического метаморфизма:						
а) нефелиновые сиениты Октябрьского массива	25	I6,9	I6,6	6,3	I2,0	0,98
б) альбитизированные и амфиболизированные (щелочн. амфибол.) гнейсы разного состава в южном экзоконтакте Октябрьского массива	34	9,7	9,6	3,4	6,9	0,99

Примечания. $\bar{x}$ – среднее содержание урана; S – среднеквадратичное отклонение значений концентраций урана от его средней величины; Mo – мода; Me – медиана; V – коэффициент вариации.

Схема распределения урана в породах Приазовского кристаллического массива.

Условные обозначения. Продукты регионального метаморфизма (останцы метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщи): I – гнейсы пироксеновые и амфиболо-пироксеновые; 2 – гнейсы биотитовые; 3 – кварциты железистые; 4 – гнейсы биотито-графитовые; биотито-силлиманитовые и другие породы пестрой толщи р.Берды; 5 – амфиболиты. Продукты ультраметаморфизма; 6 – мигматиты существенно плагиоклазовые по разным породам; 7 – породы гранодиоритового комплекса; 8 – граниты плагиоклазовые р.Каратюк (Захарьевский массив); 9 – анадольские граниты; I0 – породы граносиенитового комплекса. Продукты постмагматического метаморфизма; II – нефелиновые сиениты Октябрьского массива; I2 – альбитизированные и амфиболитизированные (щелочной амфибол) мигматиты и гнейсы разного состава. Среднее содержание урана в породах ($n \cdot 10^{-4}$ %): I3 – менее 2,5; I4 – от 2,5 до 5; I5 – от 5 до 8; I6 – от 8 до I0; I7 – более I0.



Как видно из приведенных данных, наименьшими концентрациями урана (I,6 - I,9 · 10^{-4},%) характеризуются амфиболиты, гнейсы разного состава (кроме гнейсов р.Берды), мигматиты и плагиограниты. Некоторое возрастание содержания урана в породах Бердянской толщи(3,4 · 10^{-4},%) связано, по-видимому, с их первичным составом, а именно с повышенным содержанием в первичном осадке органического материала, за счет которого при метаморфизме возникли графитосодержащие породы.

Гранитоиды Приазовья, особенно микроклинового состава, отличаются в общем значительно более высоким содержанием урана. Так, в породах граносиенитового комплекса среднее содержание его составляет 5,0 - 5,2 · 10^{-4},%, а в анадольских гранитах - 9,2 х х 10^{-4},%.

Наиболее высокие концентрации урана выявлены в продуктах постмагматического метаморфизма: нефелиновых сиенитах Октябрьского массива (I6,9 · 10^{-4},%), а также в альбитизированных и амфиболизированных (щелочной амфибол) гнейсах разного состава в южном эндоконтакте Октябрьского массива (9,7 · 10^{-4},%). Оценка параметров распределения урана (см.таблицу) показывает, что степень рассеяния этого элемента в породах первых двух групп метаморфизма невысокая (S = 0,98÷I,9); закон распределения, как правило, нормальный или близкий к нему (величины $\bar{x}$, *Mo* и *Me* либо равны, либо различаются незначительно). Иная картина наблюдается в породах Ш группы, т.е. в продуктах постмагматического метаморфизма. В них увеличивается степень рассеяния урана и усложняется закон его распределения.

Таким образом, в результате изложенного можно сделать следующие выводы.

I. Самое низкое содержание урана наблюдается в метаморфизованных породах вулканогенно-осадочной толщи. Судить о том, с чем связано это явление в Приазовье - с первичным составом осадков или с потерей урана в процессе регионального метаморфизма, строго говоря, не представляется возможным из-за недостатка данных. Однако, принимая во внимание, что низкое содержание урана характерно вообще для всех первично-осадочных и вулканогенно-осадочных пород Украинского щита /2/, следует считать это первичным качеством метаморфической толщи.

2. При возникновении в процессе ультраметаморфизма за счет гнейсового субстрата существенно плагиоклазовых мигматитов и гиб-

ридных гранитоидов первого магматического комплекса заметного привноса урана не происходило. Скорее наоборот: вулканогенно-осадочная толща теряла часть урана. Характерно, что в останцах гнейсового комплекса р.Берды концентрация урана значительно выше, чем в образовавшихся по нему мигматитах и плагиогранитах.

3. Значительно более высокое содержание урана в существенно микроклиновых гранитах, граносиенитах и сиенитах второго (анадольского) и третьего (граносиенитового) магматических комплексов позволяет предполагать, что уран привносился при образовании этих пород вместе со щелочными (калиевыми) сквозьмагматическими растворами. Точно такой же глубинный источник урана предполагается и для щелочных постмагматических метасоматитов.

Литература

1. Быкова В.С. Ускоренный метод химической подготовки к люминесцентному определению урана в горных породах. - В кн.: Сб. работ по радиохимии, Изд-во ЛГУ, 1955.
2. Герасимов Ю.Г., Жукова А.М. Отражение истории развития земной коры Украинского щита в распределении акцессорного урана. - В кн.: Симпозиум по проблеме связи поверхн. структур с глубин. "Наукова думка", К., 1968.
3. Жуков М.Н., Дядюра В.О. Методика статистичного аналізу даних геохімічного випробування. КГУ, 1968, № 10.
4. Ладиева В.Д. - В кн.: Металлогения докембрия Украины. "Наукова думка", К., 1965.

В.П.Петров

ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ МОБИЛИЗАЦИИ И МИГРАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В работе обсуждаются некоторые особенности геохимического поведения редких (в том числе и рудогенных) элементов в процессах регионального метаморфизма. Основное внимание обращается на характеристику явлений мобилизации, перераспределения и миграции редких элементов при различных вещественных и структурных преобразо-

ваниях пород, подвергающихся метаморфизму. Исключительная важность подобных явлений в метаморфогенном рудообразовании неоднократно подчеркивалась Судовиковым (1955, 1964), Белевцевым (1959) и другими исследователями.

Объектом нашего изучения были слюдяные кристаллические сланцы и гнейсы ладожской серии (Pt_2), развитые на территории Северного Приладожья. Они представляют собой глубоко метаморфизованные терригенные образования, которые характеризовались преимущественным глинисто-граувокковым составом, отчетливой ритмичной слоистостью с двухкомпонентными псаммит-пелитовыми ритмами и значительной для докембрия мощностью (около 3-4 км).

Метаморфическое преобразование пород связано с позднекарельским орогенезом, во время которого широко проявились процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (Судовиков, 1954; Предовский и др., 1967).

Региональный метаморфизм протекал в диапазоне от зеленосланцевой до субгранулитовой фации и характеризовался условиями умеренно высоких геотермических градиентов ("бучанский тип"). Начальные его стадии характеризуются синкинематическим одновременным со складчатостью метаморфизмом зелено-сланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, который затем сменяется существенно статическим метаморфизмом низкотемпературной ставролит-андалузитовой субфации амфиболитовой фации. Высокотемпературный региональный метаморфизм (силлиманит-гранатовая и субгранулитовая субфации) и сменяющие его во времени процессы мигматитообразования и реоморфизма относятся к новой фазе интенсивных дифференциальных движений. На поздних стадиях орогенеза в глубинных зонах широко развиваются процессы гранитизации. Ультраметаморфические процессы пространственно приурочены к наиболее высокотемпературным зонам амфиболитовой фации.

Изученные породы ладожской серии по химизму и некоторым геохимическим особенностям приближаются к умеренно дифференцированным песчано-глинистым осадкам. Средние вариации содержания редких элементов в них относительно невелики: 0,001 - 0,02% Cu; 0,003 - 0,02% Zn; 0,0003 - 0,002% Pb; 0,001 - 0,006% Co; 0,003 - 0,02% Ni; 0,006 - 0,06% Cr; 0,01 - 0,06% V; 0,001 - 0,01% B_2O_3; 0,0003 - 0,01% Ga; 0,0001 - 0,0003% U; 0,0008 - 0,0016% Th; $Zr \leq 0,01\%$.

Характерно, что во всех зонах метаморфизма метапсаммитовые разновидности (кварцита сланцы, слюдистые кварциты), как правило,

обеднены редкими элементами по сравнению с метапелитовыми слюдяными сланцами. Заметно повышенная сингенетическая концентрация некоторых элементов (*Cu*, Mo, *Pb*, Co, *Ni*, *U*) отмечается в сульфидно-графитовых сланцах, представляющих изначально глинистые осадки, обогащенные сульфидами и органическим веществом.

Детальное изучение распределения редких элементов в различных группах пород показало, что оно в значительной мере контролируется закономерностями их накопления в осадочном процессе. Это обстоятельство с учетом выявившейся значительной неоднородности фациальных условий осадкообразования ладожской серии (Предовский и др., 1967), сильно ограничивает возможности изучения явлений метаморфической миграции и концентрации редких элементов путем непосредственного сопоставления их различных статистических параметров в породах разных степеней метаморфизма. С этой точки зрения наибольший интерес представляют данные о содержании и распределении редких элементов в метаморфических минералах.

Условия и механизм метаморфической мобилизации редких элементов, а следовательно, и их миграционная способность, в большой мере зависят от их первоначального распределения в породах, подвергающихся метаморфизму. Анализ данных по концентрации редких элементов в основных минералах изученных пород (табл.I), а также некоторых литературных материалов показывает, что в метаморфических породах исключительно сложное распределение редких элементов Каждый элемент в соответствии со своими кристаллохимическими и геохимическими свойствами обычно характеризуется одновременно несколькими формами нахождения, значимость которых в конкретных случаях может широко варьировать в зависимости от химизма и минерального состава пород, физико-химических и термодинамических условий метаморфизма.

Среди рассматриваемых элементов, присутствующих в составе кристаллических сланцев и гнейсов ладожской серии, с учетом главных особенностей распределения и различной способности к мобилизации выделяются три группы. Первая группа включает элементы, для которых в качестве доминирующей формы нахождения в породах является изоморфное распределение в решетках минералов. К этой группе относятся митофильные элементы (*Be*, *Ga*, *Ba* и др.) рассеянные во всех алюмосиликатах, а также сидерафильные и халькофильные элементы (*Zn*, *Co*, *Ni*, *Cr*, *V* и др.), для которых харак-

терна преимущественная концентрация *Fe-Mg* в силикатах (биотите, ставролите, гранате), а также в обычных рудных минералах (магнетите, пирите, пирротине). Метаморфическая мобилизация элементов данной группы связана в основном с различными минеральными и текстурно-структурными преобразованиями пород, в результате которых происходит смена минеральных парагенезов или их интенсивная перекристаллизация с изменением состава и структуры отдельных фаз.

Ко второй группе относятся элементы (*U, Th, Cu, Pb, Sn* и др.), для которых изоморфное вовлечение в решетки обычно распространенных минералов резко ограничено по кристаллохимическим соображениям, а общая концентрация в породах низка для образования собственных минералов. В силу отмеченных своих свойств эти элементы присутствуют в породах наряду с изоморфной формой главным образом в кристаллохимически несвязанном состоянии в различных формах атомного и молекулярного рассеяния, сорбционного осаждения в дефектах и на поверхности минеральных зерен, в микротрещинках. Некоторая часть их накапливается в акцессорных минералах. Поэтому перечисленные элементы при прочих равных условиях являются наиболее подвижными. Мобилизация их может происходить на всех стадиях метаморфического процесса и определяться прежде всего его общими термодинамическими и геохимическими условиями. Третью группу составляют "акцессорные элементы" (по Л.В.Таусону, 1961), образующие в породах собственные акцессорные минералы либо избирательно концентрирующиеся в других акцессориях. Мобилизация акцессорных элементов, к числу которых в изученных породах относятся *Zr, B* (и отчасти *Th, U*) в значительных масштабах возможна только в тех случаях, когда происходит разрушение минералов-концентраторов. Наши данные показывают, что для таких минералов, как циркон (*Zr*) и турмалин (*B*), подобные условия реализуются только при очень глубоком метаморфизме или же в условиях интенсивного щелочного и кремниевого метасоматоза.

Прогрессивный региональный метаморфизм, как показал парагенетический анализ ладожских пород, характеризуется существенно инертным поведением почти всех главных химических компонентов пород (Al_2O_3 , *FeO, MgO, CaO,* Na_2O, K_2O), за исключением H_2O, CO_2 и отчасти SiO_2 . Устанавливается также значительная инертность кислорода и серы. В этих условиях больших изменений в содержании редких элементов в породах в связи с их выносом или вторичным

СОДЕРЖАНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (в $n \cdot 10^{-4}\%$)

Зона метаморфизма	Минерал	Число проб	Cu	Zn	Pb
Эпидот-амфиболитовая	Биотит	4	I2	I25	47
	Мусковит	I	(40)		(40)
	Пирротин	4	475	–	52
	Пирит	3	(1300)	I00	(270)
	Магнетит	4	40	270	–
Ставролит-андалузит-кордиеритовая	Биотит I	9	4I	228	46
	Биотит II	I6	24	87	I6
	Мусковит	I	(70)	(200)	(40)
	Гранат	I8	8	<I00	I0
	Ставролит	28	30	I850	I5
	Андалузит	5	I	–	–
	Пирротин	5	2200	<I00	35
	Пирит	II	480	<I00	54
	Магнетит	5	64	3I0	I0
Гранат-силлиманит-биотитовая	Биотит I	5	26	240	68
	Биотит II	I	(I00)	(I00)	(60)
	Мусковит	3	7	–	I0
	Гранат	2	8	<I00	I0
	Пирротин	6	I233	–	4I
Кордиерит-гранат-калиево-полевошпатовая (зона ультраметаморфизма)	Биотит I	2	22	I25	34
	Биотит II	I0	24	I75	22
	Мусковит	2	5	–	I0
	Гранат	I2	I7	–	I0
	Кордиерит	I	(I00)	–	(I0)
	Пирротин	9	320	–	23
	Пирит	8	340	–	72
	Магнетит	4	90	620	–

Примечание. Биотит I – породы пониженной
Биотит II – породы повышенной

Таблица I

В МИНЕРАЛАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ И ГНЕЙСОВ

Co	Ni	Cr	V	Sc	Ga	Be	Ba	U
55	I85	280	2I5	22	23	I,4	500	H.O
–	(40)	(60)	(II0)	H.O	3	5,5	I300	H.O
837	I400	–	–	–	–	–	–	–
2300	3300	–	–	–	–	–	–	–
I55	470	I200	2500	H.O	–	–	–	–
66	I7I	462	365	56	33	I.7	486	H.O
60	226	3I4	250	36	24	<3	662	2.05
–	(50)	(50)	(II0)	H.O	3	6	I500	H.O
20	45	II3	80	I07	3	–	–	0.89
80	I00	I80	I60		I00	I4	–	3.I5
–	–	~80	I20	–	20	–	–	0.55
960	I820	60	≤I0	–	–	–	–	–
6I4	I040	–	–	–	–	–	–	–
I55	430	I200	II40	H.O	–	2	–	–
40	I48	356	342	36	34	2	390	–
(80)	(I30)	(I00)	(450)	(30)	(35)	(2)	(800)	–
	40	I40	860	–	I0	3.I	3700	H.O
20	45	I60	95	I85	3	–	–	I.47
768	I430	–	–	–	–	–	–	–
70	200	370	295	50	33	I.8	450	H.O
75	3I7	438	370	36	30	2.2	635	I.56
–	≤I0	200	II00	H.O	20	3.5	4500	H.O
20	45	I40	73	I86	3	–	–	I.50
–	(80)	(70)	(55)	(H.O)	– 3	(I2)	200	(H.O)
623	I520	<20	<I0	–	–	–	–	–
2I0	440	–	–	–	–	–	–	–
I27	200	400	I330	H.O	–	–	–	–

ферромагнезиальности и глиноземистости
ферромагнезиальности и глиноземистости.

накоплением обычно не наблюдается. В то же время активно осуществляются разнообразные явления мобилизации, приводящие к внутреннему перераспределению и переотложению элементов в объеме пород.

В связи со значительными качественными различиями в характере минеральных преобразований при метаморфизме пород разного химического состава целесообразно рассмотреть особенности поведения редких элементов отдельно в породах: I) умеренной глиноземистости и ферромагнезиальности; 2) повышенной глиноземистости и ферромагнезиальности; 3) обогащенных сульфидами.

I. В породах умеренной глиноземистости и ферромагнезиальности, представляющих обычные разновидности биотитовых и двуслюдяных сланцев и гнейсов, до силлиманитовой зоны метаморфизма прогрессивные преобразования осуществляются главным образом путем незначительной перекристаллизации, без существенных изменений в минеральном составе. Мобилизация и миграция редких элементов в таких породах в общем случае затруднена, поскольку расширение изоаморфной емкости минералов, обусловленное повышением температуры, способствует их кристаллохимическому связыванию. Переход в миграционную форму для части элементов возможен при перекристаллизации минералов и освобождении от посторонних примесей. Наиболее вероятен этот механизм для элементов, связанных в рудных минералах (Рамдор, I962). В условиях более высокотемпературного метаморфизма (выше силлиманитовой ступени) породы рассматриваемой группы испытывают более глубокую перекристаллизацию; в них резко повышается содержание полевого шпата, уменьшается количество темноцветных минералов. Эти преобразования осуществляются в условиях более глубокого и более интенсивного перераспределения веществ и широкого развития явлений метаморфической дифференциации и локального метасоматоза. Редкие элементы также испытывают активное перераспределение, при котором некоторая их часть, в особенности тех элементов, которые не входят в решетки вновь образующихся полевых шпатов и мусковита (Zn, Co, Ni и др.), может мигрировать из пород с растворами.

2. В глиноземистых породах повышенной ферромагнезиальности в отличие от сланцев предыдущей группы возрастание степени метаморфизма сопровождается значительными изменениями в их минеральном составе до силлиманитовой ступени метаморфизма. Основные

минеральные превращения в породах этого типа связаны с последовательной кристаллизацией сначала биотита и граната, затем ставролита, андалузита и кордиерита, образующихся главным образом метасоматически за счет минералов сланцевой ткани (биотита, мусковита). Данные табл.I показывают, что при кристаллизации граната за счет биотита (особенно с учетом различия их плотностей) из последнего высвобождается *Zn*, *Co*, *Ni*, *Cr*, *V*, *Ga* и *Be*. При замещении биотита ставролитом в последнем концентрируется *Zn*, *Be*, *Co*, *Ga*, а значительная часть остальных элементов (*Ni*, *Cr*, *V*, *Sc*) удаляется за пределы растущих кристаллов ставролита. При замещении биотита андалузитом почти все содержащиеся в нем элементы мобилизуются; ни один из них не стремится к вхождению в решетку андалузита. Элементы, высвобождающиеся из биотита в результате перечисленных реакций в общем случае, по-видимому, могут вести себя различным образом. Большая их часть, вероятно, перераспределяется во вновь образующихся минеральных парагенезисах, хотя механизм явлений перераспределения элементов в метаморфических реакциях рассматриваемого типа во многом пока остается неясным. Чрезвычайно высокая способность отдельных минералов к накоплению некоторых элементов (ставролит- *Zn* гранат- *Sc*) позволяет допускать, что в процессе их роста элементы извлекаются не только из минералов, непосредственно участвующих в реакциях, но и из окружающей сланцевой ткани. Так, приближенные расчеты показывают, что ставролит в среднем концентрирует *Zn* из объема породы более чем в 50 раз превышающего его собственный. Дистанция миграции *Zn* оценивается в 3 – 5 см. Для *Co*, *Be* и *Ga* объемная концентрация в этом же минерале варьирует в пределах 5 – 10-кратных значений. Приведенные цифры, несмотря на их ориентировочный характер, показывают, что явления дифференциации и перераспределения редких элементов происходят в объемах, значительно превышающих размеры минеральных зерен и, что особенно важно, для разных элементов дистанции происходящей при этом миграции различны.

Петрографические наблюдения показывают, что осаждение редких элементов, высвобождающихся в результате минеральных реакций, часто происходит также на месте в виде пойкилитовых включений в новообразованных минералах либо на внешних поверхностях последних в составе графит-сульфидных или просто слюдяных оторочек.

Некоторая часть мобилизующихся элементов может оставаться в породе в дисперсной, минералогически несвязанной форме, а при благоприятных условиях поступает в метаморфогенные растворы.

В зонах высокотемпературного регионального метаморфизма особенности поведения редких элементов в рассматриваемых породах обусловлены сложным комплексом взаимосвязанных реакций разрушения ставролита и андалузита, перекристаллизации (с изменением состава и морфологии) граната и кордиерита, новообразования силлиманита, калиевого полевого шпата и других минералов. Характер связанных с этими реакциями явлений мобилизации и перераспределения определяется возрастающей изоморфной емкостью биотита (по отношении к *Zn*, *Co*, *Ni*, *Cr*, *V*, *Sc* и другим элементам), повышением концентрации в гранате, снижением концентрации *Cu* Co, *Ni* в сульфидных минералах, возможностью широкого рассеяния *Ga*, *Be* и других литофилов в полевых шпатах. Естественно, что в этих условиях мобилизация редких элементов осуществляется весьма активно.

3. Сульфидные и сульфидно-графитовые сланцы, как отмечалось, характеризуются часто повышенной концентрацией некоторых редких элементов (*Cu, Co, Ni, Pb, U* и др.). В связи с этим ряд исследователей неслучайно рассматривают их в качестве потенциальных источников рудного вещества.

Основными носителями большинства редких элементов в изученных породах этого типа являются биотит и сульфиды (пирротин и пирит). В сульфидах избирательно концентрируются *Cu, Co, Ni* и *Pb*, тогда как *Zn*, *Cr*, *V*, *Ga*, и *Zr* (а также *U*, *Th*, *Be* и другие элементы) накапливаются в биотите. В процессе прогрессивного метаморфизма происходят заметные изменения как в валовом содержании элементов в породах, так и в их распределении в парагенезисе биотит-сульфидов (табл.2). Общее количество *Cu, Pb, Co, Cr* и *V* последовательно снижается от сланцев ставролит-андалузит-кордиеритовой зоны к мигматизированным гнейсам субгранулитовой фации. В сульфидной фракции, в основном предоставленной пирротином, с повышением степени метаморфизма понижается концентрация *Cu, Co* и *Ni* содержание *Pb* и отчасти *Zn*, наоборот, несколько возрастает. Судя по изменениям значений коэффициентов фракционирования, при увеличении интенсивности метаморфизма *Cu*, *Co* и *Ni* проявляют тенденцию к относительному накоплению в биотите, а *Pb* и, возможно, *Zn* – в сульфидном материале. Перераспределение редких элемен-

Таблица 2

Содержание редких элементов (в $n \cdot 10^{-4}$,%) в породах, биотитах и сульфидах и средние коэффициенты фракционирования ($K_ф$) между биотитами и сульфидами в разных зонах метаморфизма

Исходный объект	Зона метаморфизма	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Cr	V	Ga	Zr
Порода	I	78	67	26	35	51	150	310	27	42
	II	76	88	10	28	58	140	200	10	25
	III	64	40	6	23	54	128	170	9	37
Биотит	I	40	230	46	15	90	460	260	33	45
	II	35	227	17	17	109	520	610	31	80
	III	35	225	7	20	130	390	375	26	200
Сульфидная фракция	I	1170	58	45	850	1600	–	–	–	–
	II	610	57	24	675	1410	–	–	–	–
	III	400	80	40	325	825	–	–	–	–
$K_{ср}$	I	29,2	0,21	0,98	56,6	17,8	–	–	–	–
	II	17,2	0,25	1,41	39,8	13,7	–	–	–	–
	III	14,2	0,35	5,72	19,1	6,35	–	–	–	–

Примечание. $K_{ср}$ – отношение среднего содержания элемента в сульфидной фракции к его содержанию в биотите. Зоны метаморфизма: I – ставролит андалузит-кордиеритовая; II – гранат-силлиманит-биотитовая; III – субгранулитовая (зона ультраметаморфизма).

тов между основными минеральными носителями указывает на их подвижность на всех стадиях регионально-метаморфического процесса (Петров, Сергеев, 1969).

В условиях ультраметаморфизма и сопутствующих ему наложенных метасоматических явлений процессы мобилизации, перераспределения и миграции редких элементов развиваются наиболее интенсивно. Они связаны главным образом с процессами *Na-*, *Ca-* и в особенности K-метасоматоза, в результате которых происходит последовательное разрушение *Fe-Mg* -минералов (биотита, граната и др.) и замещение их полевыми шпатами, мусковитом и кварцем. При этом происходит мобилизация всех редких элементов, в той или иной форме связанных с темноцветными минералами. Для части из них возможен вынос из пород. Это относится, по-видимому, в первую очередь к халькофильным и сидерофильным элементам, миграция которых из зон ультраметаморфизма устанавливается многими исследователями (Белевцев и др., 1959; Судовиков, 1954, 1964). На ранних стадиях ультраметаморфизма в связи с процессами мигматитообразования и фельдшпатизации гнейсов небольшой вынос вероятен и для некоторых литофильных элементов (*Ga* , *U* , *Th*, *Be*) , но в основной своей массе эти элементы, очевидно, рассеиваются во вновь образующихся минеральных парагенезисах. На поздних стадиях ультраметаморфизма, при явлениях K- и *Si* -метасоматоза, возможен некоторый привнос *Pb* , *Zr* , *U* , *Ga* и ряда других редких элементов. Косвенным указанием на это может служить повышенная концентрация названных элементов в кислом материале мигматитов, образующихся по ладожским гнейсам, а также в некоторых поздних микроклиновых гранитах и пегматитах (Предовский и др., 1967). Отмеченный характер поведения редких элементов в зоне ультраметаморфизма подтверждается многими геохимическими особенностями изученных мигматизированных гнейсов. Так, для них свойственно общее, пониженное по сравнению со сланцами зон регионального метаморфизма, содержание *Co*, *Ni*, *Cr*, *V*, *Cu*, *U*, *Th* , *Pb* и некоторых других элементов. В зоне ультраметаморфизма сильно затушеваны и снивелированы многие первично-осадочные геохимические особенности пород (Предовский и др., 1967).

Таким образом, изложенные выше материалы свидетельствуют о широком развитии явлений мобилизации и миграции в процессе прогрессивного метаморфизма. Интенсивность и характер этих явлений

наряду с термодинамическими и геохимическими условиями метаморфизма зависит от химического и минерального состава метаморфизующихся пород, форм нахождения и распределения в них редких элементов. При собственно метаморфических преобразованиях (без существенного метасоматоза) эти явления приводят в основном к внутреннему перераспределению редких элементов в объеме пород; миграция их на значительные расстояния имеет фоновый характер. Внутреннее переотложение редких элементов часто создает их очень неравномерное распределение с высокой избирательной концентрацией некоторых из них в отдельных минералах (*Cu*, *Co*, *Ni* – в сульфидах; *Zn*, *Be* – в ставролите; *Sc*, *V*, *Yb* – в гранате). Это предопределяет благоприятные возможности для их миграции при различных наложенных гидротермальных изменениях на регрессивной стадии метаморфизма.

Литература

Белевцев Я.М. Роль метаморфічних процесів в рудоутворенні. – Геологічний журнал, 1959, 19, 4.

Петров В.П., Сергеев А.С. Геохимические особенности сульфидных сланцев и гнейсов С.Приладожья. – В кн.: минералогия и геохим. в.Ш. Изд-во ЛГУ, 1969.

Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия метаморфических серий докембрия. "Наука", М.-Л., 1967.

Рамдор. Рудные минералы и их срастания. ИЛ, М., 1962.

Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации. – В кн.: Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, в.4. Изд-во АН СССР, М., 1954.

Судовиков Н.Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, М., 1961.

С.В.Мельгунов

ПОВЕДЕНИЕ УРАНА И ТОРИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА В ГОРНОМ АЛТАЕ

В статье рассматриваются результаты исследований о характере

поведения урана и тория при метаморфизме пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае.

Полоса метаморфических пород приурочена к северо-восточному крылу Холзунско-Чуйского антиклинория - крупной структурно-фациальной зоны Горного Алтая и представляет собой типичную зону смятия, развитую в осевой части приразломной антиклинальной структуры второго порядка. В строении антиклинория в рассматриваемом районе участвуют флишоидные отложения горно-алтайской серии, возраст которой большинством исследователей условно датируется верхним кембрием-нижним ордовиком.

По литологическому составу и характеру ритмичного переслаивания отложения горно-алтайской серии подразделяются на две свиты: нижняя - представлена песчаниками, алевролитами и сланцами преимущественно аркозового состава; верхняя - сложена песчаниками, алевролитами и сланцами с несколько повышенной известковистостью, содержащими в нижних горизонтах прослои крупнозернистых полимиктовых песчаников и гравелитов (Митропольский, Кулик, Мельгунов, 1967).

Повсеместно отложения горно-алтайской серии испытали региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Наиболее распространенной минеральной ассоциацией этой фации является кварц+альбит+хлорит+эпидот+серицит+титаномагнетит, гораздо реже встречается ассоциация кварц+плагиоклаз+хлорит+актинолит+эпидот+титаномагнетит.

Наряду с зеленокаменным метаморфизмом в пределах зоны смятия породы серии подверглись интенсивному прогрессивному метаморфизму с образованием комплекса кристаллических сланцев и гнейсов.

Проведенный нами парагенетический анализ пород позволил установить закономерную смену минеральных ассоциаций, отражающих увеличение степени метаморфизма от периферии к центру структуры. На этой основе выделены три подзоны - внешняя, промежуточная и центральная с границами, отвечающими изоградам "индекс-минералов".

Внешняя подзона. Со стороны вмещающих пород горно-алтайской серии граница подзоны соответствует изограде кордиерита. По мере приближения к этой изограде в песчаниках, алевролитах и сланцах серии отмечается появление биотита, количество которого возрастает. Одновременно с перекристаллизацией происходит постепенное исчезновение реликтов осадочных структур исходных пород.

Для кристаллических сланцев внешней подзоны характерны следующие минеральные ассоциации: кварц+альбит(олигоклаз)+хлорит+

+мусковит+эпидот+биотит+кордиерит; кварц+олигоклаз+мусковит+ +биотит+кордиерит+гранат; кварц+олигоклаз+мусковит+биотит; кварц+ +олигоклаз (андезин)+биотит+гранат+кордиерит (иногда с андалузитом).

Кроме того,в породах присутствует магнетит,ильменит апатит циркон, турмалин. Средний состав пород, не содержащих хлорит и мусковит: 30 - 35% кварца, 30% плагиоклаза, 20 - 25% биотита, 10% кордиерита, около 8% граната, магнетита и ильменита. С увеличением степени метаморфизма основность плагиоклаза повышается от альбита и олигоклаза (№ 12-15) до андезина (№ 36).

Промежуточная подзона. Границей между внешней и промежуточной подзонами служит изограда силлиманита. Подзона сложена кристаллическими сланцами и гнейсами, которым отвечают минеральные ассоциации: кварц+биотит+силлиманит+гранат+плагиоклаз; кварц+ +плагиоклаз+биотит+кордиерит+гранат+силлиманит+ставролит; кварц+плагиоклаз+биотит+мусковит+кордиерит+силлиманит+ставролит; кварц+ +плагиоклаз+биотит+гранат+силлиманит+ставролит, редко встречаются ассоциации силлиманита с андалузитом. Средний количественный состав главнейших породообразующих минералов: 34% плагиоклаза (№ 36 - 37), 30% кварца, 21% биотита, 5% силлиманита, 3% ставролита и 8% кордиерита.

Центральная подзона. Переход от промежуточной подзоны к центральной характеризуется исчезновением ставролита, вместо которого возникает более высокотемпературный парагенезис гранат+ +силлиманит+кордиерит.В пределах подзоны развиты грубополосчатые кварц-плагиоклаз-биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые, кварц-плагиоклаз-биотит-гранат-силлиманитовые, кварц-плагиоклаз-биотит-силлиманитовые, кварц-плагиоклаз-биотитовые и кварц-плагиоклаз-биотит-мусковит-силлиманитовые гнейсы. В качестве акцессорных минералов присутствуют магнетит, ильменит, апатит и циркон. Силлиманит образует фибролитовые агрегаты по слюдам и часто полностью замещает их.

Для центральной подзоны весьма характерно локальное проявление ультраметаморфизма, выразившегося в развитии фельдшпатизации, мигматизации и образовании автохтонных гранитоидов. Ультраметаморфизм приурочен к замковой части антиклинальной структуры и прослеживается в виде узких полос, ориентированных согласно общему простиранию пород. Мигматиты состоят из кварца и плагиоклаза, из акцессорных минералов отмечены лишь единичные зерна апатита, магнетита и ильменита. Автохтонные гранитоиды пред-

ставлены плагиогранитами и в отличие от мигматитов содержат биотит, иногда роговую обманку, гранат и в качестве акцессориев титаномагнетит, апатит, циркон, сфен, рутил, эпидот и ортит.

Установленная выше последовательная смена минеральных ассоциаций с увеличением степени метаморфизма позволяет определить фациальную принадлежность пород рассматриваемого метаморфического комплекса.

При выделении фации мы руководствовались схемой, предложенной Соболевым и сотрудн. (Добрецов, Ревердатто и др. 1966), а также результатами исследований Лепезина по метаморфизму пород Ильдугемо-Кубадринской зоны смятия в Горном Алтае (Лепезин, 1968), имеющему большое сходство с метаморфизмом Южно-Чуйского хребта.

Появление биотита в ассоциации с хлоритом, мусковитом, эпидотом, альбитом и кварцем в песчаниках, алевролитах и сланцах горно-алтайской серии свидетельствует о проявлении высокотемпературной биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Кристаллические сланцы и гнейсы внешней и промежуточной подзон формировались в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Переход фации зеленых сланцев в эпидот-амфиболитовую характеризуется появлением парагенезиса биотит+кордиерит+гранат. Для более высокотемпературной стадии эпидот-амфиболитовой фации (породы промежуточной подзоны) основными являются минеральные ассоциации с силлиманитом и ставролитом. Центральная подзона сложена породами амфиболитовой фации. Переход эпидот-амфиболитовой фации в амфиболитовую здесь представлен появлением парагенезиса гранат+кордиерит+силлиманит вместо существовавших ранее ставролита с кварцем. С этой стадией амфиболитовой фации связано образование мигматитов и автохтонных гранитоидов.

В центральной подзоне гнейсы амфиболитовой фации испытали наложенный метаморфизм, приведший к широкому развитию порфиробластеза и появлению пегматоидных обособлений. Перекристаллизованные породы такого типа образуют ореолы вокруг участков и над ними проявления ультраметаморфизма (гранитизации). Проведенные исследования показывают, что возникновение и формирование порфиробласт и пегматоидных обособлений осуществлялось по принципу конкреционного роста и отвечает представлениям Эскола (Eskola,1932), Рамберга (Ramberg, 1952) и Судовикова (1964). Химические анализы жидких и газово-жидких включений показали, что в качестве основных минерализаторов в этом процессе участвовали углекислота и

азот, а наличие фторапатита и турмалина указывает также на значительную роль таких летучих, как фтор, бор и хлор. Привнос минерализаторов из зон гранитизации в окружающие породы, судя по результатам гетерогенизации включений (Долгов, Мельгунов, Шугурова, в печати) происходил, по-видимому, в пневматолитовую стадию в самом начале высокотемпературного регрессивного метаморфизма в условиях еще высоких температур и давлений.

Порфиробласты представляют собой метакристаллы андалузита, кордиерита и плагиоклаза; пегматоидные обособления сложены крупными кристаллами андалузита, кордиерита, крупноблоковым плагиоклазом и кварцем; дистен, силлиманит и мусковит присутствуют спорадически. Характерной особенностью пегматоидных обособлений и отдельных порфиробласт является образование вокруг них оторочек, обогащенных биотитом, апатитом и рудными минералами. Последние представлены ильменитом, магнетитом, гематитом и слагают хорошо выраженные каемки непосредственно в контактах обособлений и порфиробласт. В результате собирательной перекристаллизации вмещающие гнейсы заметно обогащаются биотитом.

Проведенные исследования дают возможность проследить поведение урана и тория при формировании пород зонального метаморфического комплекса.

Уран определялся флюорометрическим методом. Использование приставки ЭП-I к прибору ФАС-2 позволило повысить чувствительность анализа до $I \cdot 10^{-5}$% и соответственно понизить величину относительной ошибки при внутреннем контроле до 9%. Определение тория производилось фотоколориметрическим методом с реагентом арсеназо-Ш и отделением мешающих элементов на катионите КУ-2. Чувствительность метода $I \cdot 10^{-4}$%, точность метода I7-20% относительной ошибки.

При сопоставлении результатов анализов (табл.I) прежде всего следует отметить крайне низкое содержание урана (I,8 г/т) в песчаниках, алевролитах и сланцах горно-алтайской серии, испытавших ранний метаморфизм фации зеленых сланцев. Оно в I,5-2 раза меньше среднего значения для глинистых осадков исланцев по Виноградову (I962). Низкая концентрация урана характерна не только для пород серии, но и флишоидных отложений аналогичного химического состава и близкого возраста, развитых на территории других районов Алтай-Саянской складчатой области. По нашим данным, средние содержания урана в кварцево-хлорито-серицитовых песчаниках, алевролитах и сланцах сютхольской, ишкинской и аласугской свит

(C_{m3}-O_1), широко распространенных на южном склоне Западного Саяна и в пограничных с Горным Алтаем районах Западной Тувы, не превышают 1,4 -1,7 г/т.

Для подавляющего большинства пород горно-алтайской серии содержания урана довольно выдержаны и колеблются в пределах 1,4 - 2,3 г/т. Торий в породах серии присутствует в количествах 3,5 - 17 г/т с интервалом генерального среднего 7,6 - 12,6 г/т. Фоновый интервал в породах высокотемпературной субфации фации зеленых сланцев составляет: для урана - 0,8 - 2,3 г/т при интервале генерального среднего 1,0-2,0 г/т , для тория - 5,0-15,5 г/т при интервале генерального среднего 6,3 - 12,1 г/т. Уран и торий в кристаллических сланцах и гнейсах эпидот-амфиболитовой фации содержится соответственно в интервалах 0,3 - 1,3 г/т и 3,5 - 11,5 г/т , интервал генерального среднего урана - 0,4 - 1,0 г/т тория - 6,0 - 10,6 г/т . В гнейсах центральной подзоны, относящихся к амфиболитовой фации, фоновый интервал имеет пределы 0,3 - 0,7 г/т для урана и 6,0 - 11,3 г/т для тория при отклонении от средних значений концентраций соответственно $\pm$0,2 и $\pm$3,4 г/т. Мигматиты обладают самым низким содержанием урана (0,1-0,4 г/т) и тория (2,5 - 6,7 г/т). В автохтонных гранитоидах содержание урана меняется в пределах 0,4 - 2,6 г/т , тория - 2,5 - 17,3 г/т интервалы генеральных отклонений от средних содержаний равны соответственно $\pm$0,5 и 4,7 г/т.

Особенностью распределения радиоактивных элементов в рассматриваемом комплексе пород, формировавшихся в условиях прогрессивного метаморфизма, является неуклонное увеличение неоднородности их содержаний в направлении возрастания степени метаморфизма. На рис.1 эта зависимость оценена величинами коэффициентов вариации, вычисленными отдельно для каждой фации. Обращает внимание близкое положение вариационных кривых распределения элементов в исходных породах, кристаллических сланцах и гнейсах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Эта картина резко нарушается при ультраметаморфизме. Мигматиты и автохтонные гранитоиды характеризуются большей неоднородностью распределения.

Сопоставление средних содержаний радиоактивных элементов по фациям (табл.1) отчетливо показывает зависимость изменения концентрации урана и тория от степени метаморфизма. Так, в мигматитах среднее содержание урана в 9 раз, а тория в 2,6 раза ниже, чем в песчаниках, алевролитах и сланцах горно-алтайской серии.

Таблица I

Распределение урана и тория в метаморфических породах

Фации метаморфизма, породы	Среднее содержание урана, г/т	Среднее содержание тория, г/т	Торий-урановое отношение, г/т
	Количество анализов		
Фация зеленых сланцев			
Песчаники	I,9 / 35	II,2 / I7	6
Алевролиты	I,8 / 5I	8,8 / I6	4,9
Сланцы	I,8 / 36	8,5 / I4	4,7
Среднее	I,8 / I42	I0,I / 47	5,6
Биотитизированные песчаники и алевролиты	I,7 / 33	I0,5 / 8	6,2
Биотитизированные сланцы	I,8 / 37	8,6 / I5	6,6
Среднее	I,5 / 70	9,2 / 23	6,4
Эпидот-амфиболитовая фация			
Кристаллические сланцы внешней подзоны	0,8 / 58	8,3 / 29	
Кристаллические сланцы и гнейсы промежуточной подзоны	0,7 / 88		
Среднее	0,7 / I46	8,3 / 29	II,9
Амфиболитовая фация			
Грубополосчатые гнейсы центральной подзоны	0,5 / 40	7,8 / 5	I5,6
Мигматиты	0,2 / I2	3,8 / 5	I9,0
Автохтонные гранитоиды	I,2 / 54	6,3 / 25	5,2
Перекристаллизованные гнейсы центральной подзоны с порфиробластами андалузита, кордиерита и пегматоидными обособлениями	I,3 / 89	7,8 / 36	6,0
Гнейсы в контакте с пегматоидными обособлениями	2,5 / 46	8,2 / 25	3,3
Пегматоидные обособления	0,2 / I9	6,5 / 3	32,5

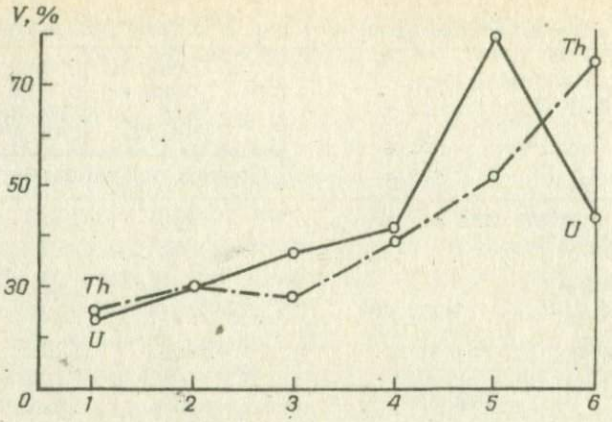


Рис.I. Зависимость неоднородности распределения урана и тория от степени метаморфизма:

I – песчаники, алевролиты и сланцы фации зеленых сланцев; 2 – песчаники, алевролиты и сланцы хлорит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев; 3 – кристаллические сланцы и гнейсы эпидот-амфиболитовой фации; 4 – гнейсы амфиболитовой фации; 5 – мигматиты; 6 – автохтонные гранитоиды.

Вместе с тем автохтонные гранитоиды по сравнению с грубополосчатыми гнейсами амфиболитовой фации и мигматитами заметно обогащаются ураном и торием.

Из прилагаемых данных таблиц и графических построений (табл.2) следует, что уран обладает большей подвижностью, чем торий в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В условиях фации зеленых сланцев и ультраметаморфизма различия в степени подвижности этих элементов незначительны. Указанные особенности на графике (рис.2) выражены кривой торий-уранового отношения, имеющего максимальное значение в гнейсах амфиболитовой фации и минимальные – в породах фации зеленых сланцев и в автохтонных гранитоидах.

Содержания урана в минералах пород, испытавших прогрессивный метаморфизм, меняются в широком диапазоне (табл.2). Почти во всех случаях большая часть урана сконцентрирована в акцессорных минералах – цирконе, эпидоте и ортите. Исключение составляют породы фации зеленых сланцев, где значительная доля урана приходится на породообразующие минералы – альбит, кварц, хлорит, серицит и эпидот. Отмечается общая тенденция к уменьшению содержания урана в слюдах и рудных минералах.

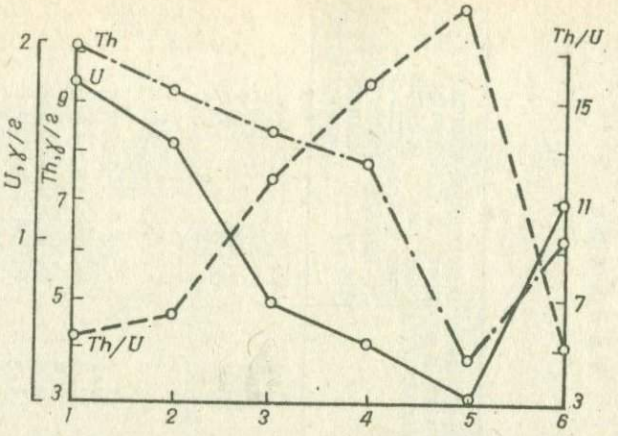


Рис.2. Поведение урана и тория в условиях прогрессивного метаморфизма пород:

I - песчаники, алевролиты и сланцы фации зеленых сланцев; 2 - песчаники, алевролиты и сланцы хлорит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев; 3 - кристаллические сланцы и гнейсы эпидот-амфиболитовой фации; 4 - гнейсы амфиболитовой фации; 5 - мигматиты; 6 - автохтонные гранитоиды.

Отмеченная выше зависимость изменения содержаний радиоактивных элементов от фациальных условий метаморфизма имеет прямую связь с минеральными превращениями, происходящими при формировании пород, и деятельностью метаморфогенных растворов. Известно, что возникновение минеральных ассоциаций, устойчивых в более высокотемпературных фациях за счет неустойчивых в данных условиях минералов, ведет к освобождению кристаллизационной воды и газов, которые, мобилизуясь с поровыми и межгранулярными растворами, образуют метаморфогенные гидротермы. При разложении неустойчивых минералов часть содержащихся в них урана и тория совместно с другими элементами, не участвующими в реакциях минеральных превращений, переходят в раствор и мигрируют в области пониженных давлений. С увеличением степени метаморфизма эти процессы ведут к постепенному обезвоживанию пород и уменьшению в них концентраций радиоактивных элементов. Аналогичные результаты исследований были получены Н.П.Ермолаевым и А.П.Жидиковой, изучавшими поведение урана в метаморфических породах Алданского щита (Ермолаев, Жидикова, 1966).

Таблица 2

Содержание урана в минералах метаморфических пород Южно-Чуйского хребта

Породы, общее содержание урана в породе, г/т	Минералы	Содержание минерала в породе, вес.%	Содержание урана в минерале, г/т	Содержание урана в породе за счет данного минерала, г/т	Процент урана породы, приходящийся на данный минерал, г/т
Биотитизированные песчаники горно-алтайской серии (фация зеленых сланцев), 1,7	Кварц+альбит	57,3	0,2	0,115	7,0
	Хлорит+серицит+биотит	33,6	0,9	0,302	18,0
	Эпидот	2,8	13,0	0,364	21,4
	Титаномагнетит+лейкоксен	6,2	2,1	0,130	7,7
	Циркон	0,14	486,0	0,680	40,0
Сумма		100,0		1,59	94,1
Гнейс внешней подзоны (эпидот-амфиболитовая фация), 0,8	Кварц+плагиоклаз	61,0	0,1	0,06	7,5
	Биотит-мусковит	22,4	0,3	0,112	14,0
	Кордиерит	10,0	0,4	0,04	5,0
	Гранат	2,3	0,2	0,005	0,6
	Магнетит-ильменит	5,6	1,5	0,084	10,5
	Циркон	0,1	516,0	0,516	64,5
Сумма		100,0		0.82	102,1

170

Грубополосчатый гнейс центральной подзоны (амфиболитовая фация), 0,5	Кварц-плагиоклаз	63,8	0,1	0,064	12,8
	Биотит-силлиманит	32,0	0,2	0,064	12,8
	Апатит	1,3	0,4	0,018	3,6
	Магнетит-ильменит	2,9	1,5	0,033	6,6
	Циркон	0,06		0,304	60,8
Сумма		100,0		0,48	96,6
Автохтонный гранитоид, 0,9	Кварц+плагиоклаз	77,0	0,1	0,077	8,5
	Биотит	10,5	0,2	0,021	2,3
	Роговая обманка	8,5	0,4	0,034	3,8
	Эпидот+ортит	3,8	11,5	0,43	47,8
	Сфен	0,22	162,5	0,325	36,1
Сумма		100,0		0,89	98,5
Перекристаллизованный гнейс с порфиробластами андалузита, 1,9	Кварц + плагиоклаз	46,4	0,4	0,186	9,8
	Биотит	40,0	0,9	0,360	19,0
	Андалузит	3,2	0,1	0,003	0,2
	Апатит	2,4	1,4	0,003	0,2
	Гранат	1,4	0,2	–	–
	Ильменит+магнетит	6,4	3,4	0,218	11,5
	Рутил	0,08	585,0	0,469	24,7
	Циркон	0,13	454,0	0,590	31,1
Сумма		99,91		1,83	96,5

171

Сравнение содержаний урана в минеральных фракциях (табл.2) показывает, что обеднение пород ураном при прогрессивном метаморфизме происходит именно в связи с развитием минеральных превращений. Особенно четкое различие содержаний урана отмечается в породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В песчаниках, алевролитах и сланцах на долю породообразующих минералов приходится около 46% общего количества урана, тогда как в кристаллических сланцах, характеризующихся появлением андезина, кордиерита, граната и биотита, образовавшихся за счет кварца, альбита, хлорита, серицита и эпидота, оно составляет 27%. К тому же выводу приводит сопоставление содержаний урана в породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Возможно, что часть урана выносится в результате разложения или перекристаллизации циркона, магнетита и ильменита. Однако масштабы этого выноса, вероятно, незначительны, так как содержание урана в акцессорных минералах не подвергаются резким изменениям при переходе из одной фации в другую и значения их в общем балансе урана сохраняются.

Относительное обогащение ураном и торием автохтонных гранитоидов может быть объяснено миграцией элементов из вмещающих гнейсов в очаги гранитизации и последующим перераспределением их в процессе дифференциации магматического расплава.

Поведение урана и тория при высокотемпературном регрессивном метаморфизме характеризуется некоторыми особенностями.

Средние содержания урана и тория в породах, испытавших регрессивный метаморфизм, и концентрации урана в минеральных фракциях приведены в табл.I и 2. В минералах из пегматоидных обособлений содержания урана распределяются следующим образом: кварц+плагиоклаз – 0,5 γ/г ; кордиерит – 0,4 γ/г ; андалузит – 0,5 γ/г, силлиманит – 0,3 γ/г ; дистен – 0,I γ/г. Количество урана резко возрастает в минералах оторочек пегматоидных обособлений: в биотите – до I,9 γ/г ; апатите – до I4,7 γ/г и ильмените – до 9,5 γ/г. Интересной особенностью в распределении урана обладают ильменит, магнетит и гематит, встречающиеся в виде тонких срастаний и образующих сплошные каемки или густую вкрапленность в контактах пегматоидных обособлений. По преобладанию одного из минералов различаются каемки ильмено-гематита, ильмено-магнетита и ильменита с подчиненным количеством гематита и магнетита. Концентрация урана

в рудных каемках находится в прямой зависимости от содержания в них ильмено-рутилового компонента. По данным люминесцентно-перлового анализа, концентрация урана в срастаниях с явным преобладанием магнетита колеблется от 3,7 до 4,5 γ/г, а в каемках существенно ильмено-рутилового состава она повышается до 9,5 γ/г. Эта зависимость подтверждается результатами радиографических исследований, которые обнаружили избирательную приуроченность более плотных скоплений треков и выделениям ильменита и рутила в срастаниях. Среднее содержание урана в оторочках пегматоидных обособлений составляет 2,5 γ/г.

Таким образом, в условиях высокотемпературной стадии регрессивного метаморфизма наряду с общим увеличением содержания урана и тория происходит местное перераспределение этих элементов, вызванное собирательной перекристаллизацией. При формировании порфиробласт значительная часть урана мигрирует в периферические участки пегматоидных обособлений и концентрируется в ильмените, рутиле, апатите и биотите. Миграция тория в этом процессе выражена не так ярко. Среднее содержание тория в перекристаллизованных гнейсах остается на одном уровне с гнейсами амфиболитовой фации, незначительно повышается в оторочках и резко снижается в пегматоидных обособлениях (рис.3). Также как и при прогрессивном метаморфизме, уран в рассматриваемых условиях преобразования пород более подвижен, чем торий.

Полученные результаты исследований позволяют сделать следующие общие выводы.

I. При прогрессивном метаморфизме терригенных отложений горно-алтайской серии с преобразованием их в кристаллические сланцы и гнейсы происходит значительный вынос урана и тория метаморфогенными растворами в области (зоны) пониженных давлений.

2. В процессе ультраметаморфизма имеет место дополнительная мобилизация радиоактивных элементов из вмещающих гнейсов в очаги гранитизации.

3. Вынос летучих из кристаллизующегося магматического расплава вызывает миграцию урана и тория в окружающие их гнейсы. Одновременно с привносом урана и тория в экзоконтактовые зоны

очагов гранитизации под действием собирательной перекристаллизации происходит местное перераспределение этих элементов.

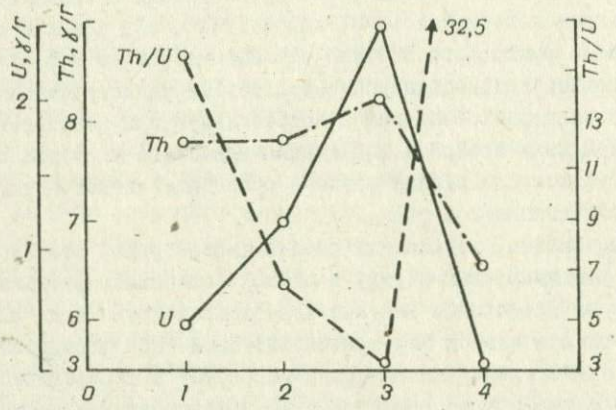


Рис.3. Поведение урана и тория в условиях высокотемпературной стадии регрессивного метаморфизма:

I - гнейсы амфиболитовой фации; 2 - гнейсы с порфиробластами андалузита и кордиерита; 3 - гнейсы в контакте с пегматоидными обособлениями; 4 - пегматоидные обособления.

Литература

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации регионального метаморфизма. Объяснительная записка к "Карте метаморфических фаций СССР" масштаба 1:7500000 "Наука", Новосибирск, 1966.

Долгов Ю.А., Мельгунов С.В., Шугурова Н.А. Термодинамические условия формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта (ЮВ Алтай). - ДАН СССР (в печати).

Ермолаев Н.П., Жидикова А.П. Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита. - Геохимия, 1966, 8.

Лепезин Г.Г. Новые данные по метаморфическим породам Ильдугемо-Кубадринской зоны смятия (Горный Алтай). - Геология и геофизика, 1968, 4.

Митропольский А.С., Кулик Н.А., Мель-

г у н о в С.В. О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т.5. "Наука", Новосибирск, 1967.

С у д о в и к о в Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

E s k o l a P. On the principles of metamorfic differetiation. - Bull. Com. Geol. Finl., 1932, 97.

R a m b e r g H. The origin of metamorfic and metasomatic rocks. 1952.

В.Н.Вербицкий

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ СЕВЕРОКРИВОРОЖСКОГО КОМПЛЕКСА

Влияние процессов метаморфизма на распределение рудогенных элементов в породах северокриворожского комплекса до настоящего времени не рассматривалось. В связи с этим представляют интерес результаты исследований, проведенных нами в районе Правобережных магнитных аномалий - в пределах площади распространения северокриворожского комплекса гнейсов (Вербицкий, 1968; 1968_I).

Северокриворожский комплекс сложен породами, отличающимися по своему вещественному составу, петрохимическим особенностям, условиям осадконакопления, структурно-формационному положению и степени метаморфизма и занимающими вполне определенное положение в сводном разрезе (Вербицкий, 1968). В разрезе комплекса выделяются четыре толщи (снизу вверх): амфиболито-кварцито-гнейсовая; гнейсово-кварцитовая; сланцево-гнейсово-железорудная и мраморо-кварцито-гнейсовая. Эти толщи являются гнейсифицированными аналогами геосинклинальных формаций докембрийской геосинклинали Большого Криворога и представляют собой стратиграфические эквиваленты метабазитовой (амфиболито-кварцито-гнейсовая толща или терригенно-вулканогенная формация) и криворожской (гнейсово-кварцитовая толща - $К_I$ или нижняя терригенная формация; сланцево-гнейсово-железорудная толща - $К_2$ или джеспилитовая формация; мраморо-кварцито-гнейсовая толща - $К_3$ или нерасчлененные формации второй половины геосинклинального цикла)серий (Вербицкий, 1968; Доброхотов, 1964; Каляев, 1965).

Для изучения распределения рудогенных элементов нами использованы результаты статистической обработки данных полуколичественного спектрального анализа 12 групп пород, представляющих собой все главные типы образований северокриворожского комплекса (табл.I). Пробы, предварительно сгруппированные по их петрохимическим особенностям, анализировались по четырехосновной методике (основы гранитная, железная, ультраосновная и карбонатная). Это позволило снизить методическую дисперсию спектрального анализа, благодаря чему полученные результаты массовых спектральных определений по большой группе элементов приближаются к уровню воспроизводимости количественных определений (Горлицкий, 1966).

В породах установлено наличие следующих рудогенных элементов: литофилы – *Li, Be, Sr* и *Ba* халькофилы – *Cu, Pb, Zn, Ge, Ga, Ag, As* и *Sn* сидерофилы – *Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni* и *Mo*. Часть из них – *Mo, Sn, Ge, Li, Sr, Ag* и *As* была встречена менее чем в 75% проб. В связи с этим они были исключены из статистической обработки. Не были включены в обработку также элементы, для которых чувствительность спектрального анализа оказалась недостаточной. Поэтому в данной работе рассматриваются ведущие рудогенные элементы – *Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Pb, Cu, Zn, Ga* и *Ba* способные наиболее полно отразить влияние процессов метаморфизма на характер распределения их в породах /табл.I/.

В результате статистической обработки данных спектрального анализа установлено, что распределение большей части рудогенных элементов во всех породах достаточно хорошо аппроксимируется логнормальным законом. Это послужило основанием для того, чтобы при оценке истинного среднего использовать среднее геометрическое.

Проведенные исследования позволили установить характер распределения концентраций рудогенных элементов в породах комплекса. Суть его состоит в следующем:

а) средние концентрации всех изученных рудогенных элементов в рамках свит разнятся весьма существенно;

б/ концентрации всех элементов в каждой возрастной группе также различны и редко обнаруживают близкие значения, даже в петрографически подобных типах метаморфических пород;

в) средние содержания рудогенных элементов в породах разных свит и разного вещественного состава также в большинстве случаев различны.

Породы комплекса метаморфизованы прогрессивно в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. К первой группе относятся амфиболиты, амфиболовые гнейсы, безрудные и силикатно-магнетитовые кварциты, силлиманит-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; ко второй - гнейсы, преимущественно графит-биотитовые, мраморы и кварциты. Перечисленные породы испытали явления регрессивного метаморфизма.

Породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, сформировались благодаря осадконакоплению и региональному метаморфизму осадочно-вулканогенных толщ, отложившихся в геосинклинальных условиях. В процессе седиментации в породах, возникших в условиях осадочной дифференциации и вулканизма, накапливались железо, меньше титан, никель, кобальт, ванадий, марганец, хром, медь и галлий. При этом в вулканогенных породах шел процесс накопления никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, меди; в терригенных - меди, титана и марганца, а в хемогенных - преимущественно железа (Белевцев, 1965). В процессе прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации вулканогенные образования терригенно-вулканогенной формации были перекристаллизованы в амфиболиты, терригенные осадки - в гнейсы различного состава и кварциты, а хемогенные осадки - в железистые кварциты. Распределение рудогенных элементов между отдельными формациями указывает на то, что никель, кобальт, титан и ванадий концентрировались в основном в амфиболах, а марганец и медь - в биотите, содержание хрома примерно одинаково (Белевцев, 1967).

При осадконакоплении пород джеспилитовой формации в них концентрировались большие массы железа, которому сопутствовали никель, титан, хром, марганец и медь, имеющие сходные с железом ионные радиусы и атомную структуру. В процессе осадконакопления и метаморфизма перечисленные рудогенные элементы не образуют концентраций и находятся в железистых осадках еще в рассеянном состоянии. Распределение элементов в железистых осадках еще при седиментации было несколько неравномерным: в железистых кварцитах концентрации рудогенных элементов обычно ниже, чем в гнейсах. Так, средние геометрические содержания никеля в силикатно-магнетитовых кварцитах составляют $1,2 \cdot 10^{-3}$, а в гнейсах K_2 - $2,9 - 4,3 \cdot 10^{-3}$; концентрации титана в силикатно-магнетитовых кварцитах определяются в 0,047%, в гнейсах - 0,10 - 0,12% и т.д.

Исключение составляют концентрации марганца, который накапливался в силикатно-магнетитовых кварцитах, вероятно, в виде изоморфной примеси в магнетите. Такие различия связаны с условиями осадконакопления этих пород и их местом на фациальном профиле (Плаксенко, 1967). Упорядоченное распределение металлов на этом профиле свидетельствует о хемогенном происхождении пород джеспилитовой формации. Хемогенные железисто-кремнистые осадки в процессе регионального метаморфизма были преобразованы в железистые и силикатно-магнетитовые кварциты, которые в пределах изученной полосы метаморфических образований являются бедными железными рудами. Источником железа в этих рудах, вероятно, явились сами метаморфизованные железисто-кремнистые осадки. Это подтверждается тем, что в железистых кварцитах наблюдаются в большинстве случаев те же рудогенные элементы, что и в гнейсах средней свиты, хотя и в меньших количествах.

Формирование пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, происходило также в геосинклинальных условиях. Концентрация большинства рудогенных элементов в терригенных осадках второй половины геосинклинального цикла развития проходила, очевидно, так же, как и в породах первой половины цикла. Вместе с тем в породах нерасчлененных формаций второй половины цикла накапливались рудогенные элементы, которые в первой половине цикла обнаруживают незначительные концентрации, – марганец, медь, свинец, цинк, галлий и барий. Появление некоторых из них связано с последующими процессами миграции и локализации под воздействием факторов метаморфизма и гранитизации. В процессе метаморфизма терригенные осадки превратились в гнейсы различного состава, преимущественно биотитовые, кварциты и мраморы. Распределение рудогенных элементов между отдельными разностями гнейсов показывает, что большинство их концентрируется в биотите и только небольшая часть приурочена к гранатам (марганец, хром). При осадконакоплении и прогрессивном метаморфизме кварцитов и карбонатных пород количество рудогенных элементов в них является минимальным. Исключение составляет лишь марганец, который накапливается в мраморах в виде изоморфной примеси в карбонатах в количестве $14 \cdot 10^{-2}$. В целом же в породах второй половины цикла рудогенные металлы существенных концентраций не образуют.

Форма фиксации рудогенных элементов при этом в породах различна. В большинстве случаев, согласно коэффициентам вариаций

Таблица 1

Средние содержания рудогенных элементов в главных типах пород северокриворожского комплекса (вес.%)

Номер группы	Порода	Возрастной индекс	Элемент										
			Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Ga	Ba
I	Гнейсы биотитовые	K_3	2,4	3,0	I,3	0,I0	3,5	5,5	I,4	5,0	7,2	I,9	2,2
2	Гнейсы графит-биотитовые	K_3	2,7	3,4	I,2	0,I2	5,5	7,0	I,5	6,0	4,0	2,I	3,I
3	Гнейсы гранат-графит-биотитовые	K_3	2,5	3,5	I,5	0,II	5,3	6,0	I,7	4,5	4,6	2,2	I,7
4	Мраморы	K_3	I4,0	2,4	0,7	0,03	0,8	3,0	0,5	-	-	-	-
5	Кварциты белые слюдистые	K_3	2,2	I,3	0,4	0,0I	0,6	2,0	2,0	-	0,8	-	-
6	Гнейсы биотитовые	K_2	I,6	2,9	I,6	0,II	3,0	7,2	I,8	7,0	3,9	2,4	2,9
7	Гнейсы гранат-биотитовые	K_2	3,7	4,3	I,4	0,I2	5,0	7,3	I,4	6,5	4,0	2,3	I,8
8	Кварциты силикатно-магнетитовые	K_2	4,6	I,2	-	0,04	-	47,0	I,3	-	2,2	-	-
9	Гнейсы силлиманит-биотитовые	K_1	I,3	I,6	I,0	0,I6	6,0	7,I	I,8	4,0	4,2	2,6	0,7
I0	Гнейсы биотит-роговообманковые	M	8,I	5,2	2,9	0,09	9,0	4,7	5,0	-	6,6	2,I	I,2
II	Амфиболиты	M	7,6	5,0	3,I	0,20	II,0	3,7	3,3	-	5,0	2,0	I,6
I2	Кварциты слюдяные и полевошпатслюдяные	M	4,0	I,4	0,5	0,03	2,9	2,3	I,7	-	0,3	I,I	-

Примечание. *Ni, Co, V, Cr, Zn, Ga* приведены в значениях $10^{-3}\%$; *Mn* и *Ba* – $10^{-2}\%$; *Pb* – $10^{-4}\%$.

(табл.2), рудогенные элементы находятся в породах в рассеянном состоянии. Это позволяет предполагать, что основной формой фиксации их является безминеральная (Радионов, 1961): рудогенные элементы в виде изоморфных или неструктурных примесей входят в кристаллическую решетку пироксенов, амфиболов, биотитов, граната и магнетита. Иногда металлы фиксируются в минеральной форме. Наиболее показательным в данном случае является железо, участвующее в формировании железорудных месторождений метаморфогенного генезиса.

Таким образом, изложенное позволяет сделать следующие выводы о влиянии процессов метаморфизма на распределение рудогенных элементов в породах северо-криворожского комплекса.

1. Процессы регионального метаморфизма, проявившиеся в породах северокриворожского комплекса вплоть до гранулитовой фации, не приводили в целом к перераспределению первичного плана содержаний рудогенных элементов, накопление которых определяется в эффузивно-осадочном субстрате закономерностями, свойственными "идеальному профилю" нормального осадочного цикла (Вербицкий, 1968; Каляев, 1965). Рудогенные элементы вследствие этого находятся в породах, как правило, в рассеянном состоянии и в виде неструктурных или изоморфных примесей входят в кристаллическую решетку породообразующих минералов. Их концентрации при этом отвечают безрудному или стерильному типу минерализации (Гинзбург, 1957).

2. Под воздействием факторов метаморфизма часть рудогенных элементов (*Mn*, *V*, *Cr*, *Cu*, *Zn*), накопившаяся в эффузивно-осадочном субстрате, приобретает способность к миграции в метаморфогенных растворах, перераспределению и последующей локализации в отдельных породах. Благодаря этому в них возникают обогащенный и рассеянный типы минерализации (Гинзбург, 1957). Так, в мраморах $К_3$ марганец обнаруживает обогащенный тип минерализации ($\tilde{x}=14\cdot10^{-2}$). В породах метабазитовой серии ($\tilde{x}=7,6\div8,1\cdot10^{-2}$), а также в силикатно-магнетитовых кварцитах и гранат-биотитовых гнейсах $К_2$ ($\tilde{x}=3,7\div4,6\cdot10^{-2}$) концентрациям марганца отвечает рассеянный тип минерализации. В биотитовых гнейсах $К_3$ цинк обнаруживает рассеянный тип минерализации ($\tilde{x}=7,2\cdot10^{-3}$). Наряду с перечисленными заслуживают внимания породы, в которых металлы, согласно коэффициентам вариаций, фиксируются в минеральной форме, вероятно, в минералах-концентраторах. К таким породам относятся, в частности,

Коэффициенты вариаций рудогенных элементов в главных типах пород северокриворожского комплекса (%)

Номер группы	Порода	Возрастной индекс	Элемент										
			Mn	*Ni*	*Co*	*Ti*	*V*	*Cr*	*Cu*	*Pb*	*Zn*	*Ga*	*Ba*
I	Гнейсы биотитовые	K_3	9,I	I2,9	8,4	6,9	I4,5	II,3	I0,6	2I,6	7,3	5,7	9,2
2	Гнейсы графит-биотитовые	K_3	I0,4	II,4	I0,0	7,2	8,6	I0,3	I7,8	26,2	I6,I	8,I	I2,6
3	Гнейсы гранат-графит-биотитовые	K_3	I0,6	I3,8	I4,I	4,4	8,0	I4,I	I3,4	22,4	I8,4	II,5	I2,3
4	Мраморы	K_3	I0,5	22,7	35,2	II,5	38,9	5,2	20,8	-	-	-	-
5	Кварциты белые слюдистые	K_3	8,9	I8,5	24,7	22,5	44,3	2I,9	I6,3	-	49,7	-	-
6	Гнейсы биотитовые	K_2	22,I	22,5	I5,2	5,6	I9,6	I3,9	25,6	28,4	I3,4	5,8	I7,0
7	Гнейсы гранат-биотитовые	K_2	I4,2	I4,4	I2,5	I4,9	I9,4	I3,9	I5,3	6,7	I5,7	8,I	24,8
8	Кварциты силикатно-магнетитовые	K_2	8,7	2I,7	-	I9,4	-	28,8	I3,2	-	25,I	-	-
9	Гнейсы силлиманит-биотитовые	K_I	2I,2	25,7	I6,4	I0,6	I5,8	8,0	23,I	34,3	6,9	6,I	I7,I
I0	Гнейсы биотит-роговообманковые	М	I8,I	I0,6	I0,5	I7,7	I6,9	24,2	I7,I	-	I5,6	8,8	I2,5
II	Амфиболиты	М	7,7	I8,I	8,4	5,5	9,8	I8,8	I6,5	-	20,7	6,I	I2,7
I2	Кварциты слюдяные и полевошпатслюдяные	М	5,0	I2,9	I5,8	I0,4	27,8	8,8	I6,3	-	20,0	I0,6	-

силикатно-магнетитовые кварциты $К_2$, в магнетите которых, очевидно, присутствует ванадий, а в хромитах - хром; безрудные кварциты $К_3$, в хромитах которых проявлен хром; мраморы $К_3$ и биотитовые разности гнейсов $К_1$ и $К_3$, в сульфидах которых накапливалась медь.

Таким образом, все эти породы можно рассматривать как потенциально рудоносные на *Mn*, *Zn*, *V*, *Cr*, *Cu* и относить к перспективным на обнаружение в них рудопроявлений метаморфогенного генезиса.

Литература

Белевцев Я.Н. - Изв. АН СССР, с.геол., 1965, 11, 21.

Белевцев Я.Н. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, т.2. "Наука", М., 1967, стр.67.

Вербицкий В.Н. - Геохимия, 1968, 3, 369.

Вербицький В.Н. - ДАН УРСР, 1968, 2, 7.

Гинзбург И.И. Опыт разработки теоретических основ геохимических поисков руд цветных и редких металлов. - Госгеолтехиздат, М., 1957.

Горлицкий Б.А., Олексенко С.П. - В кн.: IУ конференц. молод. геол. Украины. "Наукова думка", К., 1966, стр.37.

Доброхотов М.Н. - Геол. журнал АН УССР, 1964, 24, 85.

Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. "Наукова думка", К., 1965.

Плаксенко Н.А. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, в.2. "Наука", М., 1967, стр. 166.

Родионов Д.А. - ДАН СССР, 1961, 143, 3.

Н.П.Гречишников, В.А.Зинченко, О.А.Крамар

СТРУКТУРНЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО ВОЗРАСТА (на примере двух месторождений)

Первое месторождение расположено в сложно построенной зоне разломов, простирающейся в субмеридиональном направлении в гнейсово-мигматитовой толще. Зона разломов представлена четко прослеживающимся основным разломом и оперяющими его зонами дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания, примыкающими к разлому с запада. Западнее и восточнее основного разлома установлены менее мощные и менее четко выраженные параллельные разломы. Основной разлом по простиранию образует изгибы различного порядка.

Толща гнейсов и мигматитов в восточной части месторождения имеет почти субмеридиональное простирание по азимуту 320 - 360° и падение под углами 65 - 80° на восток, в западной части простирание пород преимущественно северо-западное под углами 45 - 70° на восток. Эти различия позволяют сделать предположение о том, что гнейсы и мигматиты в пределах месторождения собраны в синклинальную складку, опрокинутую к западу и замыкающуюся на юге. Крылья этой структуры осложнены флексурами, в пределах которых нередко наблюдаются мелкие складки более высокого порядка.

Участок месторождения сложен гнейсами, гранитами, мигматитами и пегматитами. Среди гнейсов выделяются биотито-плагиоклазовые и кордиерито-биотито-плагиоклазовые разности.

Биотито-плагиоклазовые гнейсы, пользующиеся наибольшим распространением, обычно характеризуются сланцеватой текстурой, обусловленной субпараллельным расположением пластинок биотита. Иногда наблюдается слабая полосчатая текстура, выраженная чере-

дованием полос, обогащенных биотитом, и осветленных прослоев кварцево-плагиоклазового состава. Структура этих пород обычно мелкозернистая, лепидогранобластовая.

Граниты представлены среднезернистыми и крупнозернистыми разностями и характеризуются трахитоидными текстурами. Структура их неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, лепидогранобластовая, лепидобластовая.

Среди мигматитов установлены послойные, теневые и пегматитовые типы. Наиболее распространенными являются послойные мигматиты.

Пегматиты встречаются в основном в виде жил и характеризуются крупно- и гигантозернистыми порфиробластическими структурами.

Гранитоидные породы и гнейсы вдоль основного разлома подвержены диафторезу с замещением биотита, а местами и полевых шпатов вмещающих пород, хлоритом и эпидотом. Наиболее интенсивно эпидотизации и хлоритизации подвергаются милонитизированные и катаклазированные породы. В отдельных участках зоны разломов получили развитие процессы натрового и карбонатного метасоматоза.

В процессе натрового метасоматоза образуются альбититы: среднезернистые и крупнозернистые - по гранитоидным породам и мелкозернистые - по гнейсам. Биотит и другие темноцветные минералы в гнейсах и гранитоидных породах замещаются рибекитом, родуситом, эгирином, а светлоокрашенные минералы - альбитом.

Карбонатный метасоматоз развивался по более узким зонам в пределах участков проявления натрового метасоматоза.

Метасоматиты, развивающиеся по исходным породам, почти сохраняют их структурно-текстурные особенности, что позволяет выделять апогранитовые, апогнейсовые, апопегматитовые и апомигматитовые разности альбититов, а также продукты неполного метасоматического замещения - десилицированные сиенитоподобные и эпидот-хлорит-альбитовые и хлорит-альбитовые породы.

Тектонические подвижки и деформации пород происходили неоднократно в течение длительного промежутка времени. Деформациям подвергались и метасоматически измененные породы, в которых наиболее интенсивно тектонические подвижки проявлялись по оперяющим дизъюнктивным нарушениям северо-западного простирания.

Слагая лежачий бок Основного разлома, породы месторождения почти нацело состоят из слабо или интенсивно катаклазированных разностей. Зоны катаклаза пространственно приурочены к разрывным

нарушениям, а также к мелким складкам и флексурным изгибам пород.

В зависимости от степеней тектонической переработки породы характеризуются различными катакластическими и милонитовыми структурами. Расчленяя породы по степени тектонической переработки, можно выделить следующий ряд тектонитов: катаклазиты со структурой начальной стадии катаклаза, а также с цементной и порфирокластической структурами; милониты с грубомилонитовой, тонкомилонитовой и ультрамилонитовой структурами. По текстурным признакам различаются слоистые, очковые и линзовидные милониты. Особое место среди тектонитов занимают брекчии, какириты и тектонически рассланцованные породы. Среди брекчий можно выделить полимиктовые и моногенные разности. Моногенные брекчии развиваются преимущественно по гнейсам. Полимиктовые брекчии состоят из обломков двух или нескольких различных пород - альбититов и гнейсов, гранитов и альбититов и др. Нередко обломки представлены милонитами. Размеры обломков варьируют от 0,2 - 0,5 до 8 - 10 см в длину при ширине 0,1 - 2 см. Мелкообломочные брекчии и цемент грубообломочных брекчий под микроскопом обнаруживают различные катакластические структуры.

Какириты развиваются преимущественно по гранитам и апогранитовым метасоматитам и представляют собой породы, разбитые густой сетью тонких беспорядочно расположенных трещин, выполненных гидроокислами железа, карбонатом, хлоритом и другими минералами.

Тектонически рассланцованные породы имеют узловато-слоистое и очково-слоистое сложение, а под микроскопом обнаруживают катакластические структуры с субпараллельным чередованием полос, отличающихся различной степенью дробления. Эти породы слагают отдельные слабо проявившиеся мелкие дизъюнктивы, а иногда зоны вблизи разрывных нарушений и являются переходными разностями тектонитов от катаклазитов к милонитам.

На месторождении получили развитие и сложные тектониты, образовавшиеся в результате неоднократного подновления тектонических зон и представленные брекчированными и катаклазированными бластомилонитами, а местами сильно будинированными брекчиями, образовавшимися по бластомилонитам. Эти будинированные породы разбиты трещинами скалывания с глинками трения и мелкими трещинами.

Урановое оруденение в пределах месторождения локализуется

в крупно-, средне- и мелкозернистых альбититах. Руды имеют прожилково-вкрапленный характер. Урановая минерализация представлена силикатами, титанатами и окислами урана.

Наблюдается тесная связь урановой минерализации с новообразованными при метасоматозе темноцветными минералами (эгирин, щелочные амфиболы и др.). Последние в альбититах развиваются в межзерновых пространствах, представляющих собой зонки катаклаза, и образуют прожилки, скопления и лапчатые радиально-лучистые агрегаты. Урановая минерализация в темноцветных минералах либо распределяется по сети трещинок либо замещает отдельные участки минеральных агрегатов.

Главной рудоконтролирующей структурой месторождения является сопряжение основной субмеридиональной зоны разлома с оперяющими зонами дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания, возникшими в участке искривления основной зоны разлома. Размещение отдельных рудных тел определялось участками сопряжения основных и оперяющих трещин, пересечения трещин различных направлений, приоткрывания дизъюнктивных нарушений в местах их искривления и др. Все эти участки и особенно блоки пород, заключенные между дизъюнктивными нарушениями, характеризуются развитием мелкой трещиноватости, катаклаза и милонитизации пород.

Значительную роль в размещении рудных залежей играли и складчатые структуры. На месторождении установлены структуры типа флексур и мелких складок. Их формирование сопровождалось мелкой трещиноватостью, которая могла приоткрываться при последующем проявлении тектонических подвижек по крупным дизъюнктивным нарушениям.

Форма и размеры рудных тел обусловливались сочетанием крупных дизъюнктивных нарушений, мелкой трещиноватости и катаклаза пород, а также складчатости. Рудные тела, приуроченные к участкам приоткрывания дизъюнктивных нарушений и блокам пород, заключенных между сближенными параллельными зонами, имеют вытянутую дискообразную форму. Залежи, приуроченные к участкам пересечения трещин и прилегающим к ним блокам катаклазированных пород, обладают более изометричной столбообразной формой.

Характер изменения формы и размеров рудных залежей с глубиной также в основном определяется этими же структурными факторами. По падению дизъюнктивные нарушения северо-западного простирания постепенно затухают и выклиниваются. Одновременно с глу-

биной сокращаются площади метасоматически измененных, катаклазированных и милонитизированных пород, сопровождающих дизъюнктивные нарушения. Такое изменение структуры месторождения с глубиной приводит к постепенному уменьшению мощности рудных тел и их выклиниванию.

Пострудные тектонические нарушения на месторождении получили слабое развитие; значительных перемещений рудных тел по ним не наблюдается.

Процесс метасоматического изменения пород и образование урановых руд месторождения несколько разорваны во времени и отделены друг от друга возобновлением тектонических подвижек.

Вмещающими породами при образовании метасоматитов были гранитоидные породы и гнейсы, а при образовании рудных залежей ими стали метасоматиты с останцами исходных пород. Отмечено преимущественное развитие метасоматитов по гранитоидным породам. Гнейсы метасоматически изменены лишь в узких зонах, непосредственно примыкающих к дизъюнктивным нарушениям и зонам дробления. Такое различное отношение гранитоидных пород и гнейсов к процессам метасоматической переработки определяется в основном их физическими и механическими свойствами. Гранитоидные породы, обладая незначительной механической анизотропией и более высокой хрупкостью по сравнению с гнейсами, легче подвергаются различным разрывным деформациям. Это ведет к формированию трещинных структур, благоприятных для просачивания растворов и образования метасоматитов. Гнейсы, как более анизотропные и пластичные породы в значительно меньшей степени благоприятны для проявления разрывных деформаций и просачивания растворов. Состав пород и химические свойства при образовании метасоматитов играли, по-видимому, значительно меньшую роль. Так, при интенсивной тектонической переработке альбититы образуются по гранитоидным породам и по гнейсам, различаясь между собой лишь по крупности зерен альбита и количеству темноцветных минералов.

При образовании урановых руд месторождения очень большую роль играли физико-механические и химические свойства вмещающих их альбититов.

Преимущественная приуроченность рудной минерализации к альбититам может быть объяснена тем, что они по сравнению с исходными породами обладают повышенной проницаемостью и пористостью. Есть основания полагать, что при метасоматическом преобразовании

пород повышалась и их хрупкость, что способствовало более интенсивному проявлению мелкой трещиноватости и катаклаза в зонах альбитизированных пород.

Тесная приуроченность урановой минерализации в альбититах к новообразованным при метасоматозе эгирину, щелочным амфиболам, хлориту и другим темноцветным минералам дает основание утверждать, что в процессе отложения урановой минерализации большую роль играли химические свойства пород.

Тесная ассоциация урановой минерализации с карбонатами позволяет предполагать, что перенос урана осуществлялся в виде уранил-карбонатных комплексов. Последние в приповерхностной зоне разлома при уменьшении температуры и давления в растворах разрушались в связи с дегазацией растворов при трещинообразовании (выделение CO_2) и обменными реакциями с вмещающими породами.

Шестивалентный уран уранил-карбонатных комплексов при взаимодействии с темноцветными минералами, содержащими двухвалентное железо и другие восстановители, восстанавливался до четырехвалентного. Об этом косвенно может свидетельствовать увеличение в рудных альбититах Fe_2O_3 и уменьшение FeO.

Освобождающийся четырехвалентный уран вступал в реакции с находящимися в растворе компонентами, образуя труднорастворимые силикаты, титанаты и окислы урана.

Второе месторождение также приурочено к мощной зоне разломов, представленной серией разрозненных милонитизированных участков, линейно вытянутых в меридиональном направлении.

Вмещающими породами являются мигматиты и мелко- и среднезернистые граниты с останцами метаморфических пород, представленных полосчатыми амфиболо-магнетитовыми кварцитами, разнообразными сланцами, амфиболитами и гнейсами.

Метаморфические породы имеют субмеридиональное простирание и крутое западное падение под углами 75 - 85°.

Можно предположить, что участок месторождения представляет собой корни сжатой синклинальной складки. О синклинальном строении участка месторождения может свидетельствовать различное падение крыльев складки с образованием замка на южном фланге месторождения. На участке месторождения распространены мелкие остроугольные изоклинальные складки.

Вмещающие породы месторождения в отдельных участках метасоматически изменены. Из метасоматических образований встречены квар-

цевые породы, эпидозиты, скарноподобные и роговообманковые породы.

Кварцевые породы в пределах месторождения размещаются в виде полос и участков неправильной формы. Они образовались в результате метасоматического замещения силикатно-магнетитовых кварцитов, сланцев и частично мигматитов. При этом происходил вынос железа, щелочей и других компонентов и привнос кремнезема.

Эпидозиты, скарноподобные и роговообманковые породы встречены в виде отдельных небольших тел среди пачек железистых роговиков и сланцев.

Главной рудоконтролирующей структурой месторождения является сопряжение основной субмеридиональной зоны разлома, представленной широкой полосой развития милонитов с оперяющими ее под острыми углами дизъюнктивными нарушениями типа трещин скалывания. Между сближенными трещинами скалывания развивается сеть криволинейных оперяющих трещин, которые образуют зоны дробления, разлинзования и катаклаза пород.

В отличие от первого месторождения рудные тела здесь представлены жилами, приуроченными к оперяющим дизъюнктивным нарушениям. Урановая минерализация, представленная окислами урана в тесной ассоциации с сульфидами железа, меди др., залечивает многочисленные трещинки скалывания, цементирует брекчированные участки, образует ветвистые прожилковые выделения. Вкрапленная урановая минерализация имеет резко подчиненное значение. Она обычно наблюдается вблизи жильных выделений и получает развитие на участках, обогащенных биотитом в виде зерен размером до тысячных долей миллиметра.

В зависимости от преобладающего рудного компонента выделяются урановые, медные и медно-урановые руды.

Рудные жилы приурочены к участкам дизъюнктивных нарушений, где они пересекают останцы метаморфических пород. Преимущественно урановое оруденение локализуется в окварцованных и частично карбонатизированных биотитовых сланцах и амфиболо-магнетитовых кварцитах. Приуроченность урановой минерализации к окварцованным сланцам и окварцованным железистым кварцитам, по-видимому, обусловлены тем, что они вследствие окварцевания становились более хрупкими и более благоприятными для образования трещиноватости, которая использовалась рудными растворами в качестве полостей для отложения рудного вещества. Биотитовые и другие сланцы и

амфиболо-магнетитовые кварциты обладали и более благоприятными по сравнению с мигматитами химическими свойствами, в частности наличием минералов осадителей урана, содержащих повышенные количества двухвалентного железа. По-видимому, химические свойства пород на этом месторождении играли меньшую роль по сравнению с первым месторождением, что выразилось в отложении рудного вещества в виде жил, заполняющих зияющие трещины.

Выводы

I. По классификации Я.Н.Белевцева (I966)[x], оба месторождения можно отнести к группе ультраметаморфических, при образовании которых происходит подъем рудных растворов из глубинных зон ультраметаморфизма и отложение рудного вещества в приповерхностных участках развития консолидированных хрупких пород. По зонам разломов вначале происходил подъем метаморфических растворов, обусловивших широкое развитие метасоматически измененных пород. После образования метасоматических пород происходило возобновление тектонических подвижек по тем же долгоживущим зонам дизъюнктивных нарушений, дробление и брекчирование метасоматитов, что способствовало подъему рудных растворов и образованию рудных тел.

Генетическая связь охарактеризованных месторождений с магматическими породами не отмечается.

2. Основные факторы локализации уранового оруденения:

а) наличие крупных зон разломов с оперяющими дизъюнктивными нарушениями, которые послужили путями движения растворов и рудоконтролирующими структурами;

б) благоприятные физико-механические и химические свойства вмещающих пород, способствовавшие образованию повышенной трещиноватости и пористости и отложению рудного вещества из растворов при оптимальных значениях pH, *Eh* температуры, давления и других факторов.

---

[x]/См. Белевцев Я.Н. и др. Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. "Наукова думка". К., I966.

Г.В.Тохтуев

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СЖАТИЯ В ОБРАЗОВАНИИ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД УКРАИНСКОГО ЩИТА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Железистые пласты, слагающие среднюю свиту Криворожской железорудной серии, характерны непостоянной изменчивой мощностью. Детальное изучение этих изменений показало, что они характеризуются определенными закономерностями в чередовании минимальных и максимальных значений мощности. Обычно длина участков с максимальной мощностью превышает мощность в 2 - 4 раза (иногда более). Чередующиеся с ними участки пониженной мощности отличаются меньшей относительной длиной - от 0,5 до 2 параметров мощности, редко более. Мощность в этих последних участках меньше максимальной на 20 - 50%. Подобные пережимы связаны четкими закономерностями с крупными складчатыми структурами, вытягиваясь на крыльях последних перпендикулярно либо диагонально шарнирам складок, что указывает на тектоническое происхождение этих структур и позволяет относить их к типу структур будинаж.

Будинаж железистых роговиков и джеспилитов докембрия характерен тем, что в процессе его образования деформируются (выклиниваются и исчезают) одни лишь кварцевые элементарные слойки, а чередующиеся с ними рудные слойки остаются непрерывными и сохраняют постоянной свою мощность. Следовательно, если будинирует сложный многослой, пачка, или целиком весь железистый пласт, то в межбудинных пережимах кварцевые слои исчезают, а рудные - сближаются. Это приводит, во-первых, к уменьшению мощности в 1,5 - 2 раза, во-вторых, - к относительному обогащению рудным веществом образовавшегося пережима. Таким образом, если будинированию подвергся весь железистый пласт или его значительная часть, то в межбудинном пережиме возникает залежь богатых железистых руд.

Характер обратной зависимости между мощностью железистого пласта и интенсивностью оруденения детально изучался нами на рудниках Саксаганского района Кривого Рога. Исследования позволили установить весьма сложный характер этой зависимости, обусловленный наложением других факторов, в частности первично-фациальной изменчивости мощности и ранне-тектонической изменчивости, связанной с первой стадией складкообразования. Оба эти типа из-

менчивости являются дорудными и с оруденением обычно не связаны; они нарушают четкость закономерности размещения оруденения в зонах пережимов железистых пластов. Однако тенденция приуроченности оруденения к зонам минимальной мощности пластов почти повсюду прослеживается. На рис.I приводится несколько кривых, дающих представление о характере этой зависимости.

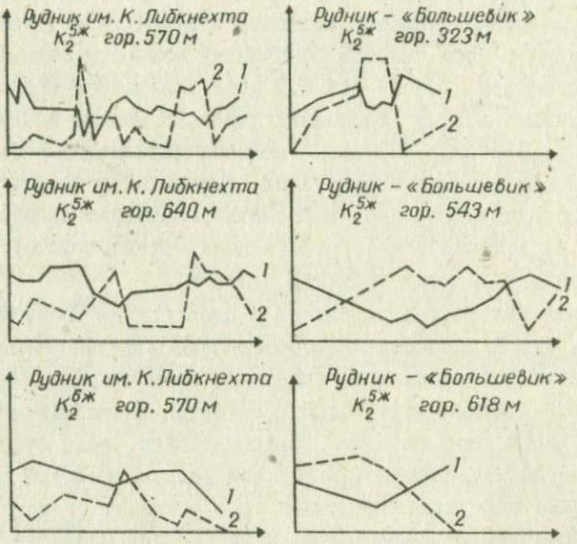


Рис.I. Зависимость между мощностью железистых пластов и интенсивностью оруденения на рудниках Кривого Рога:
I – мощность пласта; 2 – коэффициент оруденения.

Межбудинные залежи широко распространены в Криворожском бассейне, Кременчугском и Белозерском железорудных районах, они изучались и описывались автором (1967).

Одной из наиболее сложных и неясных сторон проблемы образования будинажа в породах железистых формаций докембрия является вопрос о механизме удаления кварца из межбудинных пережимов.

Наблюдения показывают, что можно говорить о двух реальных способах удаления кварца при формировании структур будинаж:

I) пластическое течение - выжимание, выдавливание кварца в участки более низкого давления;

2) растворение кварца (становящегося неустойчивым в зонах высокого давления) и вынос кремнезема циркулирующими в породе растворами.

Рассмотрим фактические данные, свидетельствующие о роли в удалении кварца того и другого процесса.

I. Пластическое течение. Опыты Бриджмена (1947) показали, что одно гидростатическое давление, даже очень высокое (свыше 25 кбар) не может вызвать пластических деформаций кварца.

Экспериментальные исследования Делицина и Розанова (1959) позволили установить, что пластические деформации при сжатии кварцитов проявляются лишь при совокупности следующих факторов: гидростатического давления 6800 кГ/см^2, температуре до 200^{0}С, ориентированного давления 1600 кГ/см^2 и наличия растворов (в опыте применялся концентрированный раствор соды). При отсутствии любого из этих факторов пластическая деформация не проявлялась.

Детальное изучение морфологии и кинематики будинажа в железистых формациях позволяет считать, что пластические деформации кварца, вероятно, проявлялись в процессе формирования структур. Об этом свидетельствует нередко наблюдающийся в сланцах железистой формации и в самих железистых роговиках и джеспилитах будинаж кварцевых слоев, представленный гирляндами будин, соединенных шейками. Этот кинематический тип будинажа возникает в результате неравномерного пластического растяжения, когда компонентный слой обладал значительной пластичностью и деформировался в основном пластически. (Однако для кварцевых будин в данном случае возможно и другое объяснение с привлечением растворения, о чем будет сказано ниже.)

Кроме того, несомненное пластическое течение кварца происходит при формировании будин линзового и овального сечения из первично угловатых будин. При этом в сложнослоистых жестких слоях происходило пластическое растяжение внешних элементарных слоев с загибом во внутрь (рис.2). Как видно, пластические деформации хотя и часто проявлялись, но по величине были незначительны. Поэтому вряд ли можно говорить о пластическом выдавливании больших масс кварца из зон пережимов.

О незначительной роли пластических деформаций в образовании структур будинаж железистых формаций свидетельствует также от-

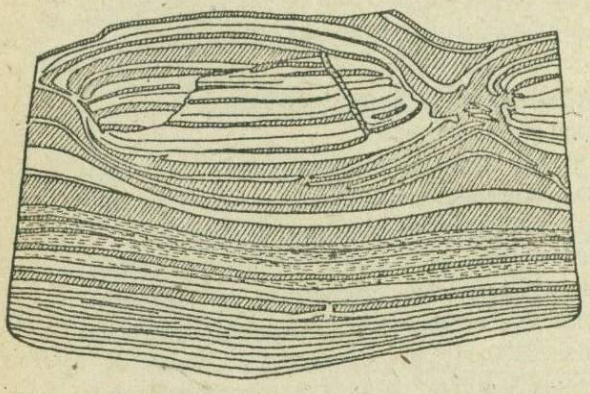


Рис.2.Пластическое растяжение внешних элементарных слоев первично-угловатых будин с загибом во внутрь (железистые роговики, Кривой Рог).

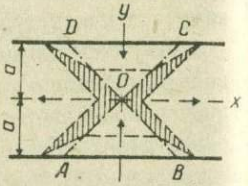


Рис.3.Образование шейки в растянутом образце (плоское течение) по В.Прагеру (1962).

сутствие заметного увеличения мощности кварцевых слоев за пределами пережимов, которого следовало бы ожидать в случае выжимания кварца в стороны от межбудинных участков. Наоборот, почти повсюду можно наблюдать, что мощность кварцевых будин не меняется на протяжении будины. Это подтверждают также и реологические исследования Прагера (1962). Рассматривая вопрос об образовании шейки при растяжении слоя, он приводит пример возможного плоского пластического течения. На рис.3 линии AC и BD представляют собой линии разрыва, они разделяют образец на четыре части, которые движутся как твердые тела в направлении, указанном стрелками. При этом пластическую деформацию испытывают только частицы, расположенные в заштрихованных зонах, остальные частицы образца деформируются как твердые тела.

2. Растворение кварца и удаление SiO_2 циркулирующими в породах растворами. Оценка возможной роли в удалении кварца из межбудинных пережимов может быть сделана лишь косвенным путем с привлечением фактических данных о содержании SiO_2 в подземных термальных и холодных водах и о растворимости кварца.

Содержание кремнезема в подземных водах нередко является до-

вольно высоким даже без участия температурного фактора, с некоторыми отклонениями pH от нейтральной среды. Например, в шахте "Большевик" Криворожского бассейна встречены подземные воды, содержащие 406,2 мг/л кремнезема при pH=4,8. В сводной работе Богомолова и др. (1967) приводится много интересных данных о содержании кремнезема в различных подземных водах. Например, в рассолах Припятской и Днепровско-Донецкой впадин, Ангаро-Ленского бассейна на глубинах 1000 - 3000 м содержание кремнезема достигает 505 - 1745 мг/л при температуре воды 13 - 19°С. Слабо минерализованные подземные воды также нередко отличаются высоким содержанием кремнезема. Примером могут служить воды с.Валены Вулканештского района (Причерноморская впадина) содержащие 452 мг/л кремнезема при высоком pH=8,5; совершенно исключительный по составу растворимого остатка источник в Калифорнии Aqwa de New содержит 5,2 г/л кремнезема при очень высоком pH=11,6.

Содержание кремнезема в термальных водах, распространенных в областях проявления вулканизма, характерно значительными колебаниями, но максимальные содержания довольно близки. В очень кислых водах Камчатки и Курильских островов (pH=2,4) кремнезема содержится до 455 мг/л. Гейзерные ключи Камчатки содержат кремнезема 400 мг/л при pH=7,6 и температуре 100°С. В Новой Зеландии, район Вайракей, хлоридно-кремнисто-борные воды с температурой 250°С содержат 500 мг/л кремнезема; в Исландии известны термальные подземные воды с содержанием SiO_2 = 508 мг/л. В источниках Йеллоутунского парка максимальное содержание SiO_2 достигает 687 мг/л.

В последнее время интересные исследования о влиянии сжатия на растворимость кварца в воде при повышенных температурах и давлениях были выполнены Сыромятниковым и Румянцевой (1969)[x]. Они установили, что при гидростатическом давлении 4000 кГ/см^2 и боковом давлении 1000 кГ/см^2 растворимость кварца резко увеличивается, достигая 1,3 г/100 г H_2O. Растворение происходит вблизи торцевых частей испытывавшихся призматических образцов. Предварительные опыты с использованием растворов углекислого натрия показали отчетливое растворение и утонение призм вблизи торцов. Хотя последние опыты еще не завершены, несомненно еще большее

---

x/ См.также статью в наст.сборнике.

повышение растворимости кварца в растворах углекислого натрия. Проведенные Сыромятниковым и Румянцевой эксперименты - наиболее убедительное доказательство того, что в зонах интенсивного сжатия кварц становится весьма неустойчивым, растворяется и выносится из этих зон.

Таким образом, как геологические, так и экспериментальные данные дают основание полагать, что формирование богатых железных руд в пережимах железистых пластов докембрия происходило в заключительном этапе складкообразования при образовании структур будинаж. Основной фактор этого процесса - дифференцированное тектоническое сжатие, сосредоточенное в участках, интервалы между которыми превышают мощность пласта в 2 - 5 и более раз. Возникшее в этих зонах высокое давление вызывало резкое повышение растворимости кварцевой составляющей железистых роговиков и приводило к удалению кремнезема из участков сжатия (межбудинных пережимов) метаморфическими растворами, щелочной характер которых еще более способствовал растворению и удалению кварца.

Кроме относительного обогащения железом участков сосредоточения высоких давлений и формирования в них рудных тел, геологические наблюдения позволяют говорить о привносе железа в межбудинные пережимы, т.е. абсолютном обогащении межбудинных залежей. Миграция и отложение железа в этих условиях определялись пульсационной изменчивостью величины pH и химизма циркулировавших метаморфических растворов; давление при этом не играло заметной роли, так как в отличие от кварца оно не оказывает большого влияния на растворимость минералов железа.

Литература

Богомолов Г.В. и др. Кремнезем в холодных и термальных водах. "Наука", М., 1967.

Бриджмен П. Новейшие работы в области высоких давлений.- Успехи физ. наук, 1947, т.31, вып.1-3.

Делицин И.С., Розанов Ю.А. Экспериментальные данные по получению пластической деформации в кварците.- Изв. АН СССР, сер. геол. № 7, 1959.

Прагер В. Конечные пластические деформации. - В кн.: Реология, теория и приложение. Ил, М., 1962.

Сыромятников Ф.В. Румянцева Г.В. О влиянии механического напряжения на растворимость кварца в воде и

щелочных растворах. – В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Т о х т у е в Г.В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения. "Наукова думка", К., 1967.

Е.И.Паталаха, В.Г.Ли

ОБ ЭНЕРГИИ ПЛАСТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ И "ЭНЕРГОЕМКОСТИ" СКЛАДЧАТЫХ ФОРМ (к методике оценки)

Пластическое течение слоистых толщ составляет, как известно, существо складкообразовательных деформаций. По современным физическим представлениям, пластические свойства поликристаллических тел (горных пород) определяются структурными дефектами кристаллических решеток (вакансий, дислокаций, "лишние" атомы). Поэтому пластические складкообразовательные деформации горных пород в общем случае, очевидно, могут приравниваться к вязкому течению, при котором формоизменение достигается перегруппировкой вещества на атомном уровне (Магницкий, 1965). Скорость диссипации механической энергии в случае плоского (двухмерного) вязкого течения определяется по формуле

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{\eta}{2}(\dot{\gamma})^2, \qquad (1)$$

где η – вязкость горных пород; $\dot{\gamma}$ – скорость сдвиговой деформации. Усредненная по времени скорость сдвиговой деформации

$$\dot{\gamma} = \frac{\gamma}{t}, \qquad (2)$$

где γ – сдвиг; t – время деформации.

Диссипируемая за время деформации энергия

$$Q = \frac{dQ}{dt}t,$$

или с учетом (1) и (2)

$$Q = \frac{\eta\gamma^2}{2t}. \qquad (3)$$

Интересующие нас большие трехмерные тектонические деформации,

согласно теории Мора, с известными ограничениями (однородный и невращательный характер деформации) могут рассматриваться как совокупность трех плоских дейормаций, протекающих в трех взаимноперпендикулярных плоскостях главных осей деформации I, 2, 3. Максимальные сдвиги в каждой из плоскостей деформации определяются по формулам (Егер, I96I).

$$\left.\begin{aligned} \gamma_{1-3} &= \frac{(1+\varepsilon_1)^2-(1+\varepsilon_3)^2}{2(1+\varepsilon_1)(1+\varepsilon_3)}, \\ \gamma_{1-2} &= \frac{(1+\varepsilon_1)^2-(1+\varepsilon_2)^2}{2(1+\varepsilon_1)(1+\varepsilon_2)}, \\ \gamma_{2-3} &= \frac{(1+\varepsilon_2)^2-(1+\varepsilon_3)^2}{2(1+\varepsilon_2)(1+\varepsilon_3)}, \end{aligned}\right\} \qquad (4)$$

в которых выражения $(I+\varepsilon_1)^2$, $(I+\varepsilon_2)^2$, $(I+\varepsilon_3)^2$ – квадратичные удлинения, а $\varepsilon_1 > \varepsilon_2 > \varepsilon_3$ – относительные удлинения. Из формул (4) можно видеть, что деформации в каждой из трех плоскостей не зависят одна от другой; γ_{1-3} определяется только величиной ε_1 и ε_3, γ_{1-2} – только ε_1 и ε_2, γ_{2-3} – только ε_2 и ε_3. Следовательно, расход механической энергии на некоторую объемную пластическую деформацию Q_Σ в первом приближении может быть оценен как сумма диссипации энергии по трем плоскостям деформации I-3, I-2, 2-3; указанные слагаемые найдутся подстановкой каждой из формул (4) в формулу (3):

$$Q_\Sigma = Q_{1-3} + Q_{1-2} + Q_{2-3},$$

или

$$Q_\Sigma = \frac{\tau}{8t}\left\{\left[\frac{(1+\varepsilon_1)^2-(1+\varepsilon_3)^2}{(1+\varepsilon_1)(1+\varepsilon_3)}\right]^2+\left[\frac{(1+\varepsilon_1)^2-(1+\varepsilon_2)^2}{(1+\varepsilon_1)(1+\varepsilon_2)}\right]^2+\left[\frac{(1+\varepsilon_2)^2-(1+\varepsilon_3)^2}{(1+\varepsilon_2)(1+\varepsilon_3)}\right]^2\right\}. \qquad (5)$$

Возможный разогрев горных пород за счет деформации в предположении идеального теплонакопления

$$\Delta T = \frac{k Q_\Sigma}{c\rho},$$

или

$$\Delta T = \frac{k\tau}{8tc\rho}\left\{\left[\frac{(1+\varepsilon_1)^2-(1+\varepsilon_3)^2}{(1+\varepsilon_1)(1+\varepsilon_3)}\right]^2+\left[\frac{(1+\varepsilon_1)^2-(1+\varepsilon_2)^2}{(1+\varepsilon_1)(1+\varepsilon_2)}\right]^2+\left[\frac{(1+\varepsilon_2)^2+(1+\varepsilon_3)^2}{(1+\varepsilon_2)(1+\varepsilon_3)}\right]^2\right\}, \qquad (6)$$

где к – механический эквивалент тепла, равный $2{,}4 \cdot 10^{-8}$ кал/эрг; c, ρ – соответственно удельная теплоемкость и плотность горных пород. О вязкости толщ в складкообразовательных процессах нет прямых данных. Однако порядок ее приближенно может быть оценен по косвенным геологическим наблюдениям и экспериментальным данным (Гзовский, 1963). Время образования складок должно быть определено известными геологическими методами. Степень деформированности толщ, т.е. величина главных удлинений $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ (или, что то же, $\varepsilon_a, \varepsilon_b, \varepsilon_c$), оценивается методами, описанными в работе (Паталаха, 1967). В указанной работе автор исходит из представления о том, что, несмотря на обычный неоднородный характер деформированности складчатых толщ, все же их можно каждый раз подразделять на участки, деформированные более или менее однородно (статистически однородно, т.е. квазиоднородно), (Флинн, 1967, Гзовский, 1963) и выражать схематически степень их деформированности (величину деформации) так же, как в механике обозначают деформацию в точке – через тензор (полагая, что деформация невращательная, однородная). Разумеется, ортодоксальным механикам такой подход может показаться нереальным, так как речь идет о больших деформациях, охватывающих значительные объемы. Однако в тектонике пока иного выхода нет; чтобы понять сущность явлений, необходимо их схематизировать.

Рассмотрим пример. В осадочно-вулканогенной серии $Д_2$–$С_1$ зон динамометаморфизма Успенской зоны смятия размер деформации нередко характеризуется значениями: $\varepsilon_1 = +1{,}21$; $\varepsilon_2 = -0{,}1$; $\varepsilon_3 = -0{,}5$. Картируемая складчатая структура толщ возникла в основных чертах в саурскую фазу складчатости. Вычислим энергию, затраченную на деформирование, и максимально возможный термический эффект разогрева пород в предположении адиабатических условий теплонакопления. Время деформирования оценивается величиной порядка $2{,}4 \cdot 10^6$ лет = $7{,}2 \cdot 10^{13}$ сек. Принимая удельную теплоемкость и плотность горных пород верхних слоев коры в среднем порядка 0,24 кал/г град и 2,5 г/см^3 соответственно (Берч и др., 1949) и полагая вязкость толщ в период складкообразования и динамометаморфизма в среднем равной 10^{22} пуаз, по формулам (5) и (6) найдем: $Q_\Sigma = 0{,}4 \cdot 10^9$ эрг, $\Delta T = 1{,}6 \cdot 10^{-1}$ град. Сами по себе указанные значения Q_Σ и ΔT, очевидно, весьма незначительны. Однако следует учесть следующее.

I. Вязкость толщ нам по существу мало известна; изменение ее в ту или иную сторону повлечет за собой (линейное) изменение величин $Q_{\mathcal{E}}$ и ΔT.

2. Если величину деформации мы еще в состоянии оценить, то время деформации поддается учету гораздо труднее. Скорость деформации, принятая в нашем подсчете равномерной (постоянной) на самом деле далеко не является таковой. Тектонический складкообразовательный процесс в целом рисуется как пульсирующий прерывисто-непрерывный с замедлениями и ускорениями на различных этапах (Хаин, I950 и др.), оценить которое пока трудно. Особенно это касается малых структурных форм, для оценки времени образования которых, как правило, нет достаточных данных. Вместе с тем известно, что благодаря исключительной неравномерности протекания деформации малые структурные формы могут возникать в значительно более короткие промежутки времени, чем крупные структурные единицы типа синклинориев и антиклинориев, для которых в сущности только и возможна приближенная оценка длительности фаз складкообразования (Ситтер, I960.и др.). В самом общем случае, по-видимому, можно полагать: чем меньше масштаб малой структурной формы по сравнению с масштабом основной структуры, которую она осложняет, тем короче тот промежуток времени, за который она возникла. Иными словами, при мощности зоны динамометаморфизма порядка I0 м и ширине Успенской зоны смятия в целом I0 км время образования зоны динамометаморфизма составит $0{,}00I \cdot 2{,}4 \cdot I0^{I0} = 2 \cdot I0^{3}$ лет. Тогда энергетические параметры $Q_{\mathcal{E}} = 0{,}4 \cdot I0^{I2}$ эрг, $\Delta T = I{,}6 \cdot I0^{4}$ град.

Таким образом, в рассмотренном примере: I) при заданной величине и времени (скорости) деформации в рамках принятых допущений I $см^3$ горной породы диссипирует $0{,}4 \cdot I0^{I2}$ эрг механической энергии, причем относительный вклад каждой из трех плоскостей деформации I-3, I-2, 2-3 составляет 76, I8 и 6%; 2) в условиях адиабатической изолированности горных пород приращение температуры за счет деформаций, по-видимому, может достичь значительных величин.

Как вытекает из изложенного, складчатые и другие сопутствующие им структурные формы приобретают значение своеобразных тектонических "тензодатчиков" (Паталаха, I967), по которым отсчитывается размер происшедшей деформации. Поэтому менее напряженные (сжатые) складки при прочих равных условиях (время, масштаб) будут менее "энергоемкими", чем более напряженные складки. Сопря-

женные с деформационным разогревом пород процессы перекристаллизации в первом случае будут менее интенсивными, чем во втором. Те же процессы перекристаллизации в условиях формирования складок изгиба (резко неоднородное поле деформаций и скоростей течения пород) будут выраженными значительно резче вдоль локальных зон концентрации напряжений (замки складок, флексуры, зоны разрывов, области пережимов слоев). В условиях менее неоднородного динамометаморфического течения толщ процессы перекристаллизации должны развиваться более равномерно.

Литература

Берч Фр., Шерер Дж. и Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим конотантам. ИЛ, М., 1949.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч.Ш и IУ. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. "Недра", М., 1965.

Паталаха Е.И. Оценка степени деформированности складчатых толщ. - В кн.: Труды ИГН АН Каз.ССР, в.19, 1967.

Ситтер Л.У. Структурная геология. ИЛ, М., 1960.

Флинн Д. Деформация при метаморфизме. - В кн.: Природа метаморфизма. "Мир", М., 1967.

Хаин В.Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. - Изв.АН СССР, сер. геол., 1950, 6

Егер Дж. К. Упругость, пластичность, текучесть. Машгиз, М., 1961.

А.П.Никольский

ОТЛИЧИЯ МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОТ МЕТАМОРФОГЕННЫХ

В геологической литературе последних лет многие геологи отрицают генетическую связь гидротермальных месторождений с магматическими процессами. Образование указанного типа месторождений они объясняют развитием регионального метаморфизма. Например, Н.Г.Судовиков (1955, 1964) гидротермальные растворы, образовавшие рудные месторождения, считал метаморфогенными, отделившимися в процессе дегидратации геосинклинальных осадков при погружении их в зону амфиболитовой фации метаморфизма. Рудное вещество, по его мнению, при процессах ультраметаморфизма выщелачивалось, переносилось вместе с фронтом базификации в верхние горизонты земной коры и отлагалось в виде месторождений в толщах слабо метаморфизованных пород. Придерживаясь изложенной концепции, Н.Г.Судовиков считал работы по изучению магматических комплексов с целью познания генезиса гидротермальных месторождений бесплодными.

В.С.Домарев (1954, 1963, 1964, 1966, 1967) посвятил серию статей характеристике метаморфогенных месторождений, а также их отличию от гидротермальных месторождений. Он утверждает /1967/, что воды, освободившиеся из пород литосферы при региональном метаморфизме, переотлагали выщелоченные ими из вмещающих пород компоненты и были главными агентами постмагматических месторождений. В.С.Домарев считает, что большинство месторождений, которые считаются гидротермальными, образованы растворами метаморфического происхождения и являются метаморфогенными.

В остро полемической статье В.С.Домарев (1964) показал сла-

бую обоснованность признаков, которые Ф.И.Вольфсон считает свойственными гидротермальным месторождениям. В.С.Домарев считает, что в природе характерных специфических признаков, свойственных только гидротермальным месторождениям, вообще не существует, но при этом забывает, что отличия метаморфогенных месторождений от гидротермальных были им сформулированы /1954/.

А.И.Тугаринов /1963/ заявляет, что граниты являются "могилой металлогенных элементов". Захватывая последние, граниты в растворы их уже не отдавали. По мнению А.И.Тугаринова, источником металлов гидротермальных месторождений служили осадочные породы, откуда металлы выщелачивались растворами.

Рид (Read, 1954) связывает образование гидротермальных месторождений с гранитизацией. Он считает, что концентрация рудного вещества происходила за счет его выноса из вмещающих пород, подвергавшихся гранитизации, а также частично приносилось подкоровыми гранитизирующими растворами.

В работах названных авторов, а также во многих других подобных работах, здесь не упомянутых, характерна тенденция рассмотрения регионального метаморфизма в целом, без его расчленения на фазы и стадии, без увязки соотношений гидротермальных месторождений с последними и магматизмом. Изучение метаморфизма, ультраметаморфизма, а также пород интрузивно-ультраметаморфических комплексов верхнего архея юго-западной части Русской платформы показало их сложное, многофазное и многостадийное развитие. Схема развития этих процессов приведена в таблице. Образование интрузивно-ультраметаморфических пород[x] верхнего архея происходило в подвижной зоне, развитие которой при некоторых отличиях все же было очень похожим на развитие геосинклиналей фанерозоя[xx]. Более подробные сведения по затронутому вопросу и истории геологического развития юго-западной части Русской платформы в верхнем архее, генезисе ультраметаморфических пород можно найти в статьях автора (Никольский, 1956, 1959, 1964, 1967).

Для докембрия Украинского щита однозначно установлено наложение гидротермальных метасоматитов и связанных с ними руд на аплитовидные граниты и пегматиты, завершивших развитие верхнеар-

---

[x]/Этими породами здесь названы комплексы гранитоидов, имеющие метасоматическое и интрузивное происхождение.

[xx]/Фанерозой – это время после докембрия.

Схема развития метаморфизма, гра
метасоматитов и руд в докембрии
(стрелки в таблице отражают после

Развитие складчатости, обусловившей региональный метаморфизм до фации зеленых сланцев. Интрузии основной и ультраосновной магмы.

Динамотермальный метаморфизм,

Плавление и кристаллизация	Плавление диорито-гнейсов, кристаллизация с образованием диоритов и кварцевых диоритов	Плавление гранодиорито-гнейсов, кристаллизация с образованием гранодиоритов
Образование гранитоидных гнейсов	Образование диоритовых и кварцево-диоритовых гнейсов	Образование гранидиоритовых гнейсов
Образование мигматитов	Образование диоритовых и кварцеводиоритовых мигматитов	Образование мигматитов с инъекциями гранито-гнейсов адамеллитового и плагиогранитового состава Образование гранодиоритовых мигматитов
Гнейсификация	Региональное образование парагнейсов и амфиболитов (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма)	

Фазы и стадии ультраметаморфизма	I-я стадия	2-я стадия
	Развитие гнейсификации и I фазы гранити под влиянием выноса из базальтовой магм с натрием, кремнием, алюминием	

Развитие гранитизацион
температуры, с уменьше

нитизации, пегматитов, гидротермальных
юго-западной части Русской платформы
довательность и направление процессов)

многофазная гранитизация			Пневматолитогидротермальные процессы
Плавление гранито-гнейсов, кристаллизация с образованием адамеллитов и плагиогранитов	Плавление микроклиновых гранито-гнейсов, кристаллизация с образованием калиевых гранитов	Плавление аплитовидных гранито-гнейсов, кристаллизация с образованием аплитовидных гранитов	Образование гидротермальных метасоматитов и руд
Образование гранито-гнейсов адамеллитового и плагиогранитового состава	Образование микроклиновых гранито-гнейсов	Образование аплитовидных гранито-гнейсов	Образование пегматитов и пегматоидов
Образование мигматитов с инъекциями гранито-гнейсов адамеллитового и плагиогранитового составов	Образование мигматитов с инъекциями микроклиновых гранито-гнейсов		
		Образование мигматитов с инъекциями аплитовидных гранито-гнейсов	

3-я стадия		
зации , вероятно, мы водных флюидов	П фаза гранитизации с привносом калия флюидами кристаллизующейся адамеллитовой магмы	Ш фаза гранитизации с привносом щелочей флюидами кристаллизующейся магмы калиевых гранитов

ной дифференциации со снижением
нием изоморфизма в минералах

хейского тектоно-магматического цикла (или Криворожского геологического комплекса). Радиологическими определениями возраста аргоновым и свинцовым методами минералов гидротермальных метасоматитов получены цифры 1900±100 млн. лет. Тот же возраст имеют и граниты криворожского геологического комплекса. Это позволяет считать, что гидротермальные метасоматиты верхнеархейской подвижной зоны юго-запада Русской платформы были сформированы в самом конце развития геологического комплекса. Но, как видно из таблицы, их образование во времени было резко оторвано от регионального метаморфизма (региональной гнейсификации, амфиболитизации) несколькими фазами и стадиями гранитизации. Следовательно, представление о связи гидротермальных растворов, гидротермальных метасоматитов и руд с процессами дегидратации геосинклинальных толщ при региональном метаморфизме является ошибочным и необоснованным.

В палеозойских и мезозойских складчатых зонах, возникших на месте геосинклиналей, интрузивные формации сходны с интрузивно-ультраметаморфическими формациями архейских подвижных зон (Никольский, 1959). Но гранитоиды геосинклинальных зон фанерозоя на современных уровнях эрозии возникали кристаллизацией из расплавов. В то же время есть основания считать, что на больших глубинах образованию кислых расплавов фанерозоя, как и в докембрии, предшествовали процессы гранитизации, происходившие на глубинах, не вскрытых эрозией. Гидротермальные месторождения (оловянно-вольфрамо-молибденовые, золоторудные, цветных металлов) складчатых областей геосинклинального фанерозоя секут малые интрузии, завершавшие развитие геологических комплексов. Следовательно, они возникали после процессов гранитизации, создавших расплавы кислых магм. Это обстоятельство противоречит предположению Рида о связи гидротермальных месторождений с гранитизацией.

В формировании гидротермальных месторождений большую роль играла гранитизационная дифференциация (Никольский, 1955). Под этим термином нами понимается концентрация вследствие привноса и выноса высокотемпературными флюидами в зонах пород, подвергающихся гранитизации, определенного набора петрогенных и металлогенных элементов. Вследствие гранитизационной дифференциации в отдельные фазы и стадии развития ультраметаморфизма (перечисленные в таблице) возникали вполне определенные формации гранитоидных гнейсов, а затем расплавов. Как показывают наблюдения, и это автор неоднократно подчеркивал, что на особенности состава грани-

тоидов, возникавших в процессе гранитизации, и их металлогеническую специализацию существенно влияли химические составы толщ, которые претерпевали гранитизацию. В связи с этим была предложена определенная методика по изучению кларков вулканогенно-осадочных формаций (Никольский, 1970).

При знании валовых химических составов вулканогенно-осадочных толщ, которые подвергались гранитизации и гидротермально-метасоматическим преобразованиям, знании химических составов возникших метасоматитов можно составить достаточно обоснованные представления о характере миграции элементов. При анализе миграции вещества в связи с метасоматозом выявляются группы элементов: перемещенных, привнесенных и удаленных. Перемещенные элементы - это те, которые переходят в растворы из минералов, подвергающихся замещению; на значительные расстояния они не переносятся, выпадая с образованием новых минералов. Если перемещенные элементы относятся к рудным и при этом возникают месторождения, то последние обычно рассматриваются в качестве метаморфических. Состав петрогенных элементов гидротермальных метасоматитов и руд в значительной степени относятся к перемещенным элементам и определяется суммарным составом пород, подвергавшихся метасоматическим преобразованиям. Привнесенные элементы переносятся на значительные расстояния. Их источниками являются или кристаллизующиеся магмы, или они остаются неизвестными. Часть элементов, которые при гидротермальном метасоматозе переходили в растворы, выносились за пределы полей современного наблюдения, и следы их теряются. Такие элементы предлагается называть удаленными.

При формировании интрузивных и интрузивно-ультраметаморфических циклов гранитоиды, возникавшие в поздние фазы, обычно богаче определенным набором металлогенных элементов, чем гранитоиды того же цикла, но более ранних фаз. Наблюдения над соотношениями гранитоидов различных фаз одного и того же цикла позволили высказать предположение об образовании калиевых гранитоидов флюидами кристаллизующейся магмы более ранних фаз. (Процесс гранитизационной дифференциации. Никольский, 1959; см.также таблицу.) Так, при кристаллизации расплавов адамеллитового или гранодиоритового составов, когда из расплава в виде твердой фазы выделялся плагиоклаз, остаточный расплав сильно обогащался калием и рядом металлогенных элементов по сравнению с первичным расплавом. Флюиды остаточных расплавов, проникая по ослабленным зонам в окружаю-

щие породы, вызывали их гранитизацию, при этом возникали калиевые гранитоиды, уже более обогащенные рядом металлогенных и, в частности, радиоактивных элементов, чем породы гранодиоритового и адамеллитового составов. В более позднюю фазу развития ультраметаморфизма флюидами кристаллизующейся магмы калиевых гранитов были созданы аплитовидные граниты. Они обычно более лейкократовые, чем калиевые граниты и нередко богаче металлогенными элементами. С формированием аплитовидных гранитов докембрия юго-западной части Русской платформы во времени и пространстве тесно связано образование пегматитов и гидротермальных метасоматитов, часто сопровождающихся редкометальным оруденением.

Важным фактором в образовании гидротермальных месторождений является температурный режим. Развитие ультраметаморфизма происходило при высоких температурах, способных вызывать плавление силикатов. Эти условия создавали большую емкость кристаллических решеток, что сопровождалось высоким изоморфизмом минералообразования и наиболее наглядно проявилось в плагиоклазах. В ранние стадии ультраметаморфизма при достаточно высоких температурах возникали плагиоклазы с значительной примесью анортитовой молекулы. Металлогенные элементы при этом не концентрировались, а оставались в рассеянном состоянии. В более поздние стадии и фазы ультраметаморфизма температура снижалась, вызывая снижение изоморфизма. При гидротермальном метасоматозе температура раствора понижается настолько, что плавление силикатов становится невозможным, резко снижается и изоморфизм. В этих условиях возникают плагиоклазы в виде альбита, почти без примеси анортита. Снижение изоморфизма в минералообразовании вызывало кристаллизацию металлогенных элементов в виде самостоятельных рудных минералов, которые в благоприятных условиях образовывали скопления промышленных рудных залежей.

Гидротермальные процессы обычно проявляются многостадийно. Далеко не все стадии гидротермальных процессов создают руды. Но на площадях рудных месторождений и в пределах рудоносных зон возникают крупные тела гидротермальных метасоматитов и измененных гидротермами пород вмещающих руды, которые содержат повышенные кларки металлогенных элементов, характерных для данной металлогенической зоны. Указанные зоны пород с повышенными кларками металлов часто располагаются в пределах долго живущих разломов. Подвергаясь неоднократно метасоматическим преобразованиям, они

нередко повышают концентрации металлов в рудообразующих растворах за счет выщелачивания. Большие массы пород, преобразованных гидротермальным дорудным метасоматозом с повышенными кларками определенных комплексов металлов, встречаются чаще в районах гидротермальных месторождений, чем обогащенные рудными элементами толщи вулканогенно-осадочных пород, в которых можно было бы видеть источник металлов сформированных месторождений.

Кларки концентраций гидротермальных месторождений редко измеряются многими десятками, обычно это сотни и многие сотни.

Как известно, метаморфогенные месторожения делятся (по классификации П.М.Татаринова и А.Г.Бетехтина) на метаморфизованные и метаморфические. Метаморфизованные месторождения возникали при изохимическом метаморфизме, без привноса. При исследовании метаморфизованных месторождений следует выявлять время метаморфизма месторождений в общем ходе геологического развития региона. При образовании метаморфических месторождений важно установить время привноса рудных минералов. В пределах Украинского щита метаморфические месторождения возникали в связи с развитием отдельных стадий ультраметаморфизма и гидротермального метасоматоза. Например, богатые магнетитовые руды месторождения Корсак-Могилы возникли при гранитизации железистых кварцитов с образованием гранитоидов токовского комплекса; богатые амфиболо-магнетитовые руды Первомайского месторождения возникли при преобразовании куммингтонита в родузит гидротермальными растворами; богатые магнетитовые руды Нетесовского месторождения возникли под влиянием процессов эгиринизации, а месторождения Буденовского и Попельнастовского - под влиянием окварцевания (Никольский, 1956, 1960). Поэтому в дальнейшем при классификации метаморфических месторождений следует указывать их связь с той или иной фазой и стадией ультраметаморфизма или гидротермального метасоматоза. Для метаморфических месторождений обычно довольно легко устанавливается перемещенный характер металлов. Цифры кларков концентраций металлов в метаморфических месторождениях обычно выражаются не десятками и сотнями, как в гидротермальных месторождениях, а единицами.

По мнению автора, из известных гидротермальных месторождений следовало бы пересмотреть генезис сульфидно-никелевых месторождений. Возможно, указанные месторождения возникли последствие гидротермального преобразования ультрабазитов с концентрацией никеля, кобальта и платиноидов, рассеянных в ультрабазитах.

Выводы

1. Магматогенно-гидротермальные месторождения складчатых зон геосинклинального типа не связаны с процессами регионального метаморфизма, так как их образование оторвано от регионального метаморфизма и ультраметаморфизма большим промежутком времени и крупными геологическими событиями. Это положение ранее неоднократно подчеркивалось В.К.Котульским, С.С.Смирновым и многими другими; пересмотр его в настоящее время не обоснован.

2. В возникновении гидротермальных месторождений, связанных с гранитами, большое значение играла гранитизационная дифференциация, под воздействием которой поздние фазы гранитоидов заметно обогащались определенными наборами металлогенных элементов. Металлогеническая специализация кислых магм определялась особенностями состава петрогенных элементов пород, за счет которых возникали гранитоиды при гранитизации. Особенности привноса и выноса петрогенных элементов при гранитизации определяли концентрацию и рассеивание определенных металлогенных элементов в возникающих гранитоидах и кислых магмах. Первичное обогащение вулканогенно-осадочных толщ металлогенными элементами в некоторых случаях могло способствовать образованию гидротермальных месторождений, но это имело второстепенное значение.

3. Метаморфогенные месторождения возникали под влиянием метаморфических процессов, преобразовывавших вулканогенно-осадочные или магматические породы, заметно обогащенные рудным веществом еще до процессов метаморфизма. Образование метаморфических месторождений было обусловлено перемещением металлогенных элементов в толщах, уже богатых рудными компонентами. Кларки концентраций рудных компонентов метаморфических месторождений обычно измеряются единицами, тогда как в магматогенно-гидротермальных месторождениях они достигают многих десятков и даже сотен единиц.

Рудные тела метаморфогенных месторождений приурочены почти исключительно к метаморфическим породам, заметно обогащенных металлогенными компонентами, входящими в состав руд, тогда как гидротермальные месторождения могут располагаться в разнообразных толщах и породах.

4. Метаморфические месторождения возникали в различные фазы и стадии тектоно-магматических циклов. Гидротермальные месторождения, связанные с гранитоидами, формировались в конце интрузивных

и интрузивно-ультраметаморфических циклов. Их возникновению предшествовала сложная эволюция магматических и метаморфических процессов, приводившая к обогащению металлогенными элементами поздних порций кислых пород. Важным в образовании гидротермальных месторождений было снижение изоморфизма минералообразования, обусловленное падением температуры.

Литература

Белевцев Я.Н. Физико-химические условия образования метаморфогенных месторождений. - В кн.: Эндогенные рудные м-ния. Проблема 7. Доклады Сов.геол. на Межд. геол. конгр. XXIII сес. "Наука", М., 1968.

Домарев В.С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений (регионально-метаморфогенной группы).- ДАН СССР, 1954, т.X/Ш, 3.

Домарев В.С. О цикличности геотектонического (металлогенического) развития складчатых областей. - Вестн. ЛГУ, 1963, 24.

Домарев В.С. О некоторых проблемах учения о рудных месторождениях. - Зап. мин. общ. 1964, ч.XCШ, в.2.

Домарев В.С. К вопросу об основных направлениях изучения процессов образования рудных месторождений. - Сов.геол., 1966, 5.

Домарев В.С. О метаморфогенном рудообразовании. - Сов. геол., 1967, 4.

Никольский А.П. Метасоматиты железистых кварцитов восточной части Украинского щита и вопросы генезиса богатых железных руд. - Сов.геол. 1956, 50.

Никольский А.П. О генезисе гранитоидов восточной части Украинского щита. - Информ, сб. ВСЕГЕИ, 1959, 22.

Никольский А.П. О метаморфизме верхнеархейских пород юго-западной части Русской платформы. - В кн.: Тр.Лаборатории геол. докембрия АН СССР, в.19. "Наука", М., 1964.

Никольский А.П. Стратиграфические комплексы докембрия юго-западной части Русской платформы и задачи их картирования в условиях зоны ультраметаморфизма. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, в.2. "Недра", М., 1967.

Никольский А.П. Геохимия вулканогенно-осадочных формаций. - Геол. журн. АН УССР, 1970, I.

Судовиков Н.Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций. - В кн.: Химия земной коры, т.I. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Read H. Granitisation and mineral deposits. Geologie en Mijnbouw, nienwe serie 16-e Saargang Numer 4, 1954.

В.А.Буряк

О ХАРАКТЕРЕ СВЯЗИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ПРОЦЕССАМИ МЕТАМОРФИЗМА

Многочисленные данные, накопленные к настоящему времени различными исследователями, показывают, что основная, подавляющая масса гранитоидов обусловлена процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Гранитоиды, представляющие собой продукты дифференциации основных магм, имеют ограниченное распространение и, как правило, небольшие размеры. Очевидно, в связи с этим успешное изучение эндогенного оруденения, связанного с гранитоидным магматизмом, невозможно без рассмотрения его во взаимосвязи с процессами регионального метаморфизма и особенно ультраметаморфизма.

В соответствии с полученными в последние годы новыми геологическими, экспериментальными и расчетными данными гранитоидные магматические образования достаточно обоснованно подразделяются (Добрецов и др. 1966; Соболев и др. 1967 и др.) на две основные группы: I) анатектические ("автохтонные"), находящиеся "на месте" образования в "средней" и частично в "глубинной" зоне земной коры среди регионально интенсивно метаморфизованных пород амфиболитовой и частично гранулитовой фаций и 2) "интрузивные", расположенные в верхней зоне земной коры среди регионально неметаморфизованных или слабо метаморфизованных пород в результате "внедрения" магмы из более глубоких горизонтов.

Анатектические неперемещенные граниты и гранит-пегматиты

являются изофациальными образованиями по отношению к вмещающим интенсивно метаморфизованным породам и в связи с этим не сопровождаются ореолами контактовых роговиков. Возникают они в процессе ультраметаморфизма главным образом одновременно с основными этапами складкообразования, прогрессивного регионального синскладчатого метаморфизма.

"Интрузивные" (перемещенные) гранитоиды по отношению к вмещающим породам, наоборот, явно не изофациальны и окружены ореолами высокотемпературных контактовых роговиков. Образуются они преимущественно после и частично до главных этапов складкообразования и регионального метаморфизма. Для них характерна интенсивная ассимиляция вмещающих толщ и в связи с этим непостоянство химического состава.

Проведенный анализ особенностей развития эндогенного оруденения[x] подтверждает правомерность названного разделения гранитоидов. Устанавливается, что оруденение, связанное с указанными различными типами гранитоидов, существенно отличается и должно разделяться между собой при различных металлогенических исследованиях, а также в практике ведения поисково-оценочных работ.

Отмечается, что оруденение, связанное с первым - "неперемещенным" типом магматизма, характеризующемся на уровне размещения тесной видимой генетической связью с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, в общем значительно беднее по набору полезных элементов, особенно металлических, что подтверждает ранее высказанные представления (Смирнов, 1963, 1966; Ларк, Мак-Дорминд, 1966) об ограниченной рудогенерирующей роли палингенного автохтонного магматизма. Основную ценность представляют широкоизвестные слюдоносные и керамические пегматиты. Вероятно, к этому же типу относятся золотоносные убогосульфидные кварцевые жилы и зоны рассеянной сульфидной вкрапленности (Буряк и др., 1967). К этому же типу, возможно, могут быть отнесены телетермальные полиметаллические месторождения, подобные тем, которые развиты в Прибайкалье, и пироксен-магнетитовые месторождения Присаянья. Достаточно крупные промышленные редкометальные и редкоземельные месторождения пока не установлены. Основной отличительной особенностью этого оруденения является тесная вре-

---

x/ Магматические и колчеданные месторождения в данном случае не рассматриваются.

менная и, вероятно, генетическая связь его с процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и анатектического магматизма. В пользу этого свидетельствует довольно четко выраженная региональная метаморфическая зональность в размещении оруденения - металлогеническая специализация различнофациальных метаморфических комплексов (Буряк и др., 1967; Буряк, 1968). Каждая фация (субфация) метаморфизма характеризуется вполне определенной типоморфной минерализацией. Это объясняется, вероятно, главным образом близкими термодинамическими условиями, определяющими развитие процессов регионального метаморфизма в различных фациях (субфациях), и типоморфных для этих фаций минеральных парагенезисов оруденения (Добрецов и др., 1966; Смирнов, 1963). Несколько более низкие значения температур, характеризующих рудоотложение по сравнению с обычными оптимальными (средними) условиями соответствующих фаций метаморфизма, объясняется развитием процессов минералообразования не только в прогрессивный, но и в основном в конечный - регрессивный (гидротермальный) этап этого единого длительно протекающего регионального метаморфизма. Главное - более высокотемпературные фации метаморфизма характеризуются и более высокотемпературным оруденением. Исключения из этого правила, если и есть, то обусловлены последующими, значительно более поздними по отношению к периоду метаморфизма процессами.

Существенной особенностью данного типа оруденения является тесная пространственная приуроченность к зонам крупных регионально протяженных глубинных разломов и отсутствие связи с конкретными магматическими телами. Зоны глубинных разломов явились определяющими как в развитии процессов метаморфизма и производного магматизма, так и сопутствующего эндогенного оруденения. Они обусловили поступление метаморфизующих ("сквозьмагматических" по Д.С. Коржинскому) и рудообразующих растворов. Последние, вероятно, являлись как глубинными ювенильными, поступающими из нижних частей земной коры или верхней мантии, так и частично метаморфогенными, возникающими в процессе метаморфических преобразований исходных пород. Источник рудных элементов мог быть различным. Преимущественная избирательная приуроченность металлического оруденения, и в частности золотого к низкотемпературной - зеленосланцевой фации метаморфизма объясняется различными причинами: благоприятными термодинамическими условиями для выпадения золота из рудоносных растворов, а также, возможно, повышенной мобилизационной способностью его в пределах этой фации.

По классификации Я.Н.Белевцева (1969), рассматриваемые месторождения следует относить к типу метаморфогенных, точнее к метаморфогенно-гидротермальным, как это нами предлагалось (Буряк и др., 1967). По мнению большинства геологов, понимающих под метаморфогенными месторождениями только собственно метаморфические и метаморфизованные образования, такие месторождения не могут быть включены в класс метаморфогенных. Можно согласиться с последним более узким определением границ класса метаморфогенных образований, однако существенную, определяющую роль процессов метаморфизма в развитии характеризуемой группы месторождений постоянно необходимо учитывать и принимать во внимание при различных геологических построениях.

Оруденение, образованное в тесной парагенетической и генетической связи с "интрузивным" магматизмом, существенно отличается от охарактеризованного выше (таблица). Для него, в частности, характерно большее разнообразие минеральных парагенезисов, а также обычно значительно более высокие концентрации сульфидов, редкоземельных и редкометальных элементов с образованием крупных месторождений. Состав руд преимущественно более сложный и более богатый. Для них характерна стадийность и телескопирование в процессе минералообразования. Оруденение формируется преимущественно на небольших или умеренных глубинах в более короткий промежуток времени и в условиях значительно более локальной проработки вмещающих толщ минерализующими растворами при наличии более высоких градиентов температур, давлений и концентраций растворов. В связи с этим влияние состава вмещающих пород на состав минеральных парагенезисов выражено значительно слабее, а околожильные изменения имеют ярко выраженный зональный характер и обычно небольшую мощность. Минеральные парагенезисы рудных тел не изофациальны по отношению к составу вмещающих пород. Весьма характерно, что оруденение, например золотое, полиметаллическое и пр., ведет себя независимо по отношению к процессам предшествующего регионального метаморфизма и, имея одинаковый минеральный состав, может развиваться как в слабо, так и в интенсивно метаморфизованных толщах. В последнем случае гидротермальные изменения вмещающих пород, сопровождающие оруденение, имеют характер ярко выраженных диафторитов.

Очевидно, можно говорить о гетерогенных условиях образования месторождений различных полезных ископаемых, особенно золота, по-

Сравнительная характеристика оруденения, генетически связанного с процессами автохтонного и интрузивного магматизма

Сравниваемые признаки	Оруденение, генетически связанное с процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и анатектического магматизма	Оруденение, тесно связанное с интрузивным магматизмом
Связь с процессами главного этапа складкообразования, регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и анатектического магматизма	Тесная временная относительно главного этапа складкообразования и генетическая относительно регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и анатектического магматизма	На уровне (горизонте) развития оруденения не выражена
Региональная метаморфическая зональность в размещении оруденения – зависимость интенсивности и минерального состава оруденения от региональной метаморфической зональности	Постоянно хорошо выражена: различнофациальные парагенетические минеральные ассоциации развиты в различных фациях метаморфизма	Отсутствует: однотипная минерализация может развиваться в породах различной степени прогрессивного регионального метаморфизма
Характер магматических комплексов, с которыми оруденение тесно связано во времени, парагенетически или генетически	Анатектические (ультраметаморфические) плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые граниты и гранит-пегматиты, развитые в зонах ультраметаморфизма главного этапа регионального метаморфизма складчатых зон и не сопровождающиеся ореолами высокотемпературных контактовых роговиков	Различного состава интрузивные ("внедрившиеся") часто гибридные магматические образования преимущественно многофазные гранитоиды и "малые" интрузии, развитые в "верхней" зоне земной коры и сопровождающиеся ореолами высокотемпературных контактовых роговиков
Связь с дайковыми магматическими комплексами и "малыми" интрузиями	Отсутствует	Часто пространственная, временная и парагенетическая
Пространственное положение оруденения относительно "рудогенерирующих" гранитоидов	За исключением пегматитов на большом расстоянии (до 20 – 50 км и более)	В эндо- и экзоконтактах или обычно на небольшом расстоянии
Рудолокализующие структуры	Складки и разрывы, сопряженные со складчатостью; постскладчатые разрывы – пострудные	Различные, преимущественно разрывы, наложенные не складчатость
Состав руд	Преимущественно простой, бедный по содержанию	Различный, преимущественно сложный, полиминеральный, часто богатый по содержанию
Текстуры руд	Как правило метасоматические (реликто-полосчатые, вкрапленно-полосчатые, гнейсовидно-полосчатые, плойчатые, массивные)	Метасоматические и выполнения (брекчиевые, друзовые, жеодовые, крустификационные, массивные, полосчатые и др.)
Степень родства минеральных ассоциаций рудных тел и вмещающих метаморфизованных пород	Изофациальные, близкие к изофациальным	Не изофациальные
Влияние исходного состава вмещающих пород на интенсивность и состав жильной и рудной минерализации (зональность состава вмещающих пород)	Исключительно хорошо выражено, особенно для петрогенных элементов и в качественном отношении для рудных элементов	Хорошо выражено обычно только для жильных минералов, реже – для рудной минерализации
Состав элементов-примесей рудных тел и исходных вмещающих пород	Обычно одинаков в качественном отношении, различия преимущественно заключаются в количественном содержании элементов, особенно рудных	Обычно различен особенно для рудных элементов как в качественном, так и в количественном отношениях
Стадийность минералообразования (стадийная зональность)	Отсутствует или плохо выражена: разностадийные образования если развиты, то обычно пространственно разобщены	Обычно хорошо выражена; характерно пространственное совмещение разностадийных образований
Глубина минералообразования	Преимущественно значительная, частично умеренная	Преимущественно умеренная и малая

лиметаллов, железа и других элементов. Приведенные данные указывают также на необходимость дифференцированного подхода к названным типам оруденения при решении вопросов поисков, перспективной оценки и закономерностей размещения, а также указывают на существенно различную продуктивность в образовании месторождений полезных ископаемых автохтонных магматических комплексов (палингенный магматический расплав в процессе формирования не испытывал перемещения, практически оставаясь на месте образования) и интрузивных магматических масс, испытавших существенное перемещение в период формирования.

Очевидно, можно говорить, что процессы передвижения и внедрения магматических расплавов от мест своего образования в более верхние горизонты (сопровождаемые неизбежно ассимиляцией вмещающих пород и концентрацией наиболее подвижных летучих компонентов в расплаве, особенно в верхних частях колонны поднимающихся магматических образований - в небольших штоках и "малых интрузиях") существенно усиливают, если не определяют, их рудогенерирующую возможность.

В настоящем сообщении речь шла о крайних членах гранитоидных магматических образований - автохтонных и явно перемещенных, интрузивных. Промежуточные магматические тела и связанное с ними оруденение будут характеризоваться "переходными", промежуточными признаками.

Литература

Белевцев Я.Н. Главнейшие проблемы эндогенного рудообразования. - Геолог. журн., 1969, т.29, в.2.

Буряк В.А., Лобанов П.М., Хренов П.М. К проблеме метаморфогенного рудообразования. - Сов.геол., 1967, № 5.

Буряк В.А. Металлогеническая специализация различнофациальных метаморфических комплексов. - В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В. и др. Фации регионального метаморфизма СССР. "Наука", Новосибирск, 1966.

Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. "Мир", М., 1966.

С м и р н о в В.И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, М., 1963.

С м и р н о в В.И. Геология полезных ископаемых. "Наука", М., 1966.

С о б о л е в В.С., Д о б р е ц о в Н.Л. и др. В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования, "Наука", М., 1967.

Я.Н.Белевцев, Ю.П.Мельник, В.Б.Коваль

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ РАСТВОРОВ

(на основании расчетных термодинамических и по экоперимента̀льным данным)

Для разработки теории метаморфогенного рудообразования на современной научной основе важное значение имеет физико-химический анализ ряда свойств рудных компонентов и переносящих их флюидов. При этом традиционные вопросы об источниках металлов трансформируются в специфические о физико-химических условиях мобилизации и концентрации их в метаморфизующихся толщах.

Метаморфизованные месторождения образуются в условиях прогрессивной стадии регионального динамотермального метаморфизма вследствие селективного растворения и перекристаллизации первичного осадочного или вулканогенного материала, богатого рудными полезными ископаемыми, без значительного выноса материала из метаморфизуемых пород.

Для метаморфических месторождений характерно перемещение рудных компонентов в пределах метаморфизуемой свиты пород и обособление рудного материала среди благоприятных рудовмещающих структур при фильтрации метаморфических растворов через породы.

Источником металлов для ультраметаморфических месторождений являются глубокие зоны ультраметаморфизма, из которых они выносятся в верхние структурные этажи. Однако, несмотря на генетические особенности, источник металлов у них один - метаморфизующиеся толщи пород, вследствие чего металлогеническая специализация любого региона определяется его геологической историей.

Мобильность рудных компонентов на всех этапах формирования метаморфической толщи (в макроцикле: осадконакопление - диагенез -

метаморфизм) определяется термодинамической устойчивостью рудных минералов (в случаях, когда рудные элементы образуют самостоятельные минеральные формы) или прочностью связи рудных элементов с нерудными – минералами-носителями (когда рудные элементы не образуют самостоятельных минеральных форм). В последнем случае мобильность рудных компонентов зачастую зависит от термодинамической устойчивости соответствующих минералов-носителей.

Рассмотрение устойчивости минералов, в том числе и рудных, с физико-химических позиций главным образом на основе термодинамических закономерностей предпринималось неоднократно. В частности, в работе Г.Рамберга (Ramberg, 1954) намечен теоретический подход к анализу термальной устойчивости гидратных минералов, главным образом гидроокисей, и установлена связь их устойчивости при повышении температуры с радиусами ионов.

В статье К.Дж.Салливона (1960) термальная стабильность рудных минералов связывается с теплотами их образования. Показано, что теплоты образования большинства сульфидов ниже, чем окислов соответствующих рудных элементов. Подобный подход к решению проблемы устойчивости рудных минералов при метаморфизме, но уже с использованием не теплот (энтальпии) образования, а изобарно-изотермических потенциалов (Δz) окислов предложен Ф.А.Летниковым и А.Ш.Минцис (1969).

Геохимическая история рудного компонента на всех стадиях макроцикла в конечном счете определяет его концентрацию в метаморфизованных, метаморфических или ультраметаморфических месторождениях. При этом большое значение имеет механизм поступления рудного компонента в породу. Здесь можно выделить: 1) механический перенос и гравитационное осаждение акцессорных и рудных минералов, а также тонкодисперсных продуктов гидролиза; 2) химическое осаждение из пересыщенных растворов; 3) сорбцию и соосаждение из недосыщенных растворов.

Вопрос о накоплении в осадочных толщах акцессорных и рудных минералов, устойчивых в зоне гипергенеза, детально рассмотрен в учении о россыпях. Во многом сходно с ними поведение рудных элементов, вынесенных из коры выветривания и выпавших из раствора вследствие гидролиза, коагуляции или иных причин. Дело в том, что несколько повышенная реакционная способность тонкодисперсных продуктов вследствие избытка свободной поверхностной энергии оказывает некоторое влияние на подвижность рудных эле-

ментов лишь при диагенезе, однако при метаморфизме слаборастворимые соединения приобретают кристаллические формы и ведут себя аналогично стабильным акцессориям.

Устойчивость многих акцессорных рудных минералов в условиях осадконакопления объясняется как термодинамическими, так и кинетическими факторами.

В какой-то мере термодинамическую устойчивость минералов в водных растворах может характеризовать способность к гидратации при температурах, обычных в зоне гипергенеза. Поскольку гидратация безводных минералов происходит с конденсированными фазами (твердый минерал + жидкая вода), знак изменения изобарно-изотермического потенциала (Δz_T) свидетельствует о принципиальной возможности процесса. Оказывается, что при комнатной температуре (298^0К) многие широко распространенные акцессорные минералы (табл. I) не подвергаются гидратации, соответствующие реакций имеют положительную величину (Δz_{298}^+). Одновременно такие нехарактерные для осадочных пород акцессории, как манганозит, молибдит и др., должны гидратироваться (Δz^-) и потому не сохраняются. Однако более важной характеристикой устойчивости является растворимость. Оказывается, что для большинства обычных рудных кластогенных акцессориев растворимость ничтожна. Ее величина даже не может быть определена непосредственными экспериментальными методами и приходится ограничиваться термодинамическими расчетами. В области средних значений pH в отсутствие комплексообразователей некоторые акцессории практически нерастворимы, что видно из соответствующих диаграмм "pH - концентрация" (рис.I-3). Рассчитанные концентрации в равновесии со стабильными безводными окислами составляют лишь $Th - 10^{-19}$, $Sn - 10^{-12} - 10^{-21}$, $Ti - 10^{-18} - 10^{-24}$ г·ион/л. Столь ничтожные концентрации, например для титана порядка нескольких атомов в литре воды, свидетельствуют о высокой химической устойчивости первичных минералов и сводят к нулю возможность иного переноса этих элементов, кроме механического.

Характерно, что устойчивость безводного минерала в сравнении с гидратированным (табл.I; Δz^+) коррелируется с малой растворимостью. Так, из диаграммы устойчивости торианита (рис.I) видно, что растворимость стабильного ThO_2 на 9-10 порядков ниже, чем метастабильного $Th(OH)_4$ кр.

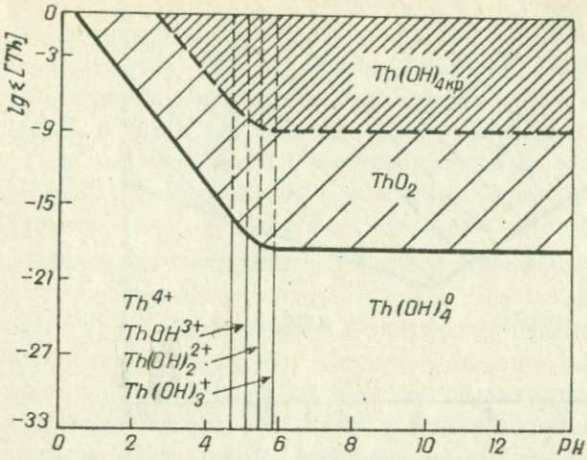


Рис.I.Диаграмма устойчивости стабильного торианита (ThO_2) и метастабильного гидроокисла $(Th(OH)_4)$.

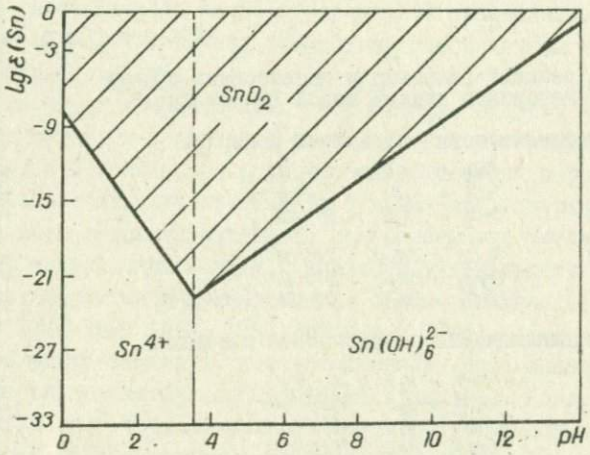


Рис.2. Диаграмма устойчивости касситерита.

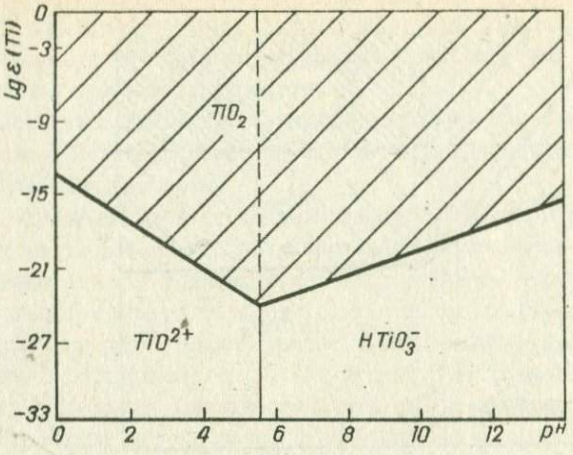


Рис.3. Диаграмма устойчивости рутила.

Таблица I

ΔZ_{298} реакций гидратации акцессорных рудных минералов жидкой водой (в ккал/моль)

Термодинамически устойчивые минералы		
Торианит	$ThO_2 + 2H_2O = Th(OH)_4$;	+I2,8
Рутил	$TiO_2 + H_2O = TiO(OH)_2$;	+I6,0
Касситерит	$SnO_2 + 2H_2O = Sn(OH)_4$;	+ 9,I
Карелианит	$V_2O_3 + 3H_2O = 2V(OH)_3$;	+ 5,I
Гематит	$Fe_2O_3 + 3H_2O = 2Fe(OH)_3$;	+I5,I
Ильменит	$FeTiO_3 + 2H_2O = Fe(OH)_2 + TiO(OH)_2$;	+I3,7
Термодинамически неустойчивые минералы		
Манганозит	$MnO + H_2O = Mn(OH)_2$;	- 3,8
Молибдит	$MoO_3 + H_2O = MoO_3 \cdot H_2O$;	-65,0
Бунзенит	$NiO + H_2O = Ni(OH)_2$;	- 0,3
Эсколаит	$Cr_2O_3 + 3H_2O = 2Cr(OH)_3$.	-I0,I

Следует заметить, что в случаях, подобных рассмотренным, анализ устойчивости носит скорее качественный, чем строго количественный характер, так как при столь низких концентрациях законы термодинамики уже не применимы, на что указывал А.Ю.Заккейм (1966), а затем Ф.А.Летников (1968). Однако мы вправе говорить о практической полной нерастворимости и, следовательно, устойчивости таких соединений в условиях среды осадконакопления.

Диагенез обычно не влияет на стабильность большинства акцессориев. Исключение составляют соединения элементов переменной валентности, внесенные в осадок в высшей степени окисления (например, Fe^{3+}) и приобретающие значительную подвижность при восстановлении органикой. Эти процессы детально рассмотрены Н.М.Страховым (1962) и из рудных элементов затрагивают главным образом железо, если оно вносилось в виде кластогенного гематита.

Повышение температуры и давления при метаморфизме, как правило, повышает растворимость, однако не настолько, чтобы привести к переносу в растворах заметных масс рудных элементов кластических акцессориев. Если учесть ограниченные объемы растворов в породах (до 30% всего объема породы), то окажется, что даже повышение растворимости на 5-10 порядков в сравнении с зоной гипергенеза не ведет к выносу элементов данной группы и рудообразованию (переотложению).

Из общих теоретических соображений следует, что при повышении температуры и давления большинство обычных кластических акцессориев приближаются к равновесным условиям первичной кристаллизации. Поэтому следует ожидать сохранности минералов данной группы на всех этапах нормального прогрессивного метаморфизма. Этот вывод, аналогичный выводу о причинах устойчивости горных пород при метаморфизме и гранитизации, более детально обоснован нами ранее (Мельник, 1962, 1966; Melnik , 1965).

Следует заметить, что устойчивость ряда акцессориев, в частности предположительно бадделеита и циркона, носит кинетический характер, т.е. обусловлена не малой растворимостью и не принципиальной неустойчивостью гидратированных форм, а ничтожной скоростью растворения и гидратации даже в масштабах геологического времени.

Таким образом, из физико-химических соображений следует вывод о том, что при метаморфизме существенного перераспределения

рудных компонентов, составляющих большинство акцессорных кластогенных минералов, как правило, не происходит, и первичные седиментогенные концентрации сохраняются в виде метаморфизованных месторождений.

Этот вывод справедлив в основном для закрытых систем и подтверждается многочисленными геологическими примерами: метаморфизованные ильменитовые, ильменит-рутиловые, цирконовые, ториантовые и др. россыпи, сложенные стабильными кластогенными рудными минералами, сохраняются вплоть до амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма.

С развитием складчатости и дизъюнктивных нарушений многие из устойчивых минералов, попав в зоны фильтрующихся растворов, становятся источниками металлов для рудоносных растворов. Так, экспериментальными работами доказана высокая выщелачиваемость редких земель из апатитов (Синькова, Гуранская, 1968) натриевыми и калиевыми карбонатными растворами. Вынос редких и рассеянных металлов гидрокарбонатно-натриевыми водами следует ожидать из толщ, обогащенных цирконом и торианитом, содержащих значительные примеси этих элементов вследствие образования прочных комплексных соединений, обусловливающих их повышенную миграционную способность. В этом случае переход металла в раствор обусловлен склонностью его к комплексообразованию, скоростью формирования устойчивого комплекса и др. В качестве примера рассмотрим поведение такого широко распространенного элемента, как уран.

Экспериментальные данные показывают, что шестивалентный уран, находящийся в содовом растворе в форме уранил-карбонатного иона, устойчив в нем при наличии элементов восстановителей в широком диапазоне температур (Белевцев и др., 1969). Вместе с тем формирование устойчивого уранил-карбонатного комплекса является сложным процессом. Сущность его, как показали исследования (Черняев и др., 1964), заключается в переходе от нейтрального комплекса уранила, имеющего во внутренней сфере акво- и гидроксо-группы, к анионному комплексу, содержащему во внутренней сфере карбонат-ионы, путем последовательного замещения OH^- и H_2O группами CO_3^{2-}. В связи с этим процесс активизации урана из пород в раствор будет определяться в основном скоростью формирования устойчивого уранил-карбонатного комплекса и окислительно-восстановительным потенциалом среды. Наши эксперименталь-

ные данные показывают (рис.4), что в 0,5 н. раствора $NaHCO_3$ уран устойчив при соприкосновении с таким сильным восстановителем, как пирит до 400°С; вместе с тем при активизации урана в раствор из смеси UO_3 с пиритом восстановительные способности последнего проявляются уже при температуре 300°С.

Переводу урана в подвижное шестивалентное состояние способствует развитие процессов выветривания пород, при которых практически нерастворимый UO_2 в процессе окисления и гидратации преобразуется в неустойчивый $UO_2 \cdot 2H_2O$ и уран переходит в мобильное состояние. В зависимости от степени окисления равновесная концентрация урана в нейтральных растворах возрастает от 10^{-20}–10^{-25} для UO_2, до 10^{-6}–10^{-8} для $UO_3 \cdot 2H_2O$ (в г·ион/л) (Дроздовская, Мельник, 1966, 1967). Аналогичные выводы для многих рудных элементов, образующих самостоятельные минералы, получены Р.Гаррелсом (1962, 1968), в частности для меди, ванадия, цинка и др.

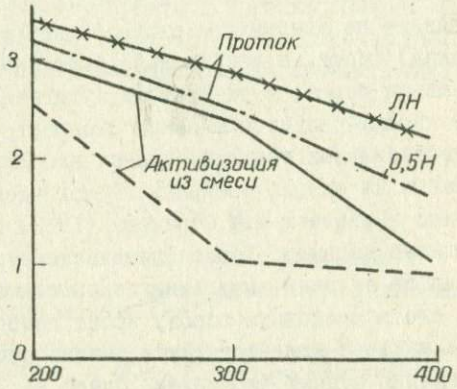


Рис.4.Диаграмма взаимодействия урановосных растворов с пиритом.

Мигрируя, эти элементы попадают в морские бассейны, где в определенных условиях происходит их осаждение из истинных или коллоидных растворов. Этим путем, по мнению большинства исследователей (Страхов, 1962; Плаксенко, 1966), образовались докембрийские железистые кварциты, некоторые месторождения руд марганца, алюминия и др.

Физико-химические условия формирования рудных концентраций этого типа при низких температурах и давлениях сравнительно хорошо изучены благодаря исследованиям Р.Гаррелса (1962) и его последователей как за рубежом, так и в Советском Союзе. Для большинства рудных минералов и их ассоциаций известно влияние pH, Eh,

концентраций элементов, комплексообразователей, парциальных давлений газов и т.п.

Нас же в первую очередь должны интересовать особенности изменений первично-осадочных рудных накоплений при последующем преобразовании осадков в метаморфические породы.

Нередко для хемогенного осаждения рудных соединений из раствора требуется значительное пересыщение последнего данным элементом. Эта предпосылка подтверждается тем, что из раствора часто выпадает не минимально растворимая кристаллическая (обычно безводная) форма, а максимально растворимая бесструктурная гидратированная форма. В результате аутигенное рудное минералообразование характеризуется широким распространением термодинамически метастабильных тонкодисперсных аморфных соединений. Данное положение на основе обширных геологических данных четко сформулировано в работах Н.М.Страхова (1962) и подтверждается экспериментальными данными. Термодинамическое уравновешивание осадка (саморазвитие за счет внутренних энергетических ресурсов) и превращение его в осадочную породу носит необратимый характер. Представляет интерес количественный анализ этих процессов и рассмотрение поведения рудных элементов. Одной из форм такого анализа является дополнение диаграмм устойчивости метастабильными минеральными видами и затем сопоставление с обычными равновесными диаграммами.

Термодинамические расчеты подтверждают заключение Н.М.Страхова о саморазвитии за счет внутренних энергетических ресурсов и необратимости диагенетических процессов. Нами в качестве примера рассматривается "старение" свежеосадочного аморфного гидроокисла железа (табл.2), где отчетливо фиксируется уменьшение изобарно-изотермического потенциала (ΔZ_{298}) во времени. Важно и то, что пропорционально уменьшению в процессе диагенетического "старения" заметно падает и растворимость, понижается подвижность рудных элементов. Поле устойчивости конечного продукта - кристаллического гематита (в нейтральных и кислых средах) значительно больше поля устойчивости первичного свежеосажденного $Fe(OH)_3$; равновесная концентрация ионного железа в растворе при "старении" уменьшается на 3 - 4 порядка, т.е. в тысячи раз (рис.5).

Таким образом, если при диагенезе не изменяются условия среды (Eh, карбонатность и т.п.), то имеет место повышение устойчивости самостоятельных рудных минералов.

Повышение температуры и давления при метаморфизме, с одной стороны, ведет к дальнейшей рекристаллизации рудных минералов с укрупнением верен, а с другой – к повышению содержания соответствующего рудного компонента в поровом растворе.

При удалении растворов и миграции их в метаморфизующихся толщах возможны локальные перемещения рудных элементов. Интенсивность и масштабы таких перемещений являются функцией градиентов температуры, давления и концентраций, а также зависят от масс отделяющихся при метаморфизме растворов. Наиболее частым результатом таких процессов является образование сравнительно

Таблица 2

Термодинамика диагенеза аутигенных рудных минералов
(Энергетическая направленность минеральных преобразований гидроокислов железа Fe^{3+})

Время	Соединение	Форма	$lg K^{x}_{50}$	Δz_{298} перехода, ккал/моль	
				по стадиям	суммарно
	Гидроокись	Свежеосажденная	-37,0	-1,4	
	"	Активная	-38,0	-0,9	
	Гетит	α-FeO OH	-38,7	-3,1	-7,7
	"	α-FeO OH	-41,0		
	Гематит	α-Fe_2O_3	-42,7	-2,3	

x/ По экспериментальным данным (Feitknecht, 1959, 1963; Bicderman, 1957; Lengweiler, 1961).

маломощных магнетитовых, железнослюдко-кварцевых, карбонатных и т.п. жил (сходных с жилами альпийского типа) в железистых кварцитах. Детальное изучение подобных микрорудных образований может позволить оценить массы растворов, уходящих из метаморфизующихся толщ, и возможные градиенты давлений.

Нередко важное значение приобретают явления метаморфической рекристаллизации рудных минералов, особенно магнетита, улучшающие свойства железистых пород как бедных руд, требующих обогащения.

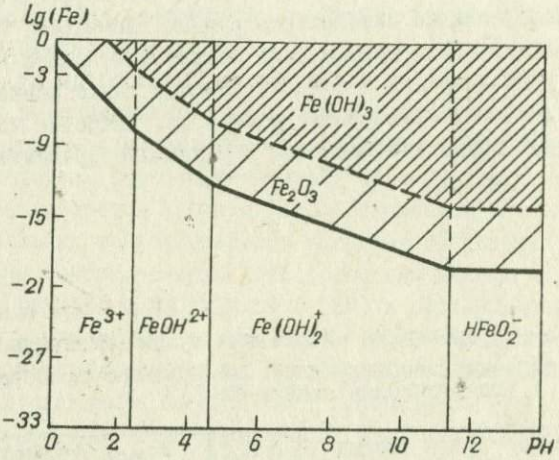


Рис.5. Диаграмма устойчивости стабильного гематита (Fe_2O_3) и метастабильного свежеосажденного гидроокисла ($Fe(OH)_3$).

Определенное значение для рудообразования могут иметь и процессы распада твердых растворов, в частности Fe-Ti, наблюдаемые на месторождениях штата Мадрас (Krishan, Murty, 1967).

И, наконец, к обогащению метаморфизующихся пород, в частности докембрийских железистых кварцитов, рудными минералами ведут собственно метаморфические процессы высокотемпературной диссоциации и окисления. Эти процессы были ранее детально рассмотрены при термодинамическом и экспериментальном изучении диссоциации сидеритов (Мельник, 1964, 1966), окисления $FeCO_3$ и силикатов железа водой с образованием магнетитовых руд (Мельник, 1966б; Мельник, Ярощук, 1966). В рассматриваемых реакциях рудный процесс сводится к замещению Mg- Fe карбонатов (умеренные температуры) или силикатов (средние и высокие температуры) рудным магнетитом в ассоциации с

менее железистыми силикатами. Подобные явления описаны и в геологической литературе (Klein,1966; Ярощук, 1969).

Описанные выше перемещения химических элементов при удалении растворов с увеличением степени метаморфизма, рекристаллизации рудных минералов и при метаморфических процессах высокотемпературной ассоциации приводят к концентрации рудных компонентов в пределах одного слоя (толщи, горизонта) в метаморфизованные месторождения.

В случаях, когда рудные элементы образуют недосыщенные растворы и из них в бассейнах осадконакопления невозможно химическое осаждение самостоятельных соединений этих элементов, важнейшим механизмом поступления последних в породы является соосаждение и сорбция различными осадками-носителями.

Еще работами Гольдберга (Golberg, 1954) и Краускопфа (Krauskopf, 1956) было показано, что многие рудные элементы, в частности *Ni*, *Co*, *Cd*, *Pb*, вероятно, *Cu*, *Zn*, *Pb* и др., химически не осаждаются из бассейновых вод. Эти расчетные данные нашли широкое подтверждение в геологических обобщениях Н.М.Страхова (1962) и его школы.

В докладах, представленных Совещанию по метаморфогенному рудообразованию, подчеркивалось значение сорбции (в гипергенезе) и десорбции (при метаморфизме) на органических и глинистых веществах (Сердюченко, 1969), на бурых углях (Куденко, Нарсеев, 1969) и др.

Экспериментальные работы, выполненные различными авторами, показывают, что такие распространенные природные соединения, как гидроокислы железа, интенсивно сорбируют германий (рис.6), свинец (Рис.7), уран, скандий, селен и многие другие редкие и рассеянные рудные элементы. При концентрациях рудных элементов в водах порядка нескольких мг/л содержания в сорбентах могут достигать тысячных-сотых долей процента.

Для теории метаморфогенного рудообразования особенно важно то обстоятельство, что рудные элементы, связанные с нерудными минералами-носителями сорбционно, при "старении" и раскристаллизации последних частично входят в кристаллические решетки формирующихся термодинамически стабильных соединений (например, в магнетитах железистых кварцитов докембрия), но главным образом десорбируются, переходят в подвижное состояние, накапливаясь уже в стадию диагенеза и катагенеза в поровых растворах.

Прямое экспериментальное моделирование в данном случае затруднительно (фактор времени!), но косвенные данные свидетельствуют о том, что сорбция на свежеосадочных соединениях всегда намного

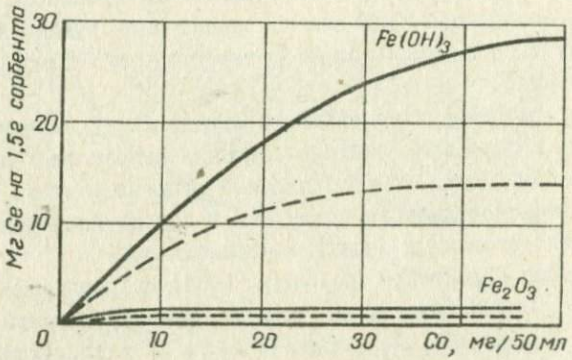


Рис.6. Изотермы сорбции германия на гидроокиси железа и гематита: сплошные линии - общая сорбция, пунктирные - прочная сорбция (по О.В.Щербаку (1962).

выше, чем на "состарившихся" кристаллических осадках. Так, сорбция *Ge* на свежеосадочном тонкодисперсном $Fe(OH)_3$ в десятки раз снижается при переходе к кристаллическому гематиту (рис.6). Сходная картина наблюдается и при сравнении сорбции *Pb* на свежем $Fe(OH)_3$ и природной железной руде (рис.7).

А.А.Куденко и В.А.Нарсеев (1969) отмечают, что содержание рудных элементов (*Pb*, *Zn*, *U*) может достигать при сорбции на бурых углях целых процентов и последовательно снижается с увеличением степени метаморфизма органического вещества (если на буром угле 100%, то для шунгитов лишь 10%). Уменьшение сорбции малых элементов при раскристаллизации минералов-носителей объясняется теоретически резким уменьшением удельной поверхности при "старении" осадка.

Поскольку явления сорбции нередко являются экзотермичными, то в соответствии с принципом Ле-Шателье повышение температуры также должно во многих случаях вести к десорбции рудных элементов

и переходу их в поровый раствор. Здесь также непосредственные экспериментальные данные ограничены, а прямые определения приме-

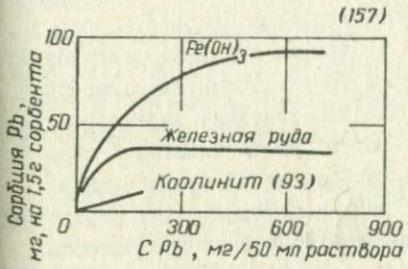


Рис.7. Изотермы общей сорбции свинца на различных сорбентах. В скобках приведены значения удельной поверхности сорбентов (по Рожковой и Щербаку, 1956).

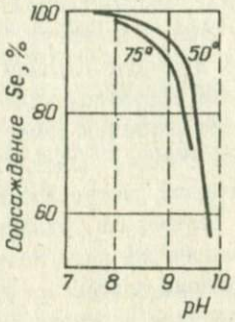


Рис.8. Влияние температуры на соосаждение селена в $Fe(OH)_3$ (по Плотникову, 1958).

нительно к геохимии почти не проводились. Поэтому мы вынуждены в качестве примера привести данные о зависимости осаждения с $Fe(OH)_3$, где подобная закономерность зафиксирована, но в очень узком температурном интервале (рис.8).

Таким образом, на основании расчетных данных и частных экспериментальных данных можно заключить, что образующиеся в ходе литификации при диагенезе, катагенезе и дегидратации при метаморфизме значительные количества растворов оказываются обогащенными десорбированными рудными элементами.

Теоретически выделяющиеся из метаморфизующихся пород растворы, если они достигли равновесия с твердыми фазами - минералами, должны быть насыщены рудными элементами, входящими в состав самостоятельных кластических акцессориев и рудных аутигенных минералов. Поэтому при прохождении таких растворов сквозь вмещающие толщи пород не может происходить дальнейшего "выщелачивания" указанных рудных элементов из соответствующих минералов. Например, метаморфический раствор, выделяющийся из магнетитового кварцита, уже не способен к растворению магнетита на всем пути своего сле-

дования. Очевидно, этот вывод строго справедлив при неизменности термодинамических параметров равновесия (Т, Р, состав раствора и т.д.). Поскольку движение раствора возможно по градиенту давления, то соединения, растворимость которых падает с понижением давления, не только не могут "выщелачиваться" на пути движения раствора, но, наоборот, должны отлагаться. Если же учесть, что в областях резких перепадов давлений (в трещинных зонах) следует ожидать некоторого снижения температуры, то указанная зависимость становится еще более очевидной. Только соединения, характеризующиеся ретроградной растворимостью, могут "выщелачиваться" метаморфическими растворами. Однако таких соединений среди рудных минералов практически нет. Поэтому роль метаморфических растворов, насыщенных рудными элементами обычных кластических и аутигенных минералов, сводится к выносу части рудного вещества непосредственно из метаморфизующихся пород в местах отделения растворов. Количество вынесенного материала определяется массой раствора и растворимостью соответствующих рудных минералов. Экспериментальные данные по растворимости кварца, гематита, магнетита, ряда сульфидов и силикатов, показывают, что при региональном метаморфизме может выноситься крайне незначительная доля рудных элементов.

В ином положении находятся метаморфические растворы по отношению к адсорбированным рудным элементам. В момент отделения растворы не насыщены этими элементами и способны "выщелачивать" их на пути движения. Поскольку сорбированные рудные элементы, как правило, являются относительно высокорастворимыми, метаморфические растворы приобретают характер концентрированных рудонесущих вод гидротермального типа. Этот вывод может быть распространен и на десорбцию и на вынос рудных элементов при метаморфических преобразованиях породообразующих минералов-носителей, главным образом темноцветных силикатов, которые сорбционно или механически захватывали рудные компоненты еще в процессах осадконакопления и диагенеза. Однако количественные экспериментальные и расчетные данные еще недостаточны или малоубедительны. Так, интересные предположения, высказанные в тезисах А.М.Блоха (1969), о скачках структурного состояния воды, освобождающейся при возрастании температуры, и изменения в связи с этим, по терминологии автора, "растворяющих возможностей", не нашли еще подтверждения в строгих экспериментах.

Следует заметить, что сказанное выше имеет отношение только

к метаморфогенным водам, но так как в природе рудоносные растворы имеют полигенное происхождение, картина резко усложняется.

В отдельных случаях, особенно вдоль зон глубинных разломов, ведущее значение будут иметь ювенильные (флюиды) воды, поднимающиеся из подкоровых глубин в складчатые зоны земной коры. Они являются носителями тепла и подвижных компонентов (*Na* , K, CO_2 и др.), вызывавших метаморфизм и ультраметаморфизм осадочно-вулканогенных пород. Источником же рудогенных элементов, как и в первом случае, будут вмещающие породы.

Заключение

Из приведенного выше обзора нельзя, естественно, представить полную картину поведения рудных элементов в процессах метаморфизма, однако даже полуколичественное или частично качественное рассмотрение физиуо-химических аспектов устойчивости минералов, их компонентов и примесей позволяет сделать предварительные выводы.

I. Можно наметить ряд подвижности рудных элементов (по группам) в связи с формой их вхождения в метаморфизующиеся породы:

Самостоятельные кластические рудные минералы нерудные		самостоятельные аутигенные рудные минералы
минералы-носители (прочные химические связи)	нерудные минералы-носители (непрочные химические связи и физическая сорбция)	ненасыщенные поровые растворы (ионные, редко коллоидные)

Вероятно, ряды метаморфической подвижности рудных элементов могут быть закономерно увязаны с рядами геохимической подвижности (Страхов, 1962) в период формирования исходной толщи исследуемых пород (осадконакопление, частично диагенез).

2. Основная масса рудных элементов, стоящих в правой части ряда метаморфической подвижности, по-видимому, переходила в мобильное состояние и выносилась из осадочных толщ на ранних этапах метаморфогенного преобразования. Этот процесс завершался главным образом еще в P – T-условиях фации зеленых сланцев, когда отделялись основные массы свободной и связанной воды, резко уменьшалась удельная поверхность минералов, что сопровождалось их самоочист-

кой и десорбцией рудных примесей, происходила кристаллизация метастабильных аморфных фаз и т.п.

3. Дальнейший нормальный прогрессивный метаморфизм (от фации зеленых сланцев до гранулитовой), как правило, не ведет к существенному выносу рудных элементов, особенно стоящих в левой части ряда метаморфической подвижности, что обеспечивает сохранность метаморфизованных месторождений. Возможны только локальные перераспределения за счет "очистки" нерудных минералов при рекристаллизации или ограничения растворимости в твердом состоянии при высоких температурах и давлениях.

4. При гранитизации с частичным или полным расплавлением (начиная с верхнего предела амфиболитовой фации, T=620 - 750 °C, P=4000 атм) при поступлении "сквозьмагматических" растворов происходит разрушение кристаллических решеток большинства породообразующих минералов и освобождение рудных компонентов. Часть кластических рудных акцессориев при этом сохраняется и вследствие высоких температур плавления (например, торианит - 3050°C; рутил - 1825°C; магнетит -1550°C; касситерит - 1125°C и т.д.) иногда частично оплавляется.

Отложение рудных компонентов из метаморфических растворов принципиально не отличается от отложения из гидротермальных растворов иного происхождения. Факторами рудоотложения с образованием концентраций является достаточно резкие изменения физико-химических условий растворов (обычно падение T и P, иногда сопровождающееся выделение газовой фазы, изменения Eh и pH при реакциях с боковыми породами контрастного состава и т.п.).

Литература

Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Блох А.М. Скачки структурного состояния воды, как один из факторов возникновения рудообразующих растворов и процессов рудообразования. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Гаррелс Р.М. Минеральные равновесия. ИЛ, М., 1962.

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. "Мир", М., 1968.

Дроздовская А.А., Мельник Ю.П. Некоторые термодинамические данные об устойчивости уранинитов переменного состава в гипергенных условиях. - Атомная энергия, 1966, т.21, в.6.

Дроздовская А.А., Мельник Ю.П. Термодинамический анализ устойчивости окислов урана в низкотемпературных карбонатных водах. - Атомная энергия, 1967, т.22, в.5.

Закгейм А.Ю. Об одном пределе применимости законов термодинамики. - ЖФХ, 1943, т.X, в.8.

Корнилов Н.А. К вопросу о сущности мартитизации магнетита в железисто-кремнистых формациях докембрия. - Записки ВМО, 1968, 97, в.4.

Корнилов Н.А. О замещении магнетита карбонатом в железистых кварцитах докембрия. - ДАН СССР, 1969, т.184, № 4.

Куденко А.А. Стойкость минералов и метаморфическое рудообразование. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Куденко А.А., Нарсеев В.А. О возможном механизме образования парагидротерм при метаморфизме. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Летников Ф.А. Влияние кинетических факторов на формирование и состав гидротермальных систем. - МГК, XXIII сессия, доклады советских геологов, проблема 7. Эндогенные рудные месторождения. "Наука", М., 1968.

Летников Ф.А., Минцис А.Ш. О влиянии регионального метаморфизма на процессы перераспределения рудного вещества. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Мельник Ю.П. Про можливий зв"язок стійкості порід до гранітизації з їх рівновагою та енергетичною анізотропією.- Геол. журн. АН УРСР, 1962, 6, т.22, в.6.

Мельник Ю.П. Термодинамический анализ условий образования рудных минералов при метаморфизме докембрийской железорудной формации. - Геол. рудн. м-ний, 1964, 5.

Мельник Ю.П. Теоретическое и экспериментальное изучение условий образования и устойчивости магнетита в метаморфических железистых породах и рудах Криворожских месторождений.- В кн.: Проблемы теории и эксперименты в рудообразовании. "Наукова думка", К., 1966.

Мельник Ю.П. Физико-химический анализ устойчивости горных пород в условиях ультраметаморфизма и гранитизации. - В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. "Наукова думка", К., 1966.

Мельник Ю.П. Экспериментальные исследования по окислению сидерита водяным паром. - В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. "Наука", М., 1966.

Мельник Ю.П., Ярощук М.А. Термодинамический анализ условий образования оливин-магнетитовых пород и руд Володарского района Украинского щита. - В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. "Наукова думка", К., 1966.

Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежского ун-та, 1966.

Предовский А.А. Некоторые геологические и геохимические условия формирования метаморфогенно-гидротермальных рудообразующих систем. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Салливан К.Дж. Величины теплоемкости и температур при рудообразовании. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, в.I. ИЛ, М., 1960.

Сердюченко Д.П. Осадочно-метаморфические толщи как источник рудного вещества для "гидротермальных" и "магматических" месторождений. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т.I. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли, изд.2-е. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Стрыгин А.И. Характерные черты метаморфогенных месторождений и вопросы их классификации. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Ярощук М.А. Магнетитовые и сульфидно-магнетитовые метаморфогенные руды Володарских магнитных аномалий . - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Goldberg E.D.Marine geochemistry. I.Chemical scavengers of the sea. - J.Geology, 62, 3, 249, 1954.

James H.L., Howland A.L. Mineral facies in iron- and

silica-rich rocks (abstr.). - Geol.Soc.America Bull., 66, 12, 1580, 1955.

K l e i n C.Petrology of a metamorphic iron formation in Southwestern Labrador, Canada. - Geol.Soc.America Spec.Papers, 87, 88, 1966.

K r a u s k o p f K.B. Factors controlled the concentrations of thirteen rare metals in seawater.- Geochim. et Cosmochim. Acta, 9, 1/2, 1956.

K r i s h n a R a o J.S.R., M u r t h y D.S.N. Significance of magnetite, ilmenite, hematite occurence in amphibolites and granulites from Salem district, Madras State (India).- Sci. and Culture, 33, 5, 227, 1967.

M e l n i k Yu.P. Possible relation of resistance of rocks to granitization and to their equilibrium and thermodynamic anisotropism. - Intern. Geol.Review, 7, 2, 297, 1965.

R a m b e r g H. A theoretical approach to the thermal stabilities of hydrous minerals. I. Central principles as revealed by studies of hydroxides and oxyacids. -J.Geology, 62, 4, 1954.

Ф.В.Сыромятников, Г.В.Румянцева

О ВЛИЯНИИ МЕХАНИЧЕСКОГО НАПРЯЖЕНИЯ НА РАСТВОРИМОСТЬ КВАРЦА В ВОДЕ ПРИ ПОВЫШЕННЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

Возникновение закономерной ориентировки минералов является замечательной особенностью пластических деформаций горных пород, в результате которых слагающие горную породу минералы приобретают преимущественную ориентировку в одном или нескольких направлениях. Закономерная ориентировка минералов в деформированной горной породе подчиняется принципу Кюри, согласно которому ориентированное движение служит причиной закономерно ориентированного строения вещества. Возникновение определенной ориентировки минералов в горных породах может вызываться: 1) трансляционным скольжением; 2) образованием механических двойников; 3) дис-

локациями в кристаллической решетке деформированного минерала; 4) образованием сбросов в зернах, невыгодно ориентированных по отношению к давлению; 5) поворотом зерен в процессе пластической деформации. Кроме того, формирование сланцеватости может нередко сопровождаться перекристаллизацией минералов и их ориентированным ростом в породе (кристаллизационная сланцеватость), что ведет в соответствии с принципом Рикке к расположению пластинчатых и удлиненных минералов в направлении, перпендикулярном к направлению одностороннего давления. Сущность принципа Рикке в приложении к растворам (Рассел, 1935) заключается в том, что в породе, подвергающейся воздействию одностороннего давления, минералы растворяются по направлению максимального сжатия и кристаллизуются в направлении, перпендикулярном к максимальному давлению, т.е. в участках с пониженным давлением. Это происходит потому, что приложение нагрузки к кристаллу должно вызывать изменение межатомных расстояний и перегруппировку блоков атомов, что обусловливает соответствующее изменение межатомных сил, т.е. кристалл становится напряженным. Вследствие отклонения атомов или ионов в кристаллических решетках деформированного тела от положения устойчивого равновесия физико-химические свойства напряженного тела являются иными, чем у свободного.

Таким образом, в условиях одноосного сжатия даже простое кристаллическое зерно может изменить свою форму за счет растворения поверхности, находящейся под давлением, и роста в перпендикулярном направлении. Объяснением этому может служить то обстоятельство, что при воздействии одностороннего давления на минерал находящийся в водной среде химический потенциал растворенных веществ в растворе будет более высоким на поверхностях, подвергнутых воздействию одностороннего давления, чем химический потенциал тех же веществ на неподверженной действию давления поверхности. Эта разница вызовет химическую миграцию вещества из участков с повышенным давлением к участкам с пониженным давлением и соответственно рост кристалла на этих участках.

Однако некоторые исследования выявили, что сланцеватость не всегда развивается в направлении, перпендикулярном к направлению одностороннего сжатия. По-видимому, одностороннее и гидростатическое давление играют различную роль при перекристаллизации минералов в деформированных горных породах. Приступая к экспериментальной работе по выяснению этой роли, мы выбрали

объектом исследования кварц - один из главных породообразующих минералов. Монокристаллические образцы с Полярного Урала и из Волынских пегматитов были разрезаны на призмы размерами 5x5x10 мм так, чтобы длинная ось призмы шла параллельно оси с кристалла. Основания призм были тщательно отполированы, боковые грани - отшлифованы. Полировка оснований необходима для равномерного распределения давления по площади; более грубая обработка боковых граней, которые в ходе опытов соприкасаются с раствором-растворителем, должна позволить достигать равновесия за меньший период времени (Кеннеди, 1950). Обработанные таким образом призмы взвешивались и помещались в специальный аппарат, названный стрессоклавом, конструкция которого разработана проф. Ф.В.Сыромятниковым. В этом аппарате одноосное сжатие образца осуществляется с помощью двух штоков, передвигающихся в вертикальном направлении навстречу друг другу. Для создания бокового давления водой подведен капилляр, соединенный с манометром. Нагревание рабочей зоны прибора производится с помощью наружной печи, температура замеряется платино-платинородиевой термопарой, вводимой в специальное углубление на корпусе стрессоклава на уровне расположения образца. Полученные в опытах данные обрабатывались и растворимость определялась по потере веса образца, как это делалось в экспериментах Кеннеди (1950), Фридмана (1948, 1949), Лодайза (1959), Китахара (1960) и др. В этом случае необходимо было иметь после опыта неразрушенный кристаллический образец, вследствие чего одной из первых задач явилось выяснение прочности монокристаллического кварца с Полярного Урала и из пегматитов Волыни для определения допустимого в наших опытах предела нагрузки на образец. Из более ранних работ по определению прочности кварца нужно упомянуть опыты Ринне (1902), который приводит цифру 15000 кГ/см^2 как максимальную, среднее же значение прочности на сжатие он дает 7000 - 8000 кГ/см^2.

Большим числом экспериментов мы установили, что разрушение призм начинается в среднем при направленной нагрузке 4500-5000 кГ/см^2 при боковом давлении, равном 1 кГ/см^2. Увеличение бокового давления до 1000 кГ/см^2, как и следовало ожидать, повышает прочность призм до 13000 кГ/см^2. При этом во всех случаях обломки отслаиваются параллельно оси сжатия, отделяясь от трещин кливажа. Исходя из полученных значений прочности исследуемых образцов, в своих опытах по определению растворимости мы

Результаты опытов по

Бок. давлен., кГ/см² \ T°,C	Волынский кварц			Кварц с Полярного Урала		
	400	500	600	400	500	600
500	0,1319	0,2048	0,2603	0,1668	0,2011	0,2586
1000	0,2183	0,8537	1,3712	0,3880	0,8249	1,3304

поддерживаем величину направленной нагрузки 4000 кГ/см^2 при боковом давлении воды, составлявшем в одной серии опытов 500 кг/см^2, ь другой - 1000 кГ/см^2.

При проведении экспериментов образец сначала сжимался при помощи вертикальных штоков, затем создавалось боковое давление требуемой величины, после чего проводилось нагревание до температуры исследования. Образцы выдерживались в режиме в течение 3 ч, затем печь отключалась, стрессоклав быстро охлаждался, образец извлекался, тщательно промывался и взвешивался. Постановка ряда пробных опытов при аналогичных режимах в течение 2 и 6 ч показала, что 3 ч достаточно для достижения равновесия при проведении опытов при температуре 400, 500 и 600°С.

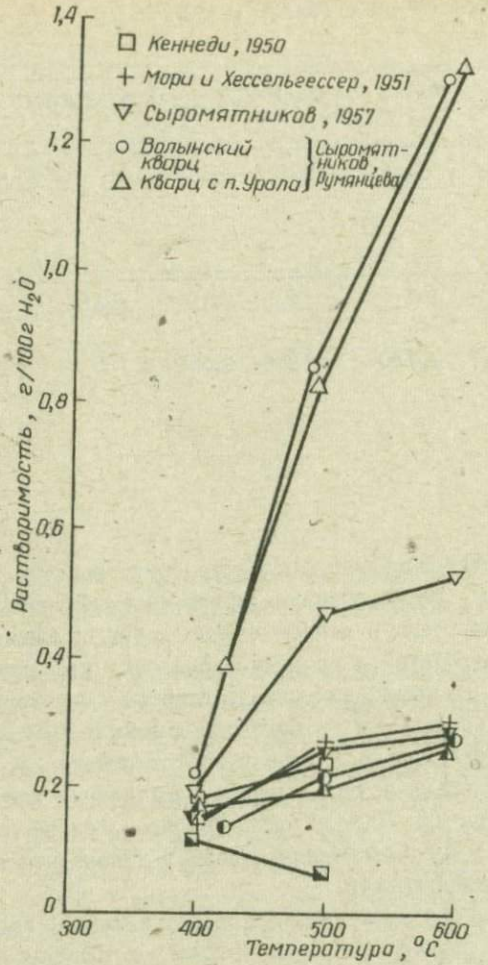
Результаты экспериментов приведены в таблице и представлены на рисунке. Для сравнения наряду с нашими данными помещены данные Кеннеди (1950), Мори и Хессельгессера (1951) и Сыромятникова (1957). Из рассмотрения этих материалов вытекает интересная закономерность: данные по растворимости в воде, полученные нами для монокристаллических образцов кварца при направленной нагрузке 4000 кГ/см^2 и боковом давлении 500 кГ/см^2, создаваемом дистиллированной водой, достаточно хорошо совпадают с данными дру-

растворимости кварца в воде (г/100 г H_2O)

Кеннеди (1950)			Мори, Хесселыгессер (1951)			Сыромятников (1957)		
400	500	600	400	500	600	400	500	600
0,118	0,0665	-	-	-	-	0,159	0,253	0,277
0,181	0,234	-	0,150	0,260	0,296	0,183	0,463	0,528

гих авторов по растворимости кварца в условиях всестороннего давления 500 кГ/см^2. Иными словами, приложение дополнительной однонаправленной нагрузки в данном случае почти не сказывается. Об этом же свидетельствует и последующий просмотр и обмер призматических граней, соприкасавшихся с раствором. В условиях же одноосного сжатия 4000 кГ/см^2 и бокового давления 1000 кГ/см^2 изобара растворимости кварца в воде резко отличается от кривых Кеннеди, Сыромятникова и других авторов, полученных для условий всестороннего сжатия при 1000 кГ/см^2. При этом кривая растворимости, определенная Сыромятниковым, имеет в начале наклон, аналогичный наклону нашей кривой.

Таким образом, при повышении бокового давления, которое может возникать по разным причинам, возрастает влияние одностороннего сжатия на изменение растворимости минерала. Так как характер кривых и значения растворимости для кварца с Полярного Урала и из Волынских пегматитов очень близки, то можно считать, что в первом приближении растворимость кварца не зависит от генетических типов месторождений кварца. Исследование образцов, использованных в опытах по растворению в дистиллированной воде,



Изобары растворимости кварца: ○, △, ▽, □ – точки для бокового или гидростатического давления 1000 кГ/см2; ●, ▲, ▼, ■ – для 500 кГ/см2 (данные Мори и Хессельгессера нанесены для гидростатического давления 1000 кГ/см2).

не показало практического изменения в толщине образца по всей высоте призмы; отмечено лишь слабое растворение краевых частей полированных торцовых граней. Образцы, использованные в предварительных опытах с растворами Na_2CO_3, показали отчетливое растворение и утоньшение призм близ торцов. Для получения более четкой картины растворения монокристаллических образцов кварца в тех же условиях, которые были использованы в опытах с водой, мы начали проведение серии экспериментов, где в качестве растворителя вместо воды используется раствор углекислого натрия. Полученные результаты будут сопоставлены с имеющимися данными и опубликованы в дальнейшем.

Литература

Russel G.A. Notes and news crystal growth and solution under local stress. - Amer. Mineral., v. 20, 10, 733-8, 1935.

Kennedy G.C. A portion of the system silica-water. - Econ. Geology, v. 45, 7, 629-54, 1950.

Kennedy G.C. Pressure-volume-temperature relations in water at elevated temperatures and pressures. - Amer. J.Sci., v. 248, 548-64, 1950.

Friedman I.I. The solubility of quartz in sodium carbonate solutions at high temperatures. -J.Amer.Chemical Society, v. 70, 8, 2649-50, 1948.

Friedman I.I. Laboratory growth of quartz. -Amer. Mineral., v. 34, 7-8, 583-9, 1949.

Laudise R.A. Kinetics of hydrothermal quartz crystallization. - J.Amer.Chemical Society, v. 81, 3, 562-6, 1959;

Kitahara S. The solubility of quartz in water at high temperatures and high pressures. - Review of Physical Chemistry of Japan, v. 30, 2,109-15, 1960.

The solubility equilibrium and rate of solution of quartz in water at high temperatures and high pressures. - Там же, I32 - 3I.

Polimerization of silicic acid obtained by the hydrothermal treatment of quartz and the solubility of amorphous silica. - Там же, I3I-8.

Rinne F. Bemerkungen über die Druckfestigkeit einiger Quartzund Feldspatwürfel sowie über die Druckfestigkeit von

Glimmerstreifen. - Centralblatt fur Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, 262-6, 1902.

Morey G.W., Hesselgesser J.M. The solubility of quartz and come other substanes in superheated steam at high pressures. - Transaction of the A.S.M.E., v. 73, 7, 865-77, 1951.

Сыромятников Ф.В. Экспериментальное исследование явлений растворимости минералов и их классификация.- Минеральное сырье , 1957, в.2, стр.141-163.

С.С.Горохов, Е.Е.Лисицына

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУТИЛОВЫХ ЭКЛОГИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА В СВЕТЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Рутиловые эклогиты представляют собой линзообразные межпластовые тела в различных сланцах и кварцитах ядра антиклинория хр. Урал-Тау. Ряд исследователей Южного Урала (Чесноков, 1959; Ленных, 1963; Горохов, 1964) считает, что рассматриваемые образования являются продуктом прогрессивного метаморфизма основных изверженных пород габброидного типа в обстановке эклогитовой фации, сменившегося диафторезом в условиях фаций глаукофановых и зеленых сланцев.

Высокое (до 4%) содержание рутила в эклогитах позволяет рассматривать их как промышленное сырье для добычи этого минерала. Рутил в эклогитах принято считать продуктом собирательной перекристаллизации пылевидных включений титановых минералов (ильменита, титаномагнетита, рутила) в основных изверженных породах и распада твердых растворов ильменит-магнетит и ильменит-гематит (Вертушков, 1957; Малышев, 1957). Одним из источников рутила является титан, изоморфно входящий в силикаты основных пород, в частности в авгит, и выделяющийся в процессе метаморфизма в форме самостоятельных минералов - рутила и ильменита, впоследствии также преобразующегося в рутил.

Для экспериментального изучения фазовых превращений минералов эклогита в различных термодинамических условиях и уточнения места рутиловой минерализации в общей схеме генезиса породы образец эклогита был подвергнут давлению до 50 кбар с одновременным нагревом до температуры плавления и выше (800 - 1600°С).

Химический состав эклогита, отобранного близ д.Шубино, характеризуется следующим соотношением компонентов (в %): SiO_2 - 45,88; TiO_2 - 3,90; Al_2O_3 - 14,28; Fe_2O_3 - 3,88; FeO - 12,70;

MnO – 0,25; MgO – 6,50; CaO – 9,26; Na_2O – 2,23; K_2O – 0,26; H_2O – 0,20; H_2O^+ – 0,72; CO_2 – нет, сумма – 99,91 (аналитик Л.Сычкова, ИГЕМ АН СССР). Порода может быть названа высокотитанистым эклогитом (Чеснокова, 1959). Она имеет темно-зеленый цвет и слабо выраженную полосчатую текстуру. Структура порфиробластовая: крупные (5 – 10 мм) идиоморфные ромбододекаэдры граната оранжево-красного цвета слагают до 30% породы и заключены в основной ткани, сложенной глаукофаном, омфацитом, эпидотом и в меньшей степени кварцем, мусковитом и рутилом. Размер зерен основной массы 0,3 – 1 мм.

Гранат состава (в %): SiO_2 – 39,76; TiO_2 – 3,17; Al_2O_3 – 18,19; Fe_2O_3 – 2,94; FeO – 21,91; MnO – 0,70; MgO – 4,96; CaO – 7,70; Na_2O – 0,27; K_2O – 0,24; H_2O^- – 0,12; H_2O^+ – 0,25; CO_2 – нет, сумма – 100,21 соответствует соотношению (в %): альмандин – 53, пироп – 21,6, гроссуляр – 13,3, андрадит – 10,5, спессартин – 1,6. Показатель преломления граната – 1,8.

Темно-синий глаукофан (30% породы) сильно плеохроирует: Ng – зеленовато-синий, Nm – серовато-фиолетовый, Np – светло-желтый. Минерал двуосный отрицательный, угол с Ng – 10^0. Показатели преломления: Ng – 1,661, Np – 1,639, $Ng - Np$ – 0,022.

На долю омфацитового пироксена приходится до 20% породы. Он имеет эгирин-диопсид-жадеитовый состав (спектральный анализ показывает присутствие Na и Fe в количестве первых процентов) и слабо плеохроирует в зеленовато-желтых тонах. Удлинение отрицательное, угол с Ng – 70^0. Показатели преломления: Ng – 1,712, Np – 1,690, $Ng - Np$ – 0,022.

До 10% породы занимают мелкие (0,1 – 0,3 мм) зерна эпидота, кварца, рутила и чешуйки мусковита. Рутил представлен округлыми зернами размером 0,10 – 0,15 мм, однако некоторые выделения имеют грани двух тетрагональных призм и тетрагональной дипирамиды. Кристаллы рутила содержатся в основной ткани эклогита и в центральных частях порфиробластов граната. Широко наблюдается собирательная перекристаллизация рутила, особенно часто ее можно видеть в гранате, где за счет мелких кристалликов образованы более крупные зерна.

Экспериментальные работы проводились на установке одноосного сжатия в цилиндрической камере диаметром 10 мм при высоте образца 12–14 мм. Образцы готовились прессованием тонко измельченного порошка эклогита с добавлением одной-двух капель воды. Сре-

дой, передающей давление, служил литографский камень. Давление в реакционном объеме измерялось по изменению электросопротивления висмута и таллия. Температура определялась хромель-алюмелевыми или платино-платинородиевыми термопарами. Температурный градиент в реакционной камере в поперечном сечении составлял 100 - 150°С, в продольном - до 200°С.

Опыты велись по одно- и двухстадийной схемам кристаллизации. В первом случае вначале устанавливалось давление, затем до заданной величины поднималась температура и после выдержки от нескольких минут до 1 ч производилась закалка в течение 3-8 сек до 100-150°С с последующим снижением давления до атмосферного. Двухстадийная кристаллизация предусматривала доведение образца до расплава, выдержку при этой температуре в течение некоторого времени (5-10 мин), быстрое снижение температуры до требуемой и последующую кристаллизацию в течение 30 - 40 мин при этой температуре. Новообразованные минералы исследовались оптически и рентгенометрически. Ниже приводятся результаты экспериментов.

10 кбар. В процессе перекристаллизации породы в интервале температур 800 - 900°С наблюдается образование мелких (порядка сотых долей мм) выделений рудного минерала, по-видимому, титаномагнетита и клинопироксена, ближе неопределимого. Плавление породы происходит при 900°С.

15 кбар. Первой стадией изменения породы в температурном интервале 900-1000°С является перекристаллизация ее в твердом состоянии с образованием агрегата удлиненно-призматических пористых и неправильных кристаллов клинопироксена размерами в среднем 0,1 мм. Угол погасания - до 40°, двупреломление - 0,017-0,020. Кристаллы окрашены в буровато-фиолетовый цвет и слабо плеохроируют. Минерал, по-видимому, может быть определен как титанистый эгирин-авгит. В тесной ассоциации с ним встречаются неправильные выделения титаномагнетита. При 1100°С происходит плавление породы и дальнейшая кристаллизация минералов идет уже из расплава. Зерна пироксена обрастают мелкими, часто дендритовидными и игольчатыми выделениями титаномагнетита.

20 кбар. Основным минералом, кристаллизующимся из эклогита при этом давлении, также является клинопироксен. При кристаллизации в твердой фазе получен агрегат ксеноморфных мелких (0,05 мм) зерен; кристаллизация из расплава приводит к образованию крупных (до 1мм) зерен пироксена резко идиоморфных очертаний - прямо-

угольных или удлиненно-призматических в сечении. В тесной ассоциации с пироксеном часто присутствуют выделения титаномагнетита – неправильные при кристаллизации в твердой фазе и мелкие дендритовидные сростки при кристаллизации из расплава.

Большинство кристаллов клинопироксена характеризуется зеленовато-фиолетовым оттенком, обусловленным изоморфной примесью титана в минерале. Степень густоты этого оттенка находится в обратной зависимости от количества рудного минерала (по-видимому, смеси магнетита и ильменита), выделившегося в процессе перекристаллизации породы. В образцах, богатых новообразованными рудными минералами, титан полностью или частично извлекается из пироксена, и кристаллы последнего становятся бесцветными.

Давление 20 кб является минимальным в условиях наших опытов для образования граната. Так, при температуре 1000°С была получена титаномагнетит-пироксеновая ассоциация со спорадически рассеянными мелкими (0,01 мм), но, как правило, имеющими идиоморфные очертания кристаллами граната. Плавление породы происходит при 1200°С.

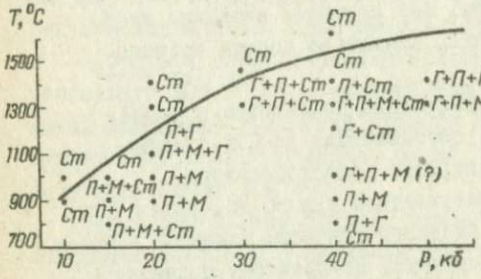
30 кбар. Отмечается заметное увеличение количества и размеров (до 0,2 мм) кристаллов граната, составляющих до 20% продуктов опытов. Формы кристаллов – идиоморфные ромбододекаэдры. Показатель преломления граната, образующегося при 30 кб, равен 1,792, т.е. несколько ниже, чем у исходного граната. Однако, клинопироксен, аналогичный описанному выше, по-прежнему является преобладающим минералом, причем кристаллы его часто как бы обрастают "рубашкой" титаномагнетита. Плавление породы происходит при 1400°С.

40 кбар. Для продуктов опытов характерно увеличение относительного содержания граната, сопровождающегося соответственно уменьшением содержания клинопироксена. Эти минералы встречаются примерно в одинаковых соотношениях, постоянно в переменных количествах присутствует титаномагнетит. Зерна минералов укрупняются и приобретают идиоморфные очертания. Рентгенограмма граната, полученного при 40 кб (параметр решетки $a_0 = 11,48 \pm 0,3$Å), и показатель преломления (1,790) характеризуют его как промежуточный член в ряду альмандин-пироп. Клинопироксен микроскопически, идентичный кристаллизующемуся при более низких параметрах, рентгенографически определяется как эгирин-авгит с примесью жадеитовой

молекулы. Рентгеновский анализ минералов был произведен ст.инж. ВНИИСИС Г.П.Клиентовой. Показатели преломления пироксена: N_g – 1,724; N_p – 1,699. Минерал слабо плеохроирует в фиолетовых тонах, что свидетельствует о вхождении в решетку примеси титана. Плавление породы происходит при 1500–1550°С.

50 кбар. Наблюдается дальнейшее укрупнение (до 0,5 мм) кристаллов граната, часто преобладающего в количественном отношении над клинопироксеном. Рентгенограмма ($d_{\text{о}}$ = 11,54 ± 0,01Å) и показатель преломления граната (1,789) свидетельствуют о его близости к разности, полученной при 40 кбар. Плавление породы происходит в пределах 1600 – 1650°С.

Проведенные работы позволили установить кривую плавления метаморфического глаукофанового эклогита (рисунок) и определить области устойчивости новообразованных минералов. Основными фазами, кристаллизующимися в области субсолидуса, являются щелочной клинопироксен, титаномагнетит и гранат пироп-альмандинового ряда. Богатый титаном клинопироксен, содержащий в своем составе эгириновую, жадеитовую и авгитовую молекулы, является преобладающим в количественном отношении минералом в продуктах перекристаллизации породы до 20 кбар включительно, что свидетельствует в пользу возможности образования эклогита из основных пород существенно пироксенитового состава. При 20 кбар впервые появляется гранат, а с дальнейшим повышением давления его содержание неуклонно растет, что приводит к возникновению типично эклогитовой гранат-пироксеновой ассоциации.


T,°C
1500
1300
1100
900
700
10
20
30
40
P, кб
Ст
Ст
Ст

имитирующих условия эклогитовой фации (20 кбар и выше), титан обособится в форме рутила, однако этого не произошло, и в продуктах опытов даже при 40 и 50 кбар титан связывается в непрозрачные мелкие выделения титаномагнетита. Отсутствие новообразований рутила в наших опытах следует объяснять, по-видимому, спецификой условий экспериментов, в первую очередь их кратковременностью (продолжительность опытов не превышала 30 мин), помешавшей установлению полного равновесия новообразованных фаз и кристаллизации рутила из титаномагнетита. Возможно, свою роль сыграла и резко восстановительная обстановка опытов, обусловленная контактом материала образца с графитовым нагревателем.

В ходе опытов удалось проследить на основании измерения показателей преломления изменение состава граната в процессе кристаллизации при различных давлениях. Уменьшение показателя преломления с I,8 у исходного образца до I,783 у граната, полученного при 50кбар, свидетельствует о возрастании пироповой составляющей с ростом параметров кристаллизации минерала, что согласуется с данными других исследователей (Грин и Рингвуд, I968).

Проведенные авторами несколько ранее (Безруков, Горохов и др., I968) исследования по перекристаллизации под давлением существенно альмандинового граната южно-уральских эклогитов и установлению кривой его плавления показали, что гранат в зоне субсолидуса устойчив при давлении I5 кбар и выше.

Увязывая эти данные с результатами описанных выше экспериментов, можно считать, что в процессе проведенных работ установлен нижний предел образования рассматриваемой эклогитовой ассоциации, лежащей в области I5 - 20 кбар и отвечающий нижней барической границе образования граната. То обстоятельство, что при давлении ниже I5 кбар в данных физико-химических условиях гранат не образуется, свидетельствует в пользу вывода о невозможности формирования изученных эклогитов ниже указанного давления.

Согласно схеме В.В.Белоусова (Белоусов, I966), давление I5 кбар соответствует глубине формирования породы в 50 км. Образование же исследуемых эклогитов происходило, по-видимому, на меньших глубинах, так как суммарная мощность пород, залегающих над максютовским комплексом, к которому относятся эти эклогиты, не превышают 30 км, т.е. гидростатическое давление не могло быть больше 8 кбар. Следовательно, надо полагать, что образование эклогита связано с интенсивными тектоническими движениями, внесшими свой вклад в общий баланс давления.

Литература

Безруков Г.Н., Горохов С.С., Давыдченко А.Г., Лисицына Е.Е. Изменение пиропа и альмандина в условиях высоких давлений и температур. - В кн.: Тезисы УШ Всес. совещ. по эксперим. и технич.минералогии и петрографии, Новосибирск, 1968.

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. "Наука", М., 1966.

Вертушков В.Н. Рутилсодержащие амфиболиты и эклогиты Урала. - Разведка и охрана недр, 1957, 8.

Горохов С.С. Рифей хребта Урал-Тау. - В кн.: Труды Геол. ин-та АН СССР, в. 124, "Наука", М., 1964.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Д. и др. Петрология верхней мантии. "Мир", М., 1968.

Леннних В.И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса (Южный Урал). - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т.3. Свердловск, 1963.

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

Чесноков Б.В. Рутилсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале. - Изв.вузов. Геология и разведка, 1959, 4.

В.С.Балицкий

ОСОБЕННОСТИ РАСТВОРИМОСТИ КВАРЦА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА

Широкое развитие кварца[x] и других минеральных форм кремнезема в различных эндогенных и реже экзогенных образованиях свидетельствует о большом диапазоне физико-химических параметров, при которых кремнезем сохраняет высокую подвижность. Одним из методов количественной оценки подвижности кремнезема является изучение его растворимости. Этому способствует наличие в SiO_2 прочной химической связи, позволяющей пренебречь ионизацией и рассматривать его как один компонент.

[x]/Здесь и ниже имеется в виду низкотемпературная разновидность α-кварца.

В подавляющем большинстве работ, а их более 70 (Горбунов, Самойлович, 1968) растворимость кварца, а также аморфного кремнезема, кристобалита и тридимита изучена либо в чистой воде, либо в относительно простых (в основном двухкомпонентных) водных растворах. Значение этих работ для геохимии кремнезема трудно переоценить. Вместе с тем постоянное нахождение в парагенезисе с кварцем других жильных и рудных минералов, а также результаты изучения газово-жидких включений в кварцах и современных вулканических и минеральных терм указывают на довольно сложный состав кремнеземсодержащих растворов. В связи с этим целесообразно изучить растворимость кварца в подобных сложных растворах.

Изучение растворимости кварца проводили по хорошо известному статистическому методу запалки (Kennedy, 1950). Опыты до температур 300°С осуществляли в автоклавах объемом 150 см^3 с фторопластовым герметично закрывающимся вкладышем. При более высоких температурах применяли автоклавы из сплава ЭИ-437Б, в которые помещали платиновые ампулы. Температуру контролировали с помощью хромель-копелевых термопар и электронных потенциометров типа ЭПВ-2-01 с точностью ± 3 град. Необходимое давление создавали заливкой автоклава соответствующим количеством раствора, определяемым по P-V-T-диаграммам. Опыты проводили при температурах 200, 280 и 400°С и давлениях 20 - 1200 атм. В качестве исходных растворов применяли природные минеральные воды, отличающиеся химическим составом, величиной pH и общей минерализацией, а также искусственно приготовленные растворы, отвечающие составам газово-жидких включений в кварцах и кальцитах. Результаты опытов приведены в табл.1. Как видно, растворимость кварца в минеральных водах различного состава мало отличается от растворимости в чистой воде. Наиболее высокая растворимость достигается в относительно более щелочных водах. Наиболее низкой растворимостью характеризуются слабокислые и нейтральные воды, в составе которых преобладают ионы SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+} и Mg^{2+}. С ростом концентрации (что особенно хорошо видно на примере высококонцентрированных хлоридно-натриевых и хлоридно-кальциевых растворов) растворимость кварца заметно уменьшается.

Для оценки влияния рудных компонентов на растворимость кварца были проведены опыты при температуре 300°С и давлении 340 атм в щелочных карбонатных (5% Na_2CO_3) растворах в присут-

Таблица I

Растворимость кварца в природных минеральных водах и растворах, отвечающих составу газово-жидких включений

Тип и ионный состав минеральной воды; солевой состав растворов включений	pH	Общая минерализация, г/л Содержание SiO_2 на выходе источника, г/л	Растворимость SiO_2 г/л при различных температурах и давлении		
			200°С, ~ 20 атм	280°С, ~100 атм	400°С, ~1200 атм
Ессентуки № 17 $HCO_3$59 Cl 41 (Na+K)92 Mg5	7,6	13,6 0,029	0,390	0,824	3,351
Боржоми $HCO_3$85 Cl 15 (Na+K)88 Ca7	7,2	6,4 0,016	0,150	0,783	2,739
Арзни Cl 68 $HCO_3$24 (Na+K)75 Mg15	6,5	11,27 0,1	0,166	0,781	1,906
Останкинская $SO_4$90 $HCO_3$4 Ca40 Mg32 (Na+K)28	6,3	3,96 Не опр.	0,097	0,580	1,249
Включение в кварце (г/л) NaCl - 57,3; KCl - 2,15 $CaCl_2$ - 0,60; $Ca(HCO_3)_2$ - 0,342	6,5	63,4 Сл.	0,1	0,560	1,285
Включение в кальците CaCl - 40, NaCl - 60, KCl - 2 $Ca(HCO_3)_2$ - 10 $CaSO_4$ - Б	5-5,5	118 0,008	0,088	0,320	0,980
Чистая вода	6,5	-	0,240	0,650	2,0

ствии Al , Ga , Zn , и Fe и в почти нейтральных фторидных (15% NH_4F) растворах с добавкой, помимо указанных выше элементов, B и W. Примеси добавляли в виде аморфных окисей. Концентрацию их в растворе определяли сразу же после закалки автоклава. Результаты опытов со щелочным карбонатным раствором показали, что в системах образуются твердые фазы силикатов вводимых элементов. Это приводит к возрастанию потери веса образцов кварца с повышением количества помещаемых добавок примесей. Наряду с этим уменьшается и содержание в растворе кремнезема, который уже находится в равновесии не только с кварцем, но и новообразованным силикатом.

В опытах со фторидными растворами (табл.2) также образуются твердые фазы (за исключением добавок W и Ga), многие из которых еще не расшифрованы. При этом содержание кремнезема в растворе всегда ниже (что особенно заметно при повышенных содержаниях рудных компонентов в растворе), чем определяемая потеря веса образца и в опытах без добавок примесей.

Анализ и сопоставление полученных данных с результатами предыдущих исследований позволяет охарактеризовать влияние основных физико-химических параметров - состава и концентрации растворов, температуры и давления на растворимость кварца и объяснить причину широкой распространенности его в гидротермальных месторождениях различных типов.

Известно (Kennedy, 1950), что одним из основных факторов, определяющих растворимость кварца, является температура, причем в докритической области повышение температуры всегда увеличивает растворимость кварца как в воде, так и водных растворах, независимо от их состава. Давление при этом почти не влияет на величину растворимости. Выше параметров критического состояния воды, но при давлениях ниже 700 атм кварц имеет ретроградную растворимость. Это связано с резким уменьшением плотности воды при достижении критической температуры и давления, незначительно превышающего критическое. С повышением давления степень уменьшения плотности с увеличением температуры падает. При 700 атм влияние изменения плотности раствора с повышением температуры и самой температуры на растворимость уравнивается , и растворимость выше критической температуры остается практически неизменной. При больших давлениях растворимость кварца с повышением температуры начинает возрастать и тем интенсивнее, чем выше давление.

Таблица 2

Растворимость кварца в карбонатных и фторидных растворах в присутствии элементов-примесей (температура 300°С, давление 340 атм)

Состав раствора	Вводимый компонент	Количество вводимого компонента	Потеря веса образца, г/л	Содержание вводимой примеси в растворе, г/л	Содержание кремнезема в растворе, г/л	Новообразованные твердые фазы
	Ga_2O_3	–	13,65	–	13,90	–
	Ga_2O_3	10	14,23	0,0436	13,54	$NaGaSi_3O_8$
5% Na_2CO_3	Ga_2O_3	100	15,37	0,1325	13,46	$NaGaSi_3O_8$
	Ga_2O_3	1000	26,39	0,125	10,35	$NaGaSi_3O_8$
	Fe_2O_3	10	15,35	0,0227	13,69	$NaFeSi_2O_6$
	Fe_2O_3	100	13,96	0,030	12,52	$NaFeSi_2O_6$
5% Na_2CO_3	Fe_2O_3	1000	15,66	0,0859	12,93	$NaFeSi_2O_6$
	Fe_2O_3	3000	15,16	0,0223	9,493	$NaFeSi_2O_6$
	ZnO	10	14,31	0,079	12,79	Zn_2SiO_4
	ZnO	100	14,48	Не опр.		Zn_2SiO_4
5% Na_2CO_3	ZnO	100	14,33	0,189	10,84	Zn_2SiO_4
	ZnO	1000	17,17	Не опр.		Zn_2SiO_4
	Al_2O_3	10	13,50	0,0524	12,07	–
	Al_2O_3	1000	15,77	0,081	12,21	Не опр.
5% Na_2CO_3	Al_2O_3	100	15,20	Не опр.	Не опр.	–"–
	Al_2O_3	100	14,02	–"–	–"–	–"–
	Al_2O_3	1000	0	5,16	0,041	$3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$
	–	–	34,59	–	Не опр.	Нет
15% NH_4F	Ga_2O_3	10	35,08	0,581	34,50	"
	Ga_2O_3	20	35,09	6,06	31,72	"
	–	–	35,04	–	Не опр.	"
15% NH_4F	WO_3	100	35,74	Не опр.	–"–	"
	WO_3	1000	35,74	3,35	30,49	"
	Al_2O_3	10	31,52	0,069	31,95	"
15% NH_4F	Al_2O_3	10	32,67	0,074	28,56	$(NH_4)_3AlF_3$
	Al_2O_3	100	33,47	0,072	27,16	$(NH_4)_3AlF_3$
	Al_2O_3	1000	23,75	6,85	21,60	$(NH_4)_3AlF_3$
	ZnO	10	33,21	0,050	31,17	
15% NH_4F	ZnO	100	30,81	0,590	30,24	Есть, состав фазы не опр.
	ZnO	1000	28,44	6,16	26,66	
	B_2O_3	10	29,58	6,16	29,30	То же
15% NH_4F	B_2O_3	100	30,57	6,16	29,20	"
	B_2O_3	1000	25,72	6,16	23,79	"
	Fe_2O_3	10	33,09	0,124	31,28	Нет
15% NH_4F	Fe_2O_3	100	30,96	0,64	29,52	"
	Fe_2O_3	1000	30,27	1,22	29,10	"

Влияние состава и концентрации растворов в общих чертах сводится к следующему. В нейтральных растворах растворимость кварца мало отличается от растворимости в чистой воде и с повышением концентрации растворов уменьшается. При этом существенно меньшей растворимостью отличаются растворы преимущественно бикарбонатного, хлоридного и хлоридно-сульфатного кальциевого и магниевого составов.

В водных растворах щелочей и солей слабых кислот и сильных оснований, а также в щелочных природных водах растворимость кварца выше, чем в чистой воде и значительно возрастает с повышением pH. С ростом концентрации таких растворов растворимость кварца увеличивается. Однако в сильно щелочных растворах гидроокисей, карбонатов, сульфидов натрия и, по-видимому, других щелочей эта закономерность нарушается в связи с расслоением растворов на две несмешивающиеся жидкости и захватом большей части SiO_2 в так называемую "тяжелую фазу" (Бутузов, Брятов, 1957).

В водных растворах кислот (за исключением фтористо-водородной) растворимость кварца ниже, чем в чистой воде и падает с возрастанием их концентрации. Появление в кислых и слабокислых растворах фтора резко увеличивает растворимость кварца, которая, например, в растворах фтористого аммония (при прочих равных условиях) достигает таких же значений, как в эквимолярных растворах карбоната натрия. Наличие в растворах рудных компонентов (таких как Al, Fe, Zn, Ga, W и, возможно, других) приводит к некоторому уменьшению растворимости кварца, особенно в случае их повышенных концентраций.

Отмеченные зависимости растворимости кварца от состава и концентрации растворов могут быть объяснены, исходя из механизма растворения. Установлено, что величина растворимости кварца в воде пропорциональна квадрату плотности смешанной водной фазы (Mosebach, 1957). Это позволяет считать, что растворение протекает по схеме

$$SiO_2 + 2H_2O \rightleftharpoons Si(OH)_4,$$

т.е. имеет место комплексация SiO_2 с H_2O. Очевидно, что в нейтральных средах образование водносиликатного комплекса будет зависеть от активности молекул воды. Доля же активных молекул воды с появлением и возрастанием в ней других ионов и молекул нейтральных солей будет уменьшаться. Этим и обусловлено то обстоя-

тельство, что в нейтральных растворах растворимость кремнезема меньше, чем в чистой воде, и с ростом концентрации растворов падает.

Увеличение растворимости кремнезема с повышением щелочности растворов связано с дополнительным (помимо $Si(OH)_4$) появлением в растворе силикатных ионов типа SiO_3^{2-}, $Si_2O_5^{2-}$ и более сложных, концентрация которых находится в прямой зависимости от содержания гидроксила OH^-. Предполагается, что появление таких ионов может протекать по схеме (

$$SiO_2 + (2a-4)OH \rightleftharpoons SiO_a^{(2a-4)} + (a-2)H_2O,$$

где a – больше двух. Константа равновесия такой реакции

$$K = \frac{[SiO_a]^{(2a-4)^-}}{[OH]^{(2a-4)^-}}$$

и отчетливо указывает на зависимость концентрации силикатных ионов от pH. Концентрация гидроксила в водных растворах определяется главным образом степенью гидролиза входящих в них солей, степенью диссоциации оснований и их растворимостью. Именно поэтому в растворах сильных гидроокисей и солей слабых кислот и сильных оснований отмечается более высокая растворимость кварца, чем в чистой воде и нейтральных или кислых растворах, не содержащих фтора. Последний в условиях щелочных сред не влияет на растворимость кварца. В кислых же растворах кремнезем, взаимодействуя с ионами F^-, легко образует гексафторосиликатные или более сложные комплексы, которые и обусловливают высокую растворимость кварца.

Таким образом, изложенные данные позволяют констатировать, что при известной роли температуры и давления состав и концентрация растворов влияют на растворимость кварца, постольку, поскольку всеми этими параметрами определяется прежде всего концентрация в растворе гидроксила OH^- (в щелочных средах) и ионов F^- (в кислых средах). Рудные компоненты заметно понижают растворимость кварца только при их высокой концентрации в растворе.

Относительно близкая растворимость кварца в нейтральных и близких к ним растворах, независимо от их валового химического состава, позволяет объяснить с учетом широкого распространения кремния в земной коре довольно обильное и постоянное присутствие кварца (или других форм кремнезема) в гидротермальных место-

рождениях самых различных типов. Пониженная растворимость кремнезема в растворах существенно гидрокарбонатного, хлоридного и хлоридно-сульфатного кальциевого и кальций-магниевого составов объясняет относительно меньшую распространенность кварца в месторождениях исландского шпата, барита и других сульфатов и карбонатов.

С другой стороны, интенсивное перераспределение кремнезема в месторождениях с широко проявленными процессами либо щелочного метасаматоза, либо грейзенитизации хорошо согласуется с данными о высокой растворимости кварца в щелочных и кислых фторсодержащих растворах.

Литература

Бутузов В.П., Брятов Л.В. Исследование фазовых равновесий части системы $H_2O - SiO_2 - Na_2CO_3$ при высоких температурах и давлениях. - Кристаллография, 1957, 2, в.5.

Горбунов Л.В., Самойлович Л.А. Растворимость кремнезема в гидротермальных условиях в связи с некоторыми проблемами геохимии и синтеза кристаллов кварца. Итоги науки. Геохимия, минералогия, петрография, 1966, М., 1968.

Kennedy G.C. a portion of the system silica-water. - Econ. geol., 1950, 45, 7.

Londise R.A., Ballman A.A. The solubility of quartz under hydrothermal conditions. - J.Phys.Chem., 1961, 65, 8.

Rosebach R. Thermodynamic behavior of quartz and other forms of silica in pure water at elevated temperature and pressures with conclusions on their mechanism of solution. - J.Geol., 1957, 65, 4.

И.Л.Комов, Я.М.Нюссик

СТАБИЛИЗАЦИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ПОЛЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕРЕХОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Большую роль в строении земной коры, в процессах дифференциации интрузивных пород играют элементы переходных металлов -

скандий, титан, ванадий, хром, марганец, железо, кобальт, никель и медь. Эти элементы широко распространены в метаморфических породах и слагающих их минералах. Сведения о стабильности, форме нахождения и основных свойствах многих минералов зависят от знания химических и физических свойств этих элементов.

До последнего времени основы теории распределения рассеянных элементов между минералами базировались на известных правилах В.Гольдшмидта. Позже эта классическая теория была дополнена работами Р.Рингвуда (значение электроотрицательности) и др. Законы распределения неприменимы к переходным элементам, ионы которых имеют специфическое строение электронных уровней (характеризуются частичным заполнением электронного уровня $3d$). В каждом конкретном случае затруднительно предсказать, какие факторы (ионный радиус или величины электроотрицательностей ионов) будут руководящими и преобладающими в формировании состава новообразуемых минералов.

Наиболее приемлемой и простой теорией, объясняющей поведение элементов переходного ряда, является теория кристаллического поля, разработанная еще в 30-е годы исследователями Бете и Ван Флеком. На современном этапе изученности применение данной теории может указать на относительный порядок вхождения и миграции тех или иных элементов при процессах метаморфизма и особенно важно, при процессах метаморфогенного рудообразования.

Основы теории кристаллического поля

Поведение переходных элементов и их физические свойства существенно изменяются, когда ионы входят в раствор или в кристаллическую решетку и, таким образом, оказываются окруженными зарядами анионов. Окружающие ионы (лиганды) рассматриваются как точечные заряды или диполи, создающие вокруг центрального иона статистическое "внутрикристаллическое поле" (рис.I). Основным эффектом влияния окружения на состояние центрального иона является расщепление его терм. Для определения характера расщепления атомных терм в полях различной симметрии использован метод, основывающийся на представлениях теории групп симметрии.

При неполном заселении электронами d- и f-орбиталей свободного иона, обладающего сферической симметрией, его термы оказываются вырожденными. При наличии окружения лигандов-ион окру-

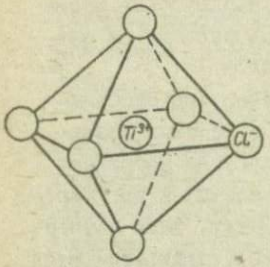
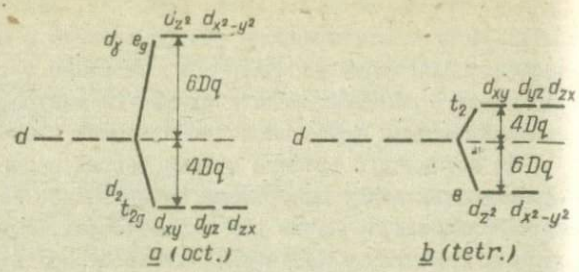


Рис.I.Ион титана в октаэдрическом окружении анионов хлора.



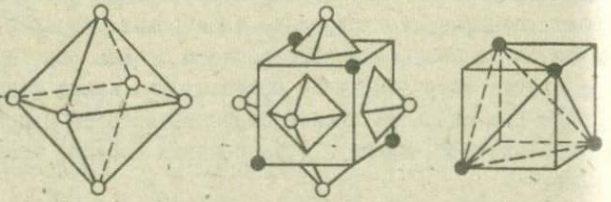


Рис.2. Разделение энергетических уровней d -орбит в октаэдрических (O_h) и тетраэдрических (T_d) полях.

жает координационная среда, которая своим полем снимает "вырожденное" состояние центрального иона и расщепляет его термы. Это объясняется тем, что симметрия поля лигандов всегда ниже сферической.

Для интерпретации этого явления рассмотрим случай, когда центральный ион содержит один d-электрон (например, Ti^{3+}), а анионы ближайшего окружения образуют октаэдр. Основным состоянием центрального иона является D_2 , которое (описываются 5-ю волновыми функциями) и соответствует пятикратному вырождению этого уровня (рис.2). В состоянии $d_{x^2-y^2}$ и d_{z^2} (обозначается d_γ) электрон испытывает большее электростатическое отталкивание от лигандов, чем в состоянии d_{xy}, d_{zy}, d_{xz} (обозначение d_ε). Следовательно, пять d-состояний, имеющих одинаковую энергию в свободном ионе, в октаэдрическом кристаллическом поле разделяются на две группы: три d_ε и два d_γ-состояния с разными энергиями, причем уровни d_ε являются низшими. В тетраэдрическом окружении картина расщепления будет обратной. В этом случае наиболее близким лигандам будут d_ε -орбиты, и они испытывают большее электростатическое отталкивание, чем орбиты d_γ.

Как октаэдрическая, так и тетраэдрическая симметрия относятся к одной и той же кубической группе симметрии. При понижении симметрии термы T_2 и E подвергаются дальнейшему расщеплению.

В случае, когда центральный ион содержит несколько d-электронов (для таких элементов, как Cr^{3+}, V^{3+}, V^{2+}, Fe^{2+}, Ni^{2+}) наглядная интерпретация расщепления термов в кристаллическом поле становится затруднительной. При этом приходится принимать во внимание взаимодействие d-электронов между собой (параметры Рака B и C). Характер расщепления термов в кристаллическом поле будет определяться соотношением между силой кристаллического поля и силой взаимодействия электронов между собой. Расщепленные термы ионов в кристаллических полях кубической симметрии определяются спектроскопическими методами (оптические методы, ЭПР, мессбауэровские спектры).

Расщепление центрального иона может быть охарактеризовано величиной Δ_0 (в некоторых работах оно обозначается как $10\,D_q$) между энергетическими уровнями d_ε и d_γ. Эту величину называют параметром расщепления. Физический смысл этого параметра заключается в том, что он дает разность энергий электрона между орбиталями d_ε и d_γ, зависит от силы поля (характера) лигандов и от природы центрального иона и типа окружения.

Расщеплениями d-уровней определяются многие свойства минералов, содержащих элементы переходного ряда (окраску плеохроизма и магнитные свойства, которые зависят от электронных переходов между подуровнями расщепления). Сила кристаллического поля $10\,D_q$ определяет величину расщепления терм свободного иона на уровни и тем самым положение широких полос в спектре поглощения.

Сила кристаллического поля Δ_0 не только определяет положение полос поглощения, но и показывает на энергетическое состояния иона исходного элемента при внедрении его в октаэдрическое или тетраэдрическое окружение. При расщеплении D-терма под действием октаэдрического поля энергий снимается на $4\,D_q$ (или 6) по сравнению с ионами в сферически симметричном электростатическом поле. Это значение энергии называют энергией стабилизации кристаллического поля (ЭСКП). Энергии стабилизации 3d-ионов для октаэдрических и тетраэдрических координаций предоставлены в табл.I. В отличие от растворов и расплавов симметрия кристаллического поля ионов в минералах не ограничивается октаэдрической или тетраэдрической координацией, а может относиться и к другим различным типам симметрии. В этом случае расщепление 3 -уровней соответствует другому определенному типу симметрии и энергия стабилизации кристаллического поля изменяется дальше.

Таблица I

Энергия стабилизации в кристаллическом поле для ионов переходных металлов в октаэдрических и тетраэдрических структурных положениях

Число электронов	Ион	Ионные плотности	Ионный радиус, Å		Электроотрицательность		Октаэдрическая координация, ккал/моль		Тетраэдрическая координация, ккал/моль		Дополнительный выигрыш энергии при вхождении в октаэдрические положения, ккал/моль	
			I	2	I	2	A	B	A	B	A	B
I	Ti^{3+}	35					23,I		I5,4		7,7	
2	V^{3+}		0,74	0,74	I,6	I,35	4I,0	38,3	28,7	25,5	I2,3	I2,8
3	V^{2+}	32					40,2		8,7		3I,5	
3	Cr^{3+}	47	0,69	0,63	I,6	I,6	60,0	53,7	I3,3	I6,0	46,7	37,7
4	Mn^{3+}		—	—	—	—	35,9	32,4	I0,6	9,6	25,3	22,8
5	Mn^{2+}	I7	0,80	0,80	I,5	I,4	0	0	0	0	0	0
5	Fe^{3+}	44	0,64	0,64	I,9	I,8	0	0	0	0	0	0
6	Fe^{2+}	26	0,76	0,74	I,8	I,65	II,4	II,9	7,5	7,9	3,9	4,0
7	Co^{2+}	30	0,74	0,72	I,8	I,7	I7,I	22,2	I5,0	I4,9	2,I	7,4
8	Ni^{2+}	34	0,72	0,69	I,8	I,8	29,3	29,2	6,5	8,6	22,8	20,6
9	Cu^{2+}	30		0,72	2,0	2,0	22,2	2I,6	6,6	6,4	I5,6	I5,2
I0	Zn^{2+}	27					0	0	0	0	0	0

A – по Клеру, I957; B – по Дунину и Оргелю, I957; I – ионные радиусы по Рингвуду, I955; 2 – по Паулингу, I960.

Как видно из табл.2, в октаэдрическом поле значения энергии стабилизации кристаллического поля максимальны для ионов металлов с электронными конфигурациями $3d^3$ и $3d^8$, т.е. ионы металлов с этим числом электронов являются особенно устойчивыми. Если же ионы с электронными конфигурациями $3d^0$, $3d^5$ и $3d^{10}$, то энергия стабилизации кристаллического поля равна нулю, т.е. энергия в расплавах, растворах и минералах имеет то же значение, что и для свободного иона. Эти выводы подтверждаются данными спектроскопии и результатами измерений величины энергии гидротации двух- и трехзарядных ионов переходных металлов группы железа.

Таблица 2

Относительная стабилизация элементов в кубическом и октаэдрическом поле (при $\Delta_{куб} \cong \Delta_{окт}$)

Ионы		$\sigma_\varepsilon (\Delta \quad 10Dq)$ σ_ε =ЭСКИ$_{окт}$-ЭСКП$_{куб}$
d^0, d^5, d^{10}	Mn^{2+}, Fe^{3+}, Sc^{3+}	0
d^1, d^6	Fe^{2+}, Ti^{3+}	-2
d^2, d^7	Co^{2+}, V^{3+}	-4
d^3, d^8	Ni^{2+}, Cr^{3+}	+4
d^4, d^9		+2

Метаморфические процессы и миграция элементов

В процессах метаморфизма претерпевают изменения не только горные породы, но и слагающие их минералы. Изменение минеральных видов при метаморфизме происходит под влиянием трех факторов – температуры, давления и концентрации вещества в окружающей среде. В зависимости от знаний трех перечисленных переменных факторов в определенном интервале, допускаемом для данного минерального вида, изменяются его химизм и распределение элементов-примесей.

Перекристаллизация минералов при изохимическом метаморфизме проходит в основном в твердой фазе. Хотя некоторая диффузия ионов к месту кристаллизации и возможна по межзерновым пленкам, подвижность ионов в твердой фазе значительно ниже, чем в силикатном расплаве, в процессе магматической кристаллизации. Поэтому при метаморфизме набор ионов ограничен составом первичной породы. В процессе регионального метаморфизма наблюдаются существующие и вновь образующиеся минералы при изменении физико-химических условий. Порядок вхождения и перераспределения ионов будет зависеть от от-

носительной стабильности этих элементов в минералах. Катионы, имеющие наименьшую устойчивость в существующей структуре или приобретающие энергетическую стабильность в новой, будут первыми мигрировать во вновь образующиеся минералы. Таким образом, преимущественное вхождение переходных элементов в процессе метаморфизма и метаморфогенной мобилизации будет определяться относительной выгодностью различных ионов и влиянием энергии стабилизации существующего и вновь образующегося минерала.

Примеры разделения элементов между минеральными парами

Нами проанализированы собственные и некоторые литературные данные по распределению переходных элементов в метаморфических породах К.Тарекиана (Turekian, Phinney, 1962), который описал

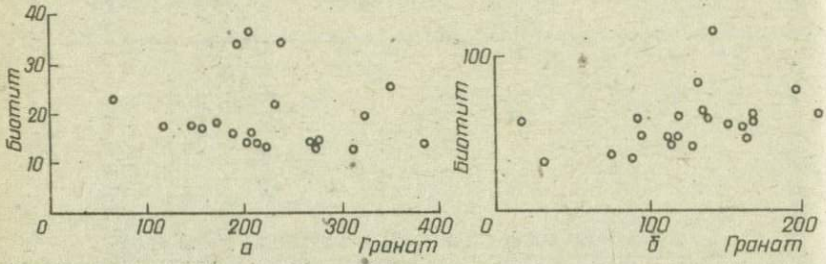


Рис.3. Распределение между сосуществующими минералами метаморфических пород – гранатом и биотитом: а – кобальта; б – никеля. На графиках приведены результаты отношения Co, Ni (в тысячных долях %) к сумме $Fe+Mg$.

регионально метаморфизованные породы Новой Скотты (гранатовая, ставролитовая и кианитовая зоны). Распределение элементов примесей в минералах подчиняется определенным закономерностям. Согласно приведенным на рис.3 данным, наблюдается следующая закономерность. Содержание никеля значительно больше в биотите по сравнению с гранатом. Кобальт также концентрируется преимущественно в биотите (в октаэдрической координации). Однако резких различий в содержании для характеризуемых минеральных пар не наблюдается. В некоторых образцах наблюдается примерно равное содержание данных элементов. Хром лишь незначительно преобладает в биотите, а медь довольно четко распределяется по краям обеих фаз; резких различий в содержании меди не наблюдается.

При увеличении степени мотеморфизма (табл.3) в гранате уменьшается, а в биотите увеличивается содержание никеля (ионы никеля

более устойчивы в октаэдрической позиции вследствие энергии стабилизации кристаллическим полем. Согласно данным табл.I, разница $ЭСКП_{окт} - ЭСКП_{куб} = +4$. Содержание кобальта в гранате прогрессивно увеличивается с увеличением степени метаморфизма (ввиду того, что в кубической координации в гранате при внедрении кобальта происходит выигрыш энергии в количестве 4 ккал/моль). В то же время содержание кобальта в биотите уменьшается при увеличении степени метаморфизма, что связано, вероятно, с миграцией этого элемента в структуру граната.

Содержание хрома в гранате из гранатовой и кианитовой зон метаморфизма остается постоянным, хотя количество его увеличивается в биотите с увеличением степени метаморфизма.

Таблица 3

Распределение элементов группы железа в гранатах и биотитах различных зон метаморфизма Новой Скотты (по К.Такериану)

Зоны метаморфизма	Отношение содержания элементов в гранате и биотите (числитель - гранат, знаменатель - биотит)				
	Ni	Co	Cr	Cu	$\frac{Fe+Mg}{100}$
Гранатовая	10 / 189	25 / 118	168 / 237	46 / -	490 / 534
Кианитовая	7 / 198	38 / 100	168 / 253	7 / 8	514 / 513

Содержание меди резко уменьшается как в гранате, так и в биотите с увеличением степени метаморфизма.

При обсуждении поведения никеля и кобальта использованы результаты распределения этих элементов в отношении молекулярных сумм Fe + Mg . Отношение кобальта и никеля к Mg+ Fe можно назвать коэффициентом поведения этих элементов в парах сосуществующих минералов - гранат - биотит. Из рис. 3,4, видно, что в общем случае наблюдается рассеивание этих элементов (особенно никеля). Хотя общее содержание этих элементов всегда больше в биотите, определенную кривую нельзя провести через эти значения. Большое рассеивание находится вне пределов аналитических ошибок (по-видимому, равновесия между этими элементами не наблюдается). Отношение $\frac{Co}{Mg}$ биотит = 0,94, $\frac{Co}{Mg}$ гранат = 0,50. В гранатах наблюдаются вось-

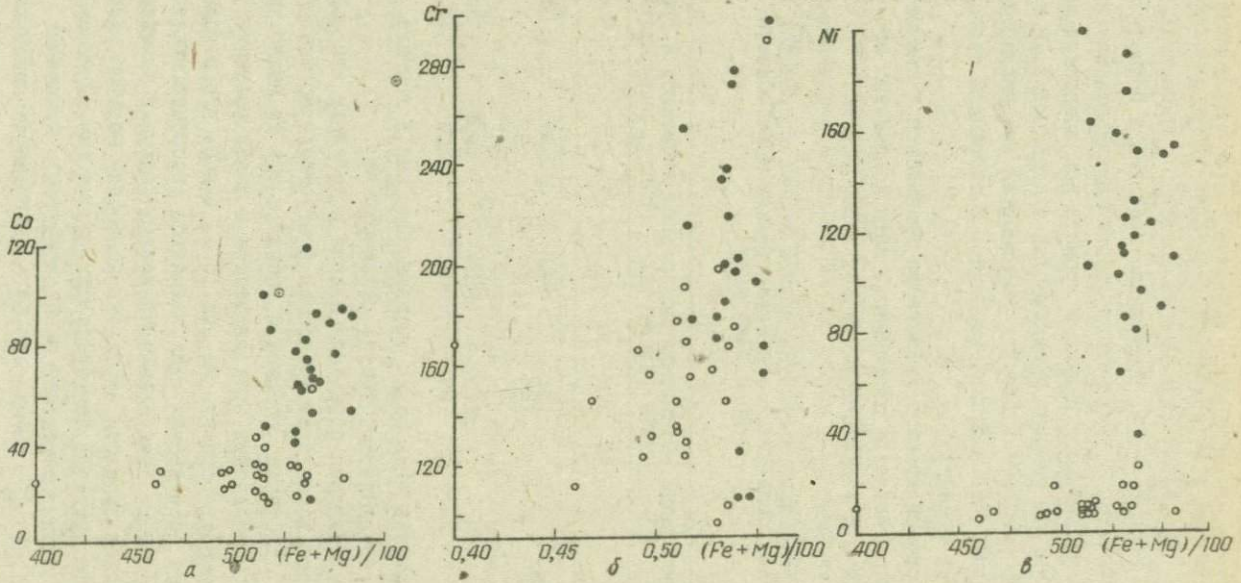


Рис.4. Содержание в гранате (о) и биотите (●) как функции суммарного содержания (Mg + Fe) I00 моль на грамм: а – кобальта; б – –хрома; в – никеля.

мерная, шестерная и четверная координационные позиции, а в биотитах они равны 12, 4, 4. В гранатах Mg и Fe находятся в восьми координации, в этом же положении находятся Mn, Ni, Co, Cu, Cr.

Хром может находиться в 6 координации в биотитах (эта координация является местом Mg и Fe, а также благоприятна для внедрения Mn, Cu, Ni , Co, Cr). Титан может находиться как в октаэдрической, так и тетраэдрической позициях. Кроме того, нами рассмотрено поведение элементов-примесей в парах биотит-гранат в породах Енисейского кряжа (табл. 4,5). Установлено, что при образовании граната по биотиту в процессе прогрессивного метаморфизма (на примере горбилакской свиты верхнего протерозоя) биотит обогащается вначале Ni , Cr , Cu , Ti , но обедняется Se, Fe^{+2}, Fe^{+3} и Co. С увеличением степени метаморфизма в альмандиновом гранате увеличивается содержание пироповой молекулы и увеличивается концентрация Ti, V, Zn тогда как количество Sc, Mn, Fe^{+2} и Fe^{+3} в нем падает.

Приведенные примеры достаточно убедительно свидетельствуют о большом влиянии энергии стабилизации кристаллического поля на характер распределения элементов. В биотите элементы переходного ряда занимают октаэдрические позиции, более стабильно здесь Ni^{+2}, Cr^{+3}, Cu, V по сравнению с Mn, Fe^{2+} и Fe^{3+}, Sc, Zn . Поэтому ввиду влияния ЭСКП Mn, Fe^{+}, Fe^{+}, Sc и Zn одними из первых входят во вновь образовавшуюся структуру граната. Однако необходимо учитывать, что в гранате фемические элементы занимают два типа структурных положений в 8 координации (с двухвалентными ионами). Анионы, окружающие ионы фемических элементов, находятся в первом положении, образуют координационный восьмивершинник (вложенные в друг друга тетраэдры).

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в гранате из разных зон метаморфизма (Енисейский кряж)

№	Ni	Co	Cr	Ti	V	Cu	Zn	Sc
1	30		30	9000	100	30	10	9000
2	–		–	3000	300	10	10	9000
3	60		–	6000	900	30	–	9000
4	60		–	3000	700	10	30	9000
5	20	20	30	1000	10	20	60	

1 – из ультрабазитов (фация зеленых сланцев); 2 – из гранита (фация зеленых сланцев); 3 – эпидот-амфиболитовая (зеленая базальная) 4 – зеленых сланцев (метаморф. сланцы по базальт.); 5 – гранатовая зона.

Таблица 5

Результаты спектральных анализов граната (альмандина) и биотита из слюдяных сланцев (Енисейский кряж)

Образцы	Cu	Ni	Cr	Ga	Co	Mn	Zn	V	Ti
Гранат	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,3	0,01	0,001	0,003
Биотит	0,003	0,01	0,02	0,005	0,001	0,1	0,01	0,0001	0,16

(среднее из 5)

Биотит-роговая обманка. Выборки составов сосуществующих биотитов и роговых обманок из метаморфических пород сделаны из работ Т.Кретса (Kretz,1960). Исходя из этих данных, установлен характер разделения и общая последовательность распределения элементов в метаморфических породах

$$D^{\text{Рог.обм/биотит}}_{Mn^{2+}} > D^{Р/Б}_{Fe^{2+}} > D^{Р/Б}_{Co^{2+}} > D^{Р/Б}_{Ni}, \quad \text{и} \quad D^{Р/Б}_{Fe^{3+}} > D^{Р/Б}_{V^{3+}} \geq D^{Р/Б}_{Cr^{3+}}.$$

Эта последовательность находится в соответствии с энергией стабилизации кристаллического поля, контролирующей разделение и предполагающей, что

Δ_o биотита > Δ_o роговой обманки.

Ортопироксен-клинопироксен. Составы клино-ортопироксена из метаморфических пород приведены А.Энгелом (Engel,Engel, 1960; 1964). Анализируя эти данные, можно установить такую закономерность (при Δ_o клинопироксена > Δ_o ортопироксена):

$$K^{\text{ортопироксен/клинопироксен}}_{Cu} > K^{О/К}_{Fe^{2+}} > K^{О/К}_{Mn} > K^{О/К}_{Co} \geq K^{О/К}_{Ni} \quad \text{и} \quad K^{О/К}_{Fe^{3+}} > K^{О/К}_{Cr} = K^{О/К}_{V}.$$

Коэффициент рассчитывался по формуле

$$K^{О/К} = \frac{(R_\varepsilon)\ \text{ортопироксен}}{(R_\varepsilon)\ \text{клинопироксен}},$$

где R_ε - весовое отношение элемента в Fe^{+2}. Двухвалентное железо принято как показатель степени, при которой переходные металлы могут занимать октаэдрические позиции в данном минерале.

Гранат-пироксен. В табл.6 приведены данные по распределению никеля и хрома в сосуществующих парах минералов эклогитов-пироксена и граната (Гавайя).

Таблица 6

Распределение никеля и хрома в пироксенах и гранатах эклогитов (по К.Такериану)

Минералы	Хром, г/г			Никель, г/г		
Пироксены	450	990	460	16	295	460
Гранаты	334	810	460	2	57	46

Как видно из табл.6, содержание хрома больше в пироксенах по сравнению с гранатом. С увеличением степени метаморфизма содержание этого элемента несколько выравнивается. Никель предпочтительно концентрируется в пироксенах. Эти данные хорошо согласуются с теорией кристаллического поля. Никелю и хрому энергетически значительно более выгодно концентрироваться (за счет стабилизации кристаллического поля) в пироксенах, чем в гранатах (выигрыш энергии составляет 4 ккал/моль).

Распределение элементов переходного ряда в амфиболах из различных метаморфических фаций

Состав амфиболов является чутким индикатором степени метаморфизма. Изучение амфиболов из различных метаморфических фаций – от зеленосланцевой до гранулитовой показывает, что поведение переходных элементов тесно связано с характером метаморфизма. В амфиболитах алюминий занимает октаэдрические и тетраэдрические позиции. Замещения в тетраэдрической позиции определяют общую эволюцию амфиболов при прогрессирующем метаморфизме, которая протекает в направлении силикат–алюмосиликат, т.е. по пути все большего насыщения минерала алюмокислородными тетраэдрами.

При эволюции амфиболов наблюдается непрерывность насыщения его тетраэдрическим алюминием (Закруткин , Григоренко, 1967; Закруткин, 1968). При повышении давления более плотные атомы замещаются менее плотными, что в свою очередь обусловливает замену более плотных тетраэдров SiO_4^{-4} (Si–O = 1,6° O – O – 2,53 Å) менее плотными тетраэдрами AlO_4^{-5} (Al–O=1,74 O–O = 2,75 Å). Не менее парадоксально и то, что замещение более плотных тетраэдров менее плотными не приводит к увеличению общего объема ячейки.

В процессе увеличения количества тетраэдрического алюминия в амфиболах при прогрессивном метаморфизме уменьшается количество Fe^{+2}, Mn и увеличивается содержание Ti, Fe^{3}, Ni , Cr .

Таблица 7

Распределение переходных элементов в амфиболах (вес.%) из разных ступеней метаморфизма (среднее из 200 анализов различных регионов)

Элемент	Гранулитовая (гастингситы)	Амфиболитовая роговая обманка	Эпидот-амфиболитовая роговая обманка
Марганец	0,27	0,2I	0,2I
Железо Fe^3	5,55	4,I7	3,56
Железо Fe^2	I2,50	I2,90	I2,07
Титан	I,95	0,95	0,70
Никель	0,03	0,05	
Хром	0,09	0,06	

Поведение титана в амфиболах подчиняется строгим закономерностям. Наблюдается увеличение количества этого элемента с повышением степени метаморфизма; при этом насыщение амфиболов титаном происходит непрерывно. Прямой зависимости между Ti и *Si* при повышении степени метаморфизма не наблюдается. Что касается абсолютных суммарных количеств двухвалентного M , Fe, то их количество повышается от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма.

В амфиболитовой и гранулитовой фациях наблюдается снижение роли двухвалентных октаэдрических элементов. Следовательно, при повышении степени метаморфизма количество Al, *Na*, Ti повышается, а количество Fe^{+2}, Mn, *Sc* понижается, что согласуется с теорией кристаллического поля.

Заключение

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что теория кристаллического поля позволяет объяснить распределение переходных элементов, находящихся в качестве примеси в различных минералах, когда данных по ионным радиусам и электроотрицательности недостаточно.

Приведенные примеры распределения элементов на основе химических анализов железомагнезиальных минералов в метаморфических породах показывают, что тенденция в изменении концентрации ионов тесно связана с проявлением действия кристаллического поля при явлениях метаморфизма.

Мобилизация элементов при метаморфических процессах зависит

от стабилизации кристаллического поля. Дальнейшее изучение этого вопроса и проведение экспериментальных работ окажет существенную помощь при изучении процессов переноса рудного вещества и развития теории метаморфогенного рудообразования.

Литература

Закруткин В.В., Григоренко М.В. Титан и щелочи в амфиболитах при метаморфизме. - ДАН СССР, 1967, т.179, № 4.

Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. - В кн.: Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, в.I, 1968.

Bethe H. Termaufspaltung in kristallen.- Ann. Physik, 3, (5), 1929.

Engel A.E., Engel C.G. Progressive metamorphisis and gravitization of the major parageneiss, nordwest Adirondack. Mtns, Mineralogy, Bull. Geol. Soc. Amer., New York Part II, 1960.

Engel A.E., Engel C.G., Havens R.C. Mineralogy of amphibollite interlayers in the gneiss complex northwest Adirondack Mtns, - J. Geol., 72, New York, 1964.

Kretz T. The distribution of certain elements among co-existing calcipyroxenes, calcic amphiboles, and biotites in skarns. - Ceochim. et Cosmochim. Acta 20, 1960.

Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and northlande from gneisses of Southwestern Qubec, with emphasis on distribution of elements in a co-existings minerals.- J. Geol by 1959.

Turekian K.K., Phinney W.C. The distribution of Ni, Co, Cr, Cu and Sr between biotite-garnets pairs in a metamorfic sequence. - Am.Miner. 47, 1434, 1962.

Turkeian K.K. The chromium and nickel distribution in basaltic rocks and eclogites.-Geochim.et Cosmochim. Acta 27, 835, 1963.

Ringwood A.E. The principles gowerning trace-elements distrbution during magmatic differentiation. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 7, 1955.

Van Vleck. Theory of electric and magnetic susceptibilities. - Oxford. Universiti Press.

Ф.В.Кузнецова

ОБРАЗОВАНИЕ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГРАНАТ-ДИСТЕНОВЫХ ПОРОД НА ФРОНТЕ КИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ (бассейн рек Нечеры и Жуи, Патомское нагорье)

Гранат-дистеновые породы залегают согласно среди метаморфических парапород амфиболитовой фации метаморфизма и приурочены к отдельным участкам стратиграфических горизонтов: четвертому (I), шестому (II), восьмому (III), как это изображено на рис. I.

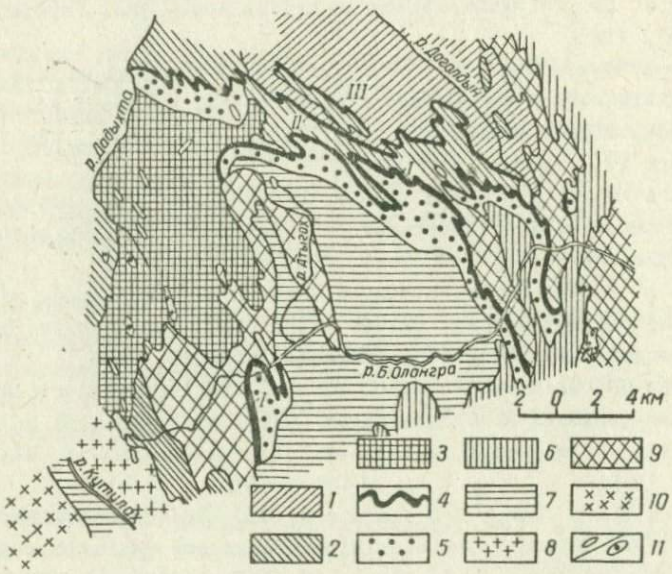


Рис.I. Карта послемагматической стадии метаморфизма:
I – фация слабой мусковитизации; 2 – фация слабого окварцевания биотит-роговообманковых плагиосланцев, биотитовых плагиогнейсов; 3 – фация интенсивного окварцевания биотит-роговообманковых сланцев с прослоями известняков; 4 (полосы I, II, III) – породы, обогащенные глиноземом и железом на фронте выщелачивания; 5 – фация вторичных кварцитов по биотитовым плагиогнейсам и мигматитам этих гнейсов; 6 – фация слабой мирмекитизации и позднее наложенной мусковитизации; 7 – фация интенсивной мирмекитизации по мигматитам; 8 – гранит-пегматиты; 9 – площади, не затронутые процессами послемагматической стадии метаморфизма; 10 – граниты; II – пегматитовые жилы.

Установлено, что появление гранат-дистеновых пород в пределах стратиграфических горизонтов контролируется складчатыми структурами. Обогащенные глиноземом и железом гранат-дистеновые породы залегают в висячих крыльях антиклинальных складок, а также в периклинальных их окончаниях (рис.I).

Наиболее богатые глиноземом (I) крупнозернистые гранат-дистеновые породы четвертого горизонта залегают на мощной толще биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, подвергнутых интенсивной гранитизации. Мощность гранат-дистеновых пород около 20 м.

Двуслюдяно-гранат-дистеновые породы шестого горизонта (П) содержат меньше глинозема и только в периклинальном окончании антиклинальной складки (в северо-западной части площади) содержание глинозема и железа в них резко повышается до количеств, равных содержанию таковых в четвертом горизонте (табл.I).

Еще более уменьшается содержание дистена и граната в породах восьмого горизонта сложенного двуслюдяными сланцами с гранатом и дистеном. Гранат и дистен появляются в этом горизонте лишь в висячем крыле второстепенной антиклинальной складки.

Таблица I

Средний минеральный состав пород четвертого, шестого и восьмого горизонтов в зонах и вне зон выщелачивания

Минерал	Четвертый горизонт		Шестой горизонт		Восьмой горизонт	
	в зоне выщелачивания	вне зоны выщелачивания	в зоне выщелачивания	вне зоны выщелачивания	в зоне выщелачивания	вне зоны выщелачивания
Дистен	20 - 30%	Нет	24,3	Нет	+	Нет
Гранат	30 - 35	I 2	I5,I	5,I	4,9	I - 2
Кварц	30	30	I0,6	54,7	24,9	40
Мусковит	8 - I0	5	25,2	30,I	25,0	3 - 5
Биотит	Нет	20	I4,3	5,2	I9,2	5 - I0
Плагиоклаз	"	45(№25)	I0,0(№25)	4,9(№25)	25(№I5)	45 - 50 (№ 25)
Титано-магнетит	I - 2%	+	+	+	+	Нет
Турмалин	+	+	+	+	+	I - 2%
Пирит	Нет	Нет	Нет	+	+	+

Таким образом, характерной особенностью гранат-дистеновых пород в районе является их четкая приуроченность к висячим крыльям антиклиналей и периклинальным их окончаниям.

Другой не менее интересной особенностью является то, что породы, подстилающие обогащенные глиноземом и железом участки горизонтов, всюду окварцованы. Наиболее интенсивное окварцевание, вплоть до образования мономинеральных кварцитов, наблюдается в породах, подстилающих четвертый горизонт, а также в породах, подстилающих шестой (П) горизонт, там, где он залегает в периклинальном окончании антиклинали. Постепенное затухание процессов окварцевания и соответственно уменьшение содержания глинозема и железа на фронте этого окварцевания наблюдается вверх по стратиграфической колонке по мере удаления от площадей, подвергнутых интенсивной гранитизации.

По-видимому, процесс накопления глинозема и железа в благоприятных участках четвертого горизонта начался во время процесса гранитизации как фронт базификации и продолжался наиболее интенсивно в постмагматическую стадию на фронтах кислотного выщелачивания. Наблюдается многоэтажность процессов выщелачивания в связи с ритмичной сменой кислотности в зависимости от состава вмещающих пород по мере продвижения растворов вверх. Кислые растворы были богаты бором, так как все глиноземистые породы содержат здесь большое количество турмалина (1-2% и более). Вероятно, они содержали также и серу, так как вышележащие толщи (за пределами площади) сильно пиритизированы.

Процессы выщелачивания в районе, как правило, нацело изменяют первоначальный облик пород и лишь в вершине Дэлкачи обнаружены в четвертом горизонте породы, где начавшееся столь интенсивное выщелачивание прекратилось на полпути. Взаимоотношение отдельных минералов проливает некоторый свет на последовательность минералообразования при выщелачивании. Зерна полевых шпатов в этих породах замещены мусковит-дистеновым агрегатом. Реликты полевых шпатов сохранились лишь в очень редких случаях в виде сильно пелитизированного альбита. Мусковит-дистеновый агрегат развивается не только на месте выщелоченных зерен полевого шпата, а проникает также по межзерновым трещинам.

Из железо-магнезиальных минералов содержится сильно железистый биотит (77% Fe_6Al_2 и 27% Mg_6Al_2) и немного граната-альмандина. Наблюдается в отдельных участках метаморфическая дифференциация минералов - тенденция к полосовидному обособлению кварца и полос слюдисто-гранат-дистенового состава.

Намечается следующий порядок выноса щелочных и щелочно-земельных компонентов при выщелачивании: $CaO - Na_2O - K_2O$. В первую очередь выносится CaO, так как плагиоклазы, если и встречаются в окварцованных породах, то всегда представлены альбитом. Не менее энергично, но с некоторым запозданием выносился Na_2O, судя по редким реликтам альбита. Наиболее устойчивым при выщелачивании в нашем случае был K_2O, потому что в гранат-дистеновых породах содержится около 10% мусковита. Однако сравнительно высокое содержание K_2O на фронте выщелачивания можно объяснить резким повышением активности щелочей на контакте с железо-магнезиальными породами при движении послемагматических растворов (Коржинский, 1956). Если повышение потенциала щелочей происходило на контакте гранат-дистеновых пород с вышележащими роговообманковыми сланцами в Нечеро-Жуинском районе, то это коснулось, очевидно, только K_2O.

На кислотный состав послемагматических растворов указывают интенсивные процессы выщелачивания пород с разрушением алюмосиликатов (полевых шпатов и слюд)и образованием вместо них наиболее кислотоустойчивых силикатов алюминия (Соболев, 1949), таких как гранат и дистен.

Переходу алюмосиликатов в силикаты алюминия способствовало также понижение температуры при послемагматическом метаморфизме. Что касается дистена, то при изучении термических эффектов дистена, андалузита и силлиманита многие приходят к выводу, что дистен является самым низкотемпературным минералом из этих трех модификаций $Al_2 Si O_5$ (Соболев, 1956).

Четвертый горизонт: I – биотитовые плагиогнейсы (среднее по двум анализам); II – двуслюдяно-гранатовые сланцы (среднее по четырем анализам); III – биотитовые плагиогнейсы с гранатом (среднее по двум анализам); IУ – крупнозернистые гранат-дистеновые породы (среднее по четырем анализам).

Третий горизонт: I – биотитовые гнейсы (два анализа); II – слабоинъекцированные биотитовые гнейсы (два анализа); III – окварцованные биотитовые гнейсы (три анализа), IУ – кварциты (пять анализов).

Для количественного учета перемещения вещества в пределах фации кислотного выщелачивания были пересчитаны по кислородному методу Т.Барта средние химические составы пород четвертого горизонта и состав пород подстилающего его третьего горизонта (табл.I).

Если принять за исходные породы при образовании гранат-дистеновых пород биотитовые плагиогнейсы, слагающие четвертый горизонт за пределами фации кислотного выщелачивания (табл.I), то, сравнивая полученные формулы для этих пород, по разности коэффициентов определяются следующие цифры "привноса-выноса" атомов каждого элемента.

Таблица 2

Средние химические составы разновидностей пород четвертого и третьего горизонта

Химический компонент	Четвертый горизонт				Третий горизонт (подстилающий)			
	I	П	Ш	IУ	I	П	Ш	IУ
SiO_2	68,0	78,6	65,5	50,8	68,7	7I,3	75,3	93,7
Al_2O_3	I3,9	8,8	I5,7	29,7	I6,I	I4,4	I4,0	3,4
FeO	6,5	6,3	8,8	I3,8	4,8	2,5	0,7	0,9
$+Fe_2O_3$								
MgO	I,7	I,I	2,4	0,5	0,8	0,3	0,2	нет
CaO	I,7	0,3	0,7	I,0	2,7	0,7	0,5	нет
Na_2O	4,4	0,7	I,7	0,6	4,3	3,3	3,I	0,4
K_2O	2,8	3,3	2,8	I,2	I,6	6,0	6,5	I,I
H_2O	I,0	I,2	I,0	0,6	0,I	0,7	0,3	0,3
С у м м а	99,5	I00,5	98,6	98,5	99,I	99,2	I00,6	99,8

Формула биотитовых плагиогнейсов (I, табл.2):

$H_{62} K_{33} Na_{78} Ca_{72} Mg_{23} Fe_{49} Al_{96}$, Si_{626}.

Формула гранат-дистеновых пород (IУ, табл.2)

$H_{36} K_{14} Na_{16} Ca_9 Mg_6 Fe_{106} Al_{323} Si_{469}$.

Привнос: Al – 227 ионов

Fe – 57 –"–

Вынос: Si – I57 –"– Na –62 иона

Mg – I7 –"– Ка –I9 –"–

Ca – 3 –"– H –26 –"–

При сравнении формул пород третьего горизонта – исходных биотитовых гнейсов и вторичных кварцитов получаются следующие цифры "привноса – выноса":

Формула биотитовых гнейсов (I, табл.2):

$H_6 K_{18} Na_{73} Ca_{25} Mg_{10} Fe_{35} Al_{168} Si_{610}$.

Формула вторичных кварцитов (IУ, табл.2):

$H_{16} K_6 Na_{50} Ca_0 Mg_0 Fe_3 Al_{27} Si_{755}$

Привнос: Si – 145 ионов
H – 10 ионов

Вынос: Al – 141 ион; Ca – 25 ионов
Fe – 32 иона; Na – 23 иона
Mg – 10 ионов; Ka – 12 ионов

На рис.2 приведено графическое изображение привноса-выноса вещества в породах третьего и четвертого горизонтов с нарастанием процессов выщелачивания.

Следует отметить, что приведенные цифры "привноса-выноса" вещества не являются точными. Вопрос о методах расчета привноса-выноса вещества при метасоматических процессах является дискуссион-

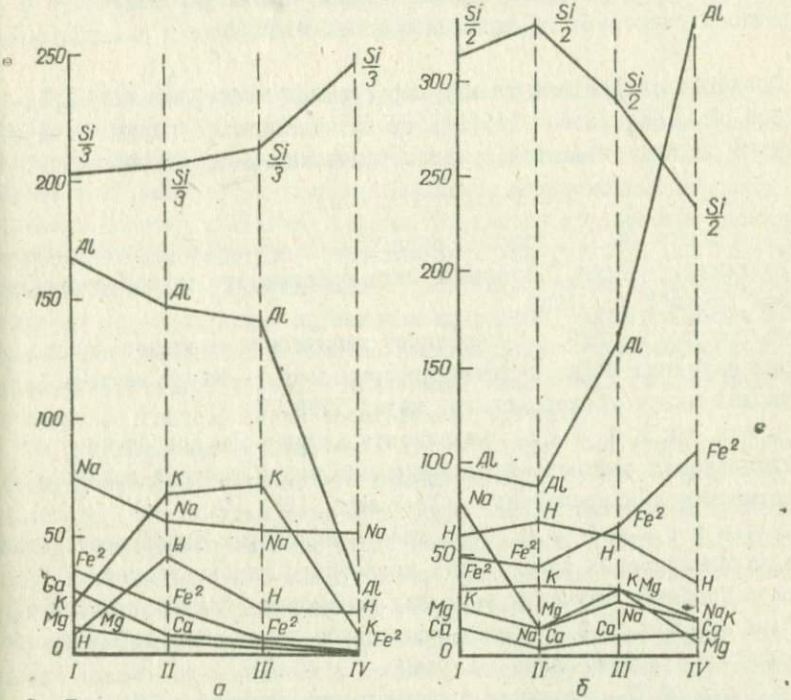


Рис.2. Диаграмма изменения химического состава пород четвертого горизонта по его простиранию – в зоне выщелачивания и вне этой зоны (а) и третьего горизонта (б) (химические анализы пересчитаны по методу Т.Барта. Номера пород в диаграммах соответствуют номерам табл.2).

ным. Метод Т.Барта критикуется В.Г.Боголеповым (1958), Н.И.Наковником (1958) и др. Здесь он применен как наиболее наглядный и в какой-то мере отражающий истину.

Обогащенные глиноземом породы встречаются часто среди метаморфических комплексов, и долгое время считалось, что все они имеют первично-осадочное происхождение. За последнее время ряд исследователей (Хлестов, 1964; Кориковский, 1967; Кузнецова, 1961 и др.) приходят к выводу, что в метаморфических комплексах может происходить накопление глинозема и железа в послемагматическую стадию метаморфизма при кислотном выщелачивании пород. В результате в благоприятных участках происходит обогащение глиноземом на месте за счет как выщелачивания, так и перемещенного и осажденного глинозема из подстилающих выщелаченных и окварцованных толщ.

Согласно классификации метаморфогенных месторождений, предложенной Я.Н.Белевцевым (1969), гранат-дистеновые породы Нечеро-Жуинского района относятся к метаморфическим месторождениям.

Литература

Белевцев Я.Н. Условия образования метаморфогенных месторождений. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Боголепов В.Г. К пересчету химических анализов пород при изучении метасоматических процессов. - Научн.доклады высшей школы геолого-геогр. наук, 1958, 4.

Коржинский Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. - Геохимия, 1956, 7.

Кориковский С.П. Образование некоторых типов дистеновых и силлиманитовых пород путем кислотного выщелачивания. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. "Наука", М., 1967.

Кузнецова Ф.В. Гранат-дистеновые породы Нечеро-Жуинского района. - Сов.геология, 8, 1961.

Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовского ун-та, 1949.

Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов. - Минер.сб., 4. Львовского геол.общ., 1950.

Хлестов В.В. Генетические особенности Кяхтинского и Китойского силлиманитовых месторождений (Юго-Западное Прибайкалье). Автореф. канд. дисс., Новосибирск, 1964.

Л.Я.Ходюш

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ДОКЕМБРИЯ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

К метаморфизованным железным рудам докембрия относятся железистые кварциты (роговики и джеспилиты), неокисленные разности которых широко используются как легкообогатимые железные руды. Кроме того, железистые кварциты являются материнскими породами для залежей богатых железными рудами. По поводу образования последних существует две гипотезы - гипогенная и гипергенная. Обе гипотезы основываются на представлении об эпигенетическом образовании богатых руд по отношению к железистым кварцитам, осуществлявшим литологический контроль. В связи с этим изучение закономерностей состава, структуры и текстуры железистых кварцитов, их происхождения и создание классификации имеют важное значение.

Предлагаемая генетическая классификация железисто-кремнистых пород докембрия построена по данным минералого-петрографических и литологических исследований железистых кварцитов и вмещающих пород Украинского щита, а также месторождений Курской магнитной аномалии, Кольского п-ова и других железорудных районов, проведенных автором и приведенных в литературе.

Генетически железисто-кремнистые породы железорудных формаций докембрия относятся к осадочно-метаморфическим образованиям. Теоретической основой классификации являются такие представления о генезисе железисто-кремнистых пород. Железистые кварциты имеют первичное химически-осадочное происхождение. Железо, не зависимо от источника (терригенного или вулканогенного), осаждалось в виде гидратов окислов в морских водоемах. В стадию диагенеза в результате зонального распределения органического вещества в илах, зако-

номерно убывающего от берега вглубь моря, возникала а у т и г е н н о - м и н е р а л о г и ч е с к а я з о н а л ь н о с т ь, унаследовавшаяся при последующем метаморфизме и эпигенетических изменениях.

Метаморфические изменения железистых кварцитов осуществлялись в условиях регионального динамотермального метаморфизма различных ступеней, соответствующих зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой метаморфическим фациям, и протекали без существенного перемещения компонентов, т.е. изохимически.

Локально железистые кварциты подвергались эпигенетическим изменениям под действием гипогенных и гипергенных процессов. Гипергенные изменения проявились главным образом в окислении и гидратации железистых пород в условиях линейных и площадных кор выветривания.

Железисто-кремнистые породы железорудных месторождений докембрия имели единый источник железа и кремнезема и формировались в близких структурно-фациальных условиях.

Закономерности изменения минералого-петрографического состава пород по аутигенно-минералогическим зонам

На основании реконструкции первичных условий осадконакопления железистых пород методом "снятия метаморфизма" на железорудных месторождениях Курской магнитной аномалии (Плаксенко 1957, 1959, 1966), в Криворожском железорудном бассейне (Пирогов, 1962), Белозерском железорудном районе и на Мариупольских месторождениях (Ходош 1962, 1967, 1969), а также согласно теории литогенеза, разработанной для докембрия Н.М.Страховым (Страхов, 1960), устанавливается первичная аутигенно-минералогическая зональность с таким расположением аутигенных зон от берега вглубь моря: силикатная (лептохлоритовая) карбонатная (сидеропелезитовая), магнетитовая и гематитовая. При этом устанавливаются общие для всех железорудных месторождений закономерности в изменении состава неокисленных железистых пород от почвы и кровли пластов к средней их части: а) общее содержание железа увеличивается при возрастании окисного железа и уменьшении закисного; б) количество магнезиально-железистых карбонатов (при низкой степени метаморфизма) и силикатов (при высокой степени метаморфизма) уменьшается, а магнетита и гематита увеличивается; железистость силикатов и карбонатов, выра-

жающаяся отношением $FeO : MgO$ уменьшается; содержание элементов-примесей и акцессорных минералов резко уменьшается; количество кварца увеличивается так, что состав пород изменяется в направлении: сланцы кварцито-сланцы сланце-кварциты железистые кварциты; текстура железистых кварцитов изменяется от широкополосчатой до тонкополосчатой.

Закономерности изменения состава пород, связанные с метаморфизмом

Парагенезисы минералов метаморфических пород отличаются от таковых в первично-осадочных, в связи с чем необходимо четко различать первичную аутигенно-минералогическую зональность, обусловленную диагенезом-метагенезом осадка, и унаследованную зональность, обусловленную составом исходных осадочных пород и степенью их метаморфизма. Для каждой метаморфической фации выделяются определенные унаследованные аутигенно-минералогические зоны, характеризующиеся в свою очередь определенным парагенезисом метаморфогенных минералов, при этом одни из них при метаморфизме претерпевают лишь структурные изменения и относятся к метаморфизованным минералам (кварц, магнезиально-железистые карбонаты, гематит, часть магнетита, хлориты и т.д., другие – возникают в процессе метаморфизма и относятся к метаморфическим минералам (амфиболы, пироксены, кальцит, часть магнетита, гранаты и др.).

В метаморфической фации з е л е н ы х с л а н ц е в выделяется четыре унаследованные аутигенно-минералогические зоны, близкие по составу железистым минералам первичных зон: силикатная хлоритовая, карбонатная сидероплезитовая, магнетитовая, гематитовая. Каждая из аутигенно-минералогических зон характеризуется следующими парагенетическими ассоциациями породообразующих минералов.

Силикатная хлоритовая: хлорит (афросидерит,тюрингит), биотит, серицит,кварц; постоянно, но в подчиненном количестве присутствуют сидерит, пирит, магнетит, альбит, углеродистые минералы.

Карбонатная: сидероплезит, анкерит, кварц; в подчиненном количестве содержатся магнетит, хлорит; присутствуют пирит, углеродистые минералы.

Магнетитовая: магнетит, кварц; в подчиненном количестве содержится сидероплезит (пистомезит), гематит, хлорит.

Гематитовая: кварц, гематит, магнетит; могут присутствовать железисто-магнезиальные карбонаты и хлорит.

В амфиболитовой метаморфической фации выделяется три унаследованные аутигенно-минералогические зоны: силикатная роговообманковая, силикатная куммингтонит-грюнеритовая и магнетитовая. Силикатная роговообманковая зона соответствует первичной силикатной хлоритовой, силикатная куммингтонит-грюнеритовая - первичной карбонатной, магнетитовая зона - первичной магнетитовой и гематитовой (в связи с переходом при метаморфизме гематита в магнетит).

Каждая из аутигенно-минералогических зон амфиболитовой метаморфической фации характеризуется следующими парагенетическими ассоциациями минералов.

Силикатная роговообманковая: сине-зеленая роговая обманка, биотит, грюнерит; неповсеместно встречаются кислый и средний плагиоклазы, гранат, цоизит; присутствует пирротин.

Силикатная куммингтонит-грюнеритовая: грюнерит-куммингтонит, кварц, кальцит.

Магнетитовая: магнетит, кварц; в подчиненном количестве - куммингтонит.

В гранулитовой метаморфической фации выделяются те же аутигенно-минералогические зоны, что и в амфиболитовой фации, однако, состав породообразующих минералов в каждой аутигенно-минералогической зоне изменяется. Здесь выделяется силикатная роговообманковая, силикатная пироксеновая и магнетитовая зоны. Силикатная роговообманковая зона соответствует первичной силикатной хлоритовой зоне и унаследованной роговообманковой зоне амфиболитовой фации, силикатная пироксеновая - первичной карбонатной и унаследованной грюнеритовой зоне амфиболитовой фации, магнетитовая - первичной магнетитовой и гематитовой зонам.

Унаследованные аутигенно-минералогические зоны гранулитовой фации характеризуются следующими парагенетическими ассоциациями минералов.

Силикатная роговообманковая: обыкновенная зелено-бурая роговая обманка, средние и основные плагиоклазы, ромбические и моноклинные пироксены магнезиально-железистого ряда; неповсеместно присутствует гранат, в подчиненном количестве - пирротин, апатит.

Силикатная пироксеновая: магнезиально-железистые пироксены ряда энстатит-ферросилит и пироксены ряда диопсид-геденбергит,

кварц; неповсеместно встречается оливин гранат, роговая обманка.

Магнетитовая: магнетит, кварц, ромбические и моноклинные пироксены.

Генетическая классификация позволяет прослеживать процессы метаморфогенного минералообразования в железистых породах по метаморфическим фациям для каждой аутигенно-минералогической зоны и устанавливать генезис породообразующих минералов.

В силикатной аутигенно-минералогической зоне при метаморфизме, отвечающем фации зеленых сланцев, минералы, образовавшиеся при седиментогенезе-диагенезе, претерпевают дегидратацию и перекристаллизацию. При этом лептохлориты переходят в хлориты (эфросидерит и тюрингит), минералы глин - в серицит и альбит, опал и халцедон - в кварц. В амфиболитовой фации за счет хлорита образуется сине-зеленая роговая обманка, а за счет биотита при соответствующих условиях - гранат и плагиоклазы. При еще более высокой степени метаморфизма, соответствующей гранулитовой фации, образуется зелено-бурая обыкновенная роговая обманка, основные плагиоклазы, гранат пироп-андрадит-альмандинового состава и пироксены.

В карбонатной аутигенно-минералогической зоне в фации зеленых сланцев магнезиально-железистые карбонаты и кварц, образовавшиеся при диагенезе, претерпевают перекристаллизацию. В амфиболитовой фации карбонаты, вступая в реакцию с кварцем, переходят в амфиболы ряда куплферит-грюнерит с выделением кальцита метаморфического происхождения по следующей схеме:

$$\underset{\text{сидерит}}{7FeCO_3} + 8\underset{\text{кварц}}{SiO_2} + H_2O \rightleftharpoons \underset{\text{грюнерит}}{Fe_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2} + 7CO_2, \qquad (1)$$

$$7\{(Fe_m Mg_n Ca_p)CO_3\} + 8(m+n)SiO_2 + (m+n)H_2O \rightleftharpoons \qquad (2)$$

сидероплезит кварц

$$\rightleftharpoons \underset{\text{куммингтонит-грюнерит}}{(Fe_m Mg_n)_7[Si_4O_{11}]_{2(m+n)}[OH]_{2(m+n)}} + \underset{\text{кальцит}}{7pCaCO_3} + 7(1-p)CO_2,$$

$$7\{Ca(Fe_m Mg_n)(CO_3)_2\} + H_2O + 8SiO_2 \rightleftharpoons (Fe_m Mg_n)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2 +$$

анкерит кварц куммингтонит-грюнерит

$$+ 7CaCO_3 + 7CO_2. \qquad (3)$$

кальцит

В гранулитовой фации по амфиболам (4,5) или непосредственно из карбонатов (6,7) образуются ромбические пироксены ряда энстатит-ферросилит и моноклинные пироксены ряда диопсид-геденбергит по такой схеме:

$$2\{(Fe_m Mg_n)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2\} \rightleftharpoons 7\{(Fe_m Mg_n)_2 Si_2O_6\} + 2SiO_2 + 2H_2O, \quad (4)$$

куммингтонит-грюнерит — гиперстен-эулит — кварц

$$(Fe_m Mg_n)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2 + 7CaCO_3 + 6SiO_2 \rightleftharpoons$$

куммингтонит-грюнерит — кальцит — кварц

$$\rightleftharpoons 7\{Ca(Fe_m Mg_n)Si_2O_6\} + H_2O + 7CO_2, \quad (5)$$

диопсид-геденбергит

$$2\{(Fe_m Mg_n)CO_3\} + 2SiO_2 \rightleftharpoons (Fe_m Mg_n)_2 Si_2O_6 + 2CO_2, \quad (6)$$

сидероплезит — кварц — гиперстен-эулит

$$Ca(Fe_m Mg_n)(CO_3)_2 + 2SiO_2 \rightleftharpoons Ca(Fe_m Mg_n)Si_2O_6 + 2CO_2, \quad (7)$$

анкерит — кварц — диопсид-геденбергит

В магнетитовой аутигенно-минералогической зоне магнетит, образовавшийся в стадию диагенеза – метагенеза, проходит через все ступени метаморфизма без изменения состава и претерпевает лишь структурные изменения: собирательную перекристаллизацию, очистку от включений, ориентировку сростков и т.д.

В гематитовой аутигенно-минералогической зоне в фации зеленых сланцев гидроокислы железа и тонкодисперсный гематит, образовавшийся в стадию седиментогенеза, претерпевают дегидратацию, перекристаллизацию и ориентированное расположение чешуек в рудных слойках. В железистых породах более высокой ступени метаморфизме сингенетический гематит не обнаружен. По-видимому, при метаморфизме он восстанавливается до магнетита, при этом "эмульсоиды", заключенные в зернах кварца, в фации зеленых сланцев представлены гематитом и сидеритом, а в гранулитовой и амфиболитовой фациях – магнетитом с несколько более крупными размерами кристаллов.

Слоистая текстура железистых кварцитов, возникшая в стадию седиментогенеза – диагенеза, унаследуется всеми ступенями метаморфизма, однако, в связи с перекристаллизацией всех породообра-

зующих минералов, она становится менее отчетливой, при этом слоистость второго порядка, характерная для рудных слойков и отчетливо проявляющаяся в породах низкой ступени метаморфизма – в гранулитовой фации, как правило, исчезает. Таким образом, слоистые текстуры не только не возникают при метаморфизме, как полагают некоторые авторы, но и постепенно уничтожаются.

Изменения состава железисто-кремнистых пород, связанные с процессами гипергенеза

Процессы гипергенного минералообразования происходили в условиях линейных и площадных кор выветривания. Состав окисленных железисто-кремнистых пород зависел от степени метаморфизма исходных неокисленных пород, их минерального состава и условий гипергенеза.

Линейные коры выветривания развивались преимущественно на слабо метаморфизованных железистых породах, отличающихся некомпетентностью и, в связи с этим, интенсивным развитием трещиноватости под действием тектонических процессов. При проникновении поверхностных вод происходило окисление и гидратация минералов, сопровождающиеся разложением карбонатов и силикатов и мартитизацией магнетита. Причем, хлорит при этом переходит в тонкодисперсный гематит и глинистые минералы, карбонаты железа – в тонкодисперсный гематит. Сингенетическая железная слюдка остается устойчивой.

Площадные коры выветривания развивались в основном на железистых породах амфиболитовой и гранулитовой метаморфических фациях, характеризующихся значительной вязкостью пород в связи с развитием нематобластовых и пойкилобластовых структур. При окислении и гидратации магнезиально-железистые силикаты переходят в гетит и глинистые минералы с выделением эпигенетического кварца. Магнетит, как и в линейных корах, переходит в мартит здесь, также как и в неокисленных породах, здесь для каждой метаморфической фации выделяются аутигенно-минералогические зоны с характерным парагенезисом минералов.

В фации з е л е н ы х с л а н ц е в выделяется три унаследованные аутигенно-минералогические зоны: глинисто-дисперсно-гематитовая, мартитовая и железнослюдковая. Глинисто-дисперсногематитовая зона соответствует силикатной хлоритовой зоне неокисленных пород, мартитовая – магнетитовой и железнослюдковая – гема-

титовой. Для каждой из этих унаследованных зон характерны следующие парагенетические ассоциации минералов.

Глинисто-дисперсно-гематитовая: кварц, глинистые минералы, гидрохлорит, тонкодисперсный гематит, мартит.

Мартитовая: мартит, кварц, дисперсный гематит, железная слюдка.

Железнослюдковая: железная слюдка, кварц, мартит.

В полуокисленных разностях в виде реликтового минерала присутствует магнетит.

В амфиболитовой и гранулитовой фациях окисленной группы пород выделяется две унаследованные аутигенно-минералогические зоны - глинисто-гетитовая и мартитовая. Глинисто-гетитовая зона соответствует роговообманковой, гранеритовой и пироксеновой зонам неокисленных пород, мартитовая зона - магнетитовой. Каждая из унаследованных аутигенно-минералогических зон характеризуется такими парагенетическими ассоциациями породообразующих минералов.

Глинисто-гетитовая: минералы глин, гетит, кварц, мартит.

Мартитовая: кварц, мартит, гетит.

Схема построения генетической классификации

Разнообразие минералого-петрографического состава железистых кварцитов зависит от первичных фациальных условий накопления осадков и прежде всего от диагенеза, а также от степени метаморфических и гипергенных изменений. В связи с этим в основу генетической классификации положено два фактора: 1) изменение минералого-петрографического состава пород по аутигенно-минералогическим зонам и 2) изменение состава по метаморфическим фациям отдельно для неокисленных и окисленных пород.

Генетическая классификация приведена в виде таблицы, в которой железистые породы разделены на две генетические группы: группу метаморфизованных (неокисленных) пород и группу метаморфизованных, измененных гипергенезом (окисленных) пород. По горизонтали расположены унаследованные аутигенно-минералогические зоны, по вертикали - метаморфические фации по Эскола (таблица). Для каждой аутигенно-минералогической зоны определенной метаморфической фации характерны определенные петрографические типы пород и их минералогические разновидности. При этом выделяются следующие типы пород: железистые кварциты, сланце-кварциты, квар-

Генетическая классификация железистых пород докембрия
(Л.Я.Ходюш)

Генетические группы пород	Метаморфические фации		Первичные аутигенно-минералогические зоны			
			силикатная	карбонатная	магнетитовая	гематитовая
ванные /неокисленные/	Зеленых сланцев	Унаследованные аутигенно-минералогические зоны	хлоритовая	сидероплезитовая	магнетитовая	гематитовая
		Типы пород	Сланцы и кварцито-сланцы	Железистые кварциты		
		Разновидности пород	Кварц-биотит-хлоритовые Кварц-хлоритовые Кварц-биотит-сидерит-хлоритовые Кварц-сидерит-хлоритовые Хлорит-сидероплезитовые Сидероплезитовые Хлорит-магнетит-сидероплезитовые Магнетит-сидероплезитовые Сидероплезит-магнетитовые Магнетитовые Сидероплезит-гематит-магнетитовые Гематит-магнетитовые Магнетит-гематитовые			
	Амфиболитовая	Унаследованные аутигенно-минералогические зоны	Силикатная		Магнетитовая	
			Роговообманковая	Грюнеритовая		
		Типы пород	Сланцы	Сланце-кварциты	Железистые кварциты	

Метаморфизо		Разновидности пород	Гранат-биотит-роговообманковые Грюнерит-гранат-роговообманковые Гранат-роговообманко-грюнеритовые Грюнеритовые Магнетит-гранат-роговообманко-грюнеритовые Магнетит-грюнеритовые Грюнерит-магнетитовые Магнетитовые	
	Грану-литовая	Унаследованные аутигенно-минералогические зоны	Силикатная: Роговообманковая	Силикатная: Пироксеновая / Магнетитовая
		Типы пород	Сланцы	Сланце-кварциты / Железистые кварциты
		Разновидности пород	Роговообманковые Пироксен-гранат-роговообманковые Пироксен-роговообманковые Гранат-пироксеновые Пироксеновые Магнетит-оливин-пироксеновые Магнетит-пироксеновые Пироксен-магнетитовые Магнетитовые	
гипергенезом /окисленные/	Зеленых сланцев (линейные коры выветривания/	Унаследованные аутигенно-минералогические зоны	Глинисто-дисперсногематито-вая / Мартитовая	Железнослюдковая
		Типы пород	Сланцы и кварцито-сланцы	Железистые кварциты
		Разновидности пород	Кварц-дисперсногематит-глинистые Глинисто-кварц-дисперсногематитовые Глинисто-дисперсногематитовые Дисперсногематитовые Глинисто-мартит-дисперсногематитовые Мартит-дисперсногематитовые Дисперсногематит-мартитовые Мартитовые Железнослюдко-дисперсногематит-мартитовые Железнослюдко-мартитовые Мартит-железнослюдковые	

Генетические группы пород	Метаморфические фации		Первичные аутигенно-минералогические зоны			
			силикатная	карбонатная	магнетитовая	гематитовая
Метаморфогенные, измененные	Амфиболитовая и гранулитовая (площадные коры выветривания)	Унаследованные аутигенно-минералогические зоны	Глинисто-гетитовая		Мартитовая	
		Типы пород	Сланцы и кварцито-сланцы		Железистые кварциты	
		Разновидности пород	Кварц-гетит-глинистые Глинисто-кварц-гетитовые Глинисто-гетитовые Гетитовые Глинисто-мартит-гетитовые Мартит-гетитовые Гетит-мартитовые Мартитовые			

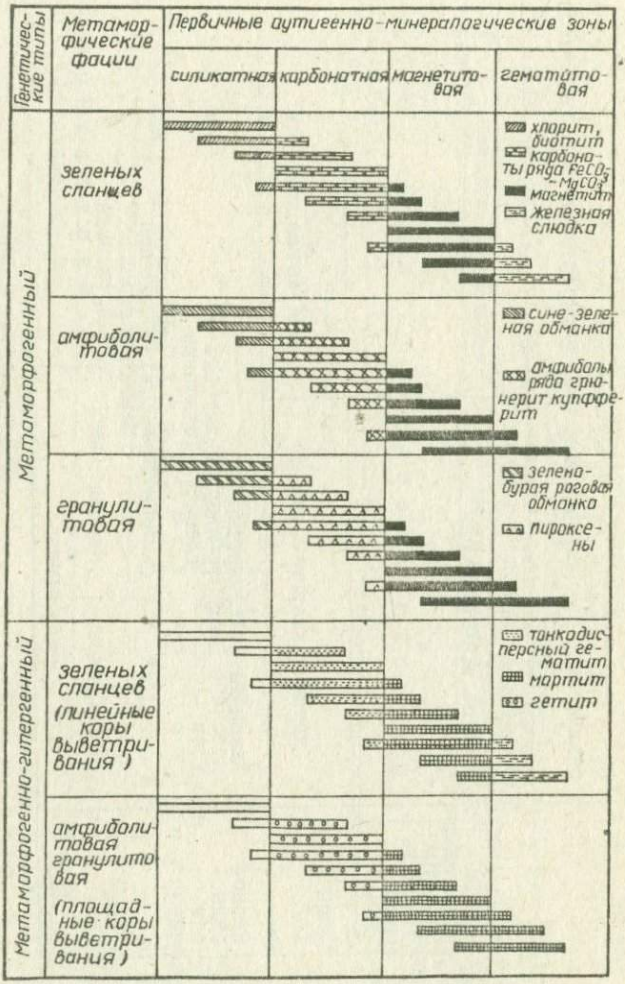


Схема генетической классификации железистых пород и метаморфизованных железных руд докембрия.

цито-сланцы и сланцы, которые, в связи с повышенным в них содержанием железа, могут быть названы железистыми.

К железистым кварцитам относятся тонкослоистые (полосчатые) породы с высокой степенью дифференциации железа и кремнезема, состоящие из ритмически чередующихся существенно кварцевых и существенно рудных слойков. Последние сложены минералами железа - магнетитом, гематитом, магнезиально-железистыми карбонатами или силикатами с подчиненным количеством кварца, при этом состав рудных слойков для каждой разновидности железистых кварцитов является строгоопределенным и закономерным. Среди выделенных разновидностей железистых кварцитов более широко распространены породы переходного состава, состоящие из кварца и каких-либо двух рудных минералов. Среди них наиболее распространены карбонат-магнетитовая, куммингтонит-магнетитовая, пироксен-магнетитовая и дисперсногематит-магнетитовая разновидности.

К кварцито-сланцам и сланце-кварцитам отнесены породы переходного состава, в которых рудные слойки состоят преимущественно из железистых силикатов, при этом в сланце-кварцитах преобладают кварцевые слойки, а в кварцито-сланцах - силикатные.

К железистым сланцам относятся породы кварц-силикатного, кварц-карбонат-силикатного и силикатного состава со сланцеватой текстурой и неясно выраженной слоистостью. Обычно они содержат магнетит, сульфиды и редкорасположенные прослои безрудного кварцита. В связи с железистым составом карбонатов и силикатов сланцы имеют высокий коэффициент железистости. Железистые сланцы, кварцито-сланцы и сланце-кварциты фации зеленых сланцев образовались из первичных железисто-глиноземисто-кремнеземистых осадков, сформировавшихся в условиях силикатной аутигенно-минералогической зоны. В гранулитовой и амфиболитовой фациях эти породы, кроме того, образовывались из железисто-карбонатно-кремнеземистых осадочных пород (или карбонатсодержащих железистых кварцитов фации зеленых сланцев), соответствующих карбонатной аутигенно-минералогической зоне. Иными словами - сланцы и кварцито-сланцы при увеличении степени метаморфизма смещаются в сторону железистых кварцитов при сокращении площади последних, так что в классификации под кварцито-сланцами и железистыми кварцитами фации зеленых сланцев располагаются соответственно железистые сланцы и сланце-кварциты амфиболитовой и гранулитовой фаций. Это смещение происходит, как указывалось выше, по причине уменьшения

содержания кварца при образовании пироксенов и амфиболов из магнезиально-железистых карбонатов и перехода железистых кварцитов в сланце-кварциты, а иногда и в сланцы, почти лишенные кварца.

Минералогические разновидности железисто-кремнистых пород занимают в таблице строго определенное место: полосу, расположенную таким образом, что она соответствует примерному количественному соотношению породообразующих минералов, характерных для данной аутигенно-минералогической зоны. При этом однокомпонентные породы[x] занимают полосу в пределах одной аутигенно-минералогической зоны. Породы переходного двухкомпонентного состава расположены в пределах двух соседних зон и сдвинуты в сторону той зоны, типоморфный минерал которой преобладает.

При трехкомпонентном составе полоса занимает главную зону и края двух соседних зон, примыкающих к главной. Схематически расположение разновидностей пород изображено на рисунке.

В предлагаемой генетической классификации не учтены переходные разновидности железистых кварцитов от неокисленных к окисленным (полуокисленные), гранулитсодержащие породы, известные на КМА и отличающиеся более низкой степенью метаморфизма, чем в фации зеленых сланцев, а также различные метасоматиты. Кроме того, некоторые исследователи относят пироксенсодержащих кварцитов к гранулитовой фации и относят их к амфиболитовой фации, а грюнеритсодержащие породы - к эпидотамфиболовой.

Указанные выше и какие-либо другие добавления и изменения могут быть учтены без изменения принципиальной схемы построения классификации.

Только на основании генетической классификации, построенной с учетом закономерных изменений пород при литогенезе, метаморфизме и гипергенезе, возможно сопоставление различных по минералогическому составу железисто-кремнистых пород на различных месторождениях.

Литература

Белевцев Я.Н. Особенности металлогении докембрийских щитов. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, II.

x/ Кварц, как находящийся в избытке минерал, в железистых кварцитах не учитывается.

Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. "Наука", Л., 1968.

Гершойг Ю.Г. Геохимические фации и фазы изменения железистых пород Криворожского бассейна и их практическое значение. - Геология рудных месторождений, 1964, 3.

Калганов М.И. О генетических типах железных руд бассейна КМА. Работы горно-геол. станции на КМА. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Каляев Г.И. Тектоника Украинской железорудной провинции. "Наукова думка", К., 1965.

Каниболоцкий П.М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Черновцы, 1946.

Мельник Ю.П. Теоретическое и экспериментальное изучение условий образования и устойчивости магнетита в метаморфических железистых породах и рудах Криворожских месторождений. - В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. "Наукова думка", К., 1966.

Петров Р.П. К номенклатуре метаморфических пород железорудных формаций. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, 9.

Пирогов Б.И. Вещественный состав, строение и обогатимость железистых роговиков Криворожского бассейна. - Советская геология, 1962, 8.

Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежского госуниверситета, 1966.

Половко Н.И. Принципы классификации и ступени метаморфизма железисто-кремнистых пород Украины. - В кн.: МГК. XXI сессия, докл. сов.геол., проблема 14. Изд-во АН УССР, К., 1960.

Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, К., 1963.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т.П. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Федорченко В.С. Осадочные сидериты в среднем отделе Криворожской свиты, их роль в образовании железистых пород и некоторых типов богатых руд. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, 12.

Ходюш Л.Я. О сидероплезите из железистых кварцитов Белозерского железорудного месторождения. - ДАН СССР, т.146, 1962, 5.

Х о д ю ш Л.Я. Аутигенно-минералогическая зональность, как один из критериев расчленения и сопоставления железорудных толщ железисто-кремнистых формаций докембрия (на примере Белозерского железорудного района). - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия."Наука", Л., 1967.

Ю р к Ю.Ю., Ш н ю к о в Е.Ф. Окислы железа Украинского кристаллического щита. "Наукова думка", К., 1961.

G r o s s G.A. Metamorphism of iron-formations and its bearing on their benafication. - Canad. Mining Met. Bull., 1961, 54.

L e e p H e n r y and S.G o l d i c h S a m u e l . Origin of Precambrianiron formations.- Econ. Geol. 1964, 59.

K r a n c k S.H. A Study of phase eqvilibria in a metamorphic iron formation. - J.Petrology, 2 1961, 2.

В.Н.Гусельников

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

I. Принципы классификации

Несмотря на достигнутые успехи в изучении метаморфогенных руд, классификация метаморфических месторождений и процессов пока еще проводится на разной теоретической основе. Это затрудняет сравнительную оценку роли метаморфических процессов на рудных месторождениях первично терригенного, хемогенного, эффузивно-осадочного и эндогенного происхождения и, кроме того, не позволяет объективно оценивать геолого-генетические особенности собственно метаморфических руд. Для бассейна КМА не имеется единой классификации докембрийских железных руд с учетом степени их метаморфизма, хотя среди них, несомненно, встречаются разные генетические типы метаморфогенных образований. Например, М.И.Калганов (1955, 1965), систематизируя железные руды по первично-генетическому и минералогическому признакам, указывает на группу "осадочно-метаморфизованных" железистых кварцитов. А.А.Глаголев (1966) детально охарактеризовал железистые кварциты Старооскольского железорудного района, относящиеся к разным фациям регионального метаморфизма. Н.А. Плаксенко (1966) выделил четыре главных генетических типа докембрийских железисто-кремнистых формаций и подробно рассмотрел геолого-химические особенности слабо метаморфизованных железистых кварцитов джеспилитовой формации. В данной статье делается попытка обосновать сводную геолого-генетическую классификацию докембрийских метаморфогенных

железных руд КМА с учетом результатов новейших исследований (Гусельников, 1966; Рахманов, 1962 и др.).

Мы полагаем, что основные типы метаморфогенных руд КМА можно разделить на две генетические группы: метаморфизованную и метаморфическую. Генетический смысл указанных терминов в основном принимается по уточненным формулировкам Я.Н.Белевцева (1969).

В метаморфизованных месторождениях КМА отчетливо сохранились главнейшие геологические, текстурно-минералогические и геохимические особенности руд, обусловленные первичными условиями их накопления (терригенными, хемогенными, эффузивно-осадочными и эндогенными). Одновременно в них устанавливаются явные признаки участия метаморфических процессов в эпигенетическом преобразовании железисто-кремнистого или железисто-силикатного вещества. В частности, наблюдается перекристаллизация основной массы нерудных компонентов (первичного кремнезема, карбонатов, пепловых частиц и стекла) и появление поздних генераций рудных минералов.

Железные руды второй группы на месторождениях КМА являются собственно метаморфическими образованиями. Первичное железисто-кремнистое и железисто-силикатное вещество в них подверглось почти полной перекристаллизации. Одновременно в результате метаморфической дифференциации происходило резкое обособление нерудных и рудных минералов, а иногда возникали новые рудные тела, локализованные в складчато-трещинных структурах. Подобные рудные тела обычно отличаются более высокими концентрациями железа по сравнению с вмещающими их железистыми породами. Кроме того, в них оказываются повышенными или пониженными (в зависимости от геохимической подвижности) содержания элементов-примесей.

В предлагаемой классификации одновременно дается сравнительная геолого-генетическая характеристика основных типов метаморфогенных железных руд КМА (см.таблицу). Из таблицы видно, что группы метаморфизованных и метаморфических руд в свою очередь подразделяются на 4 - 5 генетических типов. Поскольку в метаморфизованных месторождениях отчетливо сохраняются основные черты первичных рудообразующих процессов, то роль последних необходимо отразить специальным термином. По нашему мнению, это вполне достигается добавлением приставки "мета" к названию первичного генетического типа руд (подобно тому, как это принято в петро-

графии для обозначения метаморфизованных разностей пород). Таким образом, в группе метаморфизованных железных руд КМА можно выделить метакластогенные, метахемогенные, метавулканогенно-гидротермальные, метаэффузивные и метамагматические образования. Генетические типы железорудных образований метаморфической группы нами подразделяются по принципу эндогенных месторождений с добавлением приставок орто-, гипо-, мезо- и эпи- к названию основной группы. Это дает возможность выделить ортометаморфические месторождения, образование которых обусловлено высшими ступенями регионального метаморфизма осадочных и вулканогенных формаций, а также изменением железистых пород в результате глубинного щелочного метасоматоза. Гипометаморфические, мезометаморфические и эпиметаморфические руды сформировались в результате более или менее значительного перераспределения рудных и нерудных компонентов в ходе метаморфических превращений; они размещаются в трещинно-складчатых зонах и возникают при разных температурах и давлениях, о чем можно судить по результатам декрепитации минералов и изучения их парагенетических ассоциаций.

В окончательном виде предлагаемая классификация метаморфогенных железных руд и месторождений КМА выглядит следующим образом:

А. Метаморфизованные месторождения: 1) метакластогенные; 2) метахемогенные; 3) метавулканогенно-гидротермальные; 4) метаэффузивные и 5) метамагматические;

Б. Метаморфические месторождения: 1) ортометаморфические; 2) гипометаморфические; 3) мезометаморфические и 4) эпиметаморфические.

2. Метаморфизованные месторождения

В пределах КМА к метаморфизованной группе относятся месторождения, представленные железисто-кластогенной и джеспилитовой формациями нижнего протерозоя, а также магнетито-габбро-диоритовой формациями архей-протерозойского возраста. Обычно новейшие исследования предполагают полигенетический характер джеспилитовой формации. Реже встречаются месторождения, сложенные только одним

каким-либо генетическим типом метаморфизованных железистых кварцитов. Сравнительная характеристика метаморфизованных руд приводится в таблице.

Метакластогенные железные руды. К ним относятся железистые песчаники и другие обломочные продукты разрушения и переотложения более древних железорудных формаций. Нижнепротерозойские железные руды подобного типа известны лишь в районе Погромецкого (Калганов, 1965), Яковлевского и Тимского (Гусельников, 1966) месторождений КМА. Они обладают различными концентрациями железа, а иногда почти полностью образованы из дезинтегрированного и переотложенного рудного материала железистых кварцитов, образуя залежи богатой метаморфизованной руды. Груборитмичное сложение, залегание на размытой поверхности железистых кварцитов или среди покрывающих их сланцев и алевролитов - таковы характерные геологические особенности докембрийских метакластогенных железных руд. Аналогичные образования более молодого возраста (девон, карбон, юра) известны в районе многих месторождений богатых железных руд Курской магнитной аномалии. Степень метаморфизма, состав цементирующего материала, размеры рудных тел и промышленная ценность таких руд весьма различны. Самостоятельного практического значения метакластогенные железные руды обычно не имеют.

Метавулканогенно-хемогенные руды. В пределах КМА обычно представлены карбонатно-магнетитовыми и куммингтонито-магнетитовыми кварцитами. Н.А.Плаксенко (1966) относит их в основном к низам джеспилитовой формации, а в отдельных месторождениях считает возможным относить куммингтонито-магнетитовые разности и к верхам рудной тощи, указывая на симметричное строение последней. Некоторые исследователи (Глаголев, 1966; Клагиш, 1966) не отмечают принципиальных различий между указанными двумя типами железистых кварцитов и считают их лишь различно метаморфизованными разностями. По нашим данным, неодинаковые количества магния, алюминия и кальция в этих железистых кварцитах обусловлены разным количеством пирокластического материала, загрязняющего вулканогенно-хемогенные морские осадки. На вулканогенный характер таких осадков указывают концентрации характерных микроэлементов, наличие изометричного хемогенного кварца (первично-

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕТА

Группа	Минеральные типы	Рудная формация и возраст оруденения	Геотектонические условия размещения	Вмещающие породы	Форма рудных тел	Мощность рудных тел	Структурные условия размещения рудных тел
МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ	Железнослюдково-магнетитовые и мартитовые руды	Входят в железисто-кластогенные формации ($Pt_1 - Pt_{1-2}$)	Синклинорные зоны	Подстилаются разными типами железистых кварцитов, а покрываются сланцами	Пласты, линзы	10-30	С несогласием залегают на железистых кварцитах, образуя более пологие складки
	Карбонатно-магнетитовые и куммингтонито-магнетитовые кварциты	Низы джеспилитовой формации (Pt_1)	В раздувах синклинорных зон (эвгеосинклиналей)	Подстилаются сланцами, а покрываются другими типами железистых кварцитов	Пласты	<150	Моноклиналь, простая синклиналь
	Краснополосчатые железнослюдково-магнетитовые и магнетито-железнослюдковые кварциты	Верхние горизонты толщи циклов, иногда вся рудная толща (Pt_1)	В раздувах синклинорных зон (эвгеосинклиналей)	Чаще подстилаются другими типами железистых кварцитов, а покрываются сланцами и эффузивами	Пласты, линзы	>50	Моноклиналь, простая синклиналь, реже синклинорий.
	Магнетитовые, биотито-магнетитовые и железнослюдково-магнетитовые кварциты	Центральные части рудных толщ, вся рудная толща или средние горизонты циклов (Pt_1)	В протяженных синклинорных зонах (эвгеосинклиналях)	Другие типы железистых кварцитов и туфогенные сланцы; иногда ассоциируют с эффузивами, местами залегают на гранито-гнейсах	Линзы, пластообразные залежи	<600	Сложная антиклинально-синклинальная структура с крутым падением
	Пироксено-магнетитовые и кварц-магнетитовые полосчатые руды	В разных частях магнетит-габбро-диоритовой формации ($Ar - Pt_1?$)	Область Главного антиклинория КМА	Дифференцированные интрузивы основного-среднего состава	Линзовидные и пластообразные тела	>30-60	Моноклиналь, угол 40-60°
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ	Магнетитовые и амфибол-магнетитовые кварциты	Железисто-кремнисто-гнейсовая формация (Ar)	Область Главного антиклинория КМА	Гнейсовые толщи архея	Линзовидные и пластообразные тела	>50-100	Моноклиналь, простые складки
	Актинолито-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые и диопсид-магнетитовые кварциты	Высокотемпературные фации метаморфизма джеспилитовой формации (Pt_1) в зонах гранитизации	Краевые части синклинорных зон	Граничат с гнейсо-мигматитами и интрузивными породами	Пласты	>100	Моноклиналь
	Эгирино-магнетитовые, родузито-магнетитовые и рибекит-магнетитовые кварциты	Фации щелочного метаморфизма джеспилитовой формации (Pt_1)	Эвгеосинклинали	Метаморфизованные типы железистых кварцитов	Пластовые залежи	<200	Субпластовые тела, тяготение к зонам разломов
	Магнетитовые и железнослюдково-магнетитовые руды	Синхронны со складчатостью джеспилитовой формации (Pt_{1-2})	Складчато-трещинные структуры в зонах синклинориев	Железистые кварциты, внутриформационные сланцы и эффузивы джеспилитовой формации	Жилы, линзовидные тела	<3-5	Секущие и согласные тела крутого и пологого залегания

МОРФОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Преобладающие макротекстуры	Характерные минералогические отличия	Петрохимические особенности	Геохимические отличия	Преобладающий процесс накопления первичных руд	t°C закрепления кварца	Роль метаморфических процессов	Рекомендуемые названия генетических типов
Грубослоистые, конгломерато-брекчиевые	В качестве цемента докембрийских руд-карбонаты, серицит, реже железная слюдка, в палеозойских рудах-карбонаты, хлорит, гидрослюды, каолинит, пират, $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	Удмический состав переменный (от богатых до бедных руд)	-	Механическое разрушение и перетложение древних железных руд	-	Уплотнение и цементация руд, дегидратация минералов	Мотакластогенные
Грубополосчатые, К = 1,4	Наличие загрязненного примесями изометричного хемогенного кварца (перекристаллизованного опалоподного кремнезема)	Fe 30-33% SiO 42-45% f 0,55-0,58	В хемогенном кварце пониженные концентрации германия. Распределение других микроэлементов соответствует осадочному и низкотемпературному гидротермальному процессам	Вулканогенно-хемогенный и терригенно-хемогенный	< 400°	Раскристаллизация железисто-карбонатно-кремнистого геля. Частичная перекристаллизация хемогенного кварца в этап прогрессивного метаморфизма	Метахемогенные
Тонко- и среднеполосчатые, равномерно-полосчатые, К = 1,0	Развит красноцветный кварц с диспергированным гематитом	Fe 43% SiO 37% f 0,55-0,60	В хемогенном кварце относительно высокие концентрации германия. Распределение других микроэлементов соответствует высокотемпературному гидротермальному процессу	Вулканогенно-гидротермальный	< 400°	Частичная перекристаллизация хемогенного кварца в этап прогрессивного метаморфизма, локальный переход гематита в магнетит в зонах контактового метаморфизма	Метавулканогенно-гидротермальные
Разнополосчатые, К = 1,8	Развит магматический кварц; единичные зерна, сколении, а также секущие и послойные выделения зеленой слюды спорадически наблюдается красноцветный кварц с диспергированным Fe_2O_3	Fe 10-43% SiO 56-41% f 0,56-0,69	В магматическом кварце германий отсутствует. Распределение других микроэлементов соответствует кристаллизации минералов из расплавов	Эффузивный	>600-800°	Частичная перекристаллизация магматического кварца в этап прогрессивного метаморфизма, появление поздних генераций кварца и магнетита	Метаэффузивные
Линзовидно-полосчатые и вкрапленные	Крупные зерна магнетита (0,5 - 2 мм) с ассоциации с пироксеном или метаморфическим кварцем	Fe 35-42% SiO 34-30% f 0,73-0,80	В минералах повышенные концентрации некоторых типоморфных элементов габбро-диоритовых интрузий	Магматический	>750-800° (по Fe_2O_4)	Полное или частичное разложение пироксенов и образование зон окварцевания в этап прогрессивного метаморфизма	Метамагматические
Грубополосчатые, линзовидно-полосчатые и вкрапленные	Крупные зерна магнетита в ассоциации с пироксеном (амфиболом) и кварцем	Fe 27-30% SiO 50-55% f 0,30-0,35	?	?	>500°	Перекристаллизация кварца в этап прогрессивного метаморфизма	Ортометаморфические
Средне- и крупнополосчатые	Наличие высокотемпературных метаморфических минералов	Fe <37% SiO >44% f 0,52	?	Хемогенный или эффузивный	?	Метаморфическая дифференциация исходного вещества с новообразованиями роговой обманки, диопсида, гранита и др. минералов	
Среднеполосчатые линзовидно-полосчатые	Наличие щелочных амфиболов, эгирина и зеленой слюды	Fe 38,4% SiO 38,2% f 0,67	Повышенные концентрации щелочей, уменьшение Fe (растворимого)	Хемогенный или эффузивный	300-450°	Метаморфическая дифференциация исходного вещества в этап регрессивного метаморфизма с новообразованиями эгирина, родузита, рибекита, кварца, магнетита	
Неясно-полосчатые, вкрапленные, массивные, иногда флюидальные	Полевой шпат	Fe 30-55% SiO 60-30% f 2,8	Повышение количества примесей Pb, Ge	Гидротермальный с формированием жил и замещения	300-600°	Мобилизация и перемещение избыточного кремнезема и железа в ходе прогрессивного метаморфизма	Гипометаморфические

Группы	Минеральные типы	Рудная формация и возраст оруденения	Геотектонические условия размещения	Вмещающие породы	Форма рудных тел	Мощность рудных тел	Структурные условия размещения рудных тел
Метаморфические	Гематит-магнетитовые, мартито-магнетитовые богатые руды с примесью карбонатов, щелочных амфиболов, эгирина	Послескладчатые ископаемых в джеспилитовой формации (Pt_1)	Контактовые зоны даек и железистых кварцитов, складчато-глыбовые участки синклиниориев	Железистые кварциты джеспилитовой формации	Линзовидные и пластообразные тела	<15-20	Согласные, реже секущие крутопадающие тела
	Мартитовые, железнослюдково-мартитовые, карбонатно-мартитовые руды	В окисленных и неокисленных железистых кварцитах джеспилитовой формации (Pt_3-Pr_1)	Поздние разрывные нарушения в синклинорных зонах	Железистые кварциты, гипометаморфические и мезометаморфические руды	Линзовидные, трещинные тела	<5-25	Секущие, реже согласные крутопадающие тела

опаловидного кремнезема), присутствие повышенных количеств германия и своеобразные шаровидные стяжения рудных минералов. Осадочно-хемогенный процесс подтверждается преобладающей грубослоистой и крупнополосчатой текстурами карбонатно-магнетитовых и куммингтонито-магнетитовых кварцитов. В вулканогенно-хемогенных рудах поведение одних элементов в рудных и нерудных минералах соответствует геохимии осадочных процессов, а других - геохимии гидротермальных процессов. Метавулканогенно-хемогенные железистые кварциты в пределах КМА обычно представлены куммингтонито (тремолито)-магнетитовыми кварцитами. Карбонатно-магнетитовые кварциты обнаружены лишь на Михайловском и Лебединском месторождениях. Геолого-генетические особенности метавулканогенно-хемогенных образований показаны в таблице.

Метавулканогенно-гидротермальные руды. К ним относятся краснополосчатые железнослюдковые и, реже магнетито-железнослюдковые кварциты, развитые преимущественно в верхах джеспилитовой формации. Геолого-минералогические особенности руд позволяют достаточно уверенно относить такие железистые кварциты к первично вулканогенно-гидротермальным образованиям. Формирование их происходило, по-видимому, при одновременном проявлении двух процессов -

Продолжение

Преобладающие макротекстуры	Характерные минералогические отличия	Петрохимические особенности	Геохимические отличия	Преобладающий процесс накопления первичных руд	t°C дегидратации кварца	Роль метаморфических процессов	Рекомендуемые названия генетических типов
Полосчатые, реликтово-полосчатые, брекчированные замещения	Мушкетовит, щелочные амфиболы, мартит (мадо), иногда карбонаты	Fe 50-60%, SiO 20-10%, f 5,9-14,4	Повышенные количества примесей породообразующих элементов (Na, K, Ca)	Гидротермальный с формированием замещения	200-400°	Вынос кремнезема, частичная мартитизация руд, новообразования амфиболов, карбонатов, мушкетовита в начальные стадии регрессивного метаморфизма	Мезаметаморфические
Реликтово-полосчатые, выщелоченные (пористые), цементные	Мартит (много), мармалхит, хлорит; кварц и другие нерудные минералы почти полностью выщелочены или замещены карбонатами	Fe 55-70%, SiO 10,1%, f > 40	Повышенные концентрации примесей Zn, Be, Sc, Sr и Ba	Гидротермальный с образованием остаточных рудных тел	<200°	Выщелачивание кварца и др. нерудных компонентов, поздние замещение кварца карбонатами в конечные стадии регрессивного метаморфизма	Эпиметаморфические

эксгалятивно-хемогенного выделения опаловидного кремнезема и последующего отложения рудных минералов (из высокотемпературных эксгаляций) в рыхлом опаловидном осадке с возникновением полосчатости по механизму образования колец Лизеганга. На подобный процесс указывают весьма постоянные константы периодичности полосчатых текстур, равные I. Как показал Л.Н.Овчинников (1960), для высокотемпературных гидротермальных железных руд Урала также характерны значения К = I. Из сравнительной таблицы метаморфогенных месторождений КМА видно, что в вулканогенно-хемогенных железистых кварцитах Михайловского месторождения К = I, 4, а в эффузивных железистых кварцитах К = I,8. В таблице указаны и другие отличительные признаки первично-вулканогенно-гидротермальных месторождений. Вероятно, механизм образования вулканогенно-гидротермальных и эффузивных железорудных месторождений в разных рудных провинциях может несколько отличаться (Гусельников, 1969). В таком случае изучение констант периодичности, по-видимому, позволяет уточнить условия первичного рудонакопления. Существование вулканогенно-гидротермальных месторождений

в настоящее время является установленным фактом. Кроме Лан-Диллъских железорудных месторождений Западной Европы, к ним относится ряд среднепалеозойских месторождений СССР (Казахстан, Алтай). И.П.Новохатский (1968) считает, что наиболее характерной чертой вулканогенно-гидротермальных морских месторождений является "тонкая слоистость, обусловленная чередованием прослоев гематита, кварца, иногда красной яшмы", а также наличие сидерито-анкеритовых руд, являющихся наиболее низкотемпературными образованиями. Как отмечалось, на КМА местами развиты карбонатно-магнетитовые железистые кварциты, постоянно залегающие в низах нижнепротерозойской джеспилитовой формации. Появление в них магнетита многие исследователи связывают с частичным разложением сидерита в условиях повышенных температур метаморфизма. Повышенные температуры образования рассматриваемых краснополосчатых железнослюдковых кварцитов подтверждаются повсеместным распространением красноцветного яшмовидного кварца с диспергированным гематитом и специфическим распределением микроэлементов в кварце, которое характерно для высокотемпературных гидротермальных кварцевых жил. Примечательной геологической особенностью краснополосчатых железистых кварцитов является размещение их в низах и верхах выделяемой нами толщи эффузивных железистых кварцитов (Михайловское месторождение). При этом наибольшие мощности отмечены для краснополосчатых кварцитов, залегающих в верхах джеспилитовой формации. Другие геолого-генетические особенности вулканогенно-гидротермальных железистых кварцитов видны из сравнительной таблицы. Рассмотренный тип метаморфизированных железных руд встречается на многих месторождениях КМА.

Метаэффузивные железистые кварциты. Железисто-кремнистые образования эффузивного происхождения выделены нами из состава джеспилитовой формации по совокупности минералого-текстурных, петрохимических, геохимических и термометрических признаков (см.таблицу). В этих железистых кварцитах кроме метаморфического кварца присутствует магматический кварц с температурой декрепитации 600-800°. Для сравнения укажем, что сингенетический кварц из кварцевых порфиров Михайловского месторождения обладает температурами декрепитации в 700-900°. Показательным признаком являются петрохимические особенности эффузивных железистых кварцитов. Например, отношения молекулярных количеств окислов железа

и кремнезема в них составляют $f = 0,58 - 0,69$. Таким образом, этот генетический тип характеризуется значениями модуля железистости, промежуточными между метавулканогенно-гидротермальными ($f = 0,55-0,60$) и метамагматическими ($f = 0,73-0,80$) месторождениями. Рудные и нерудные минералы метаэффузивных образований содержат пониженные концентрации германия по сравнению с аналогичными минералами вулканогенно-хемогенных и гидротермальных железистых кварцитов. Отметим, что германий в настоящее время считается хорошим индикатором эндогенного, вулканогенного и осадочного происхождения железных руд (Григорьев, 1965) Константы периодичности полосчатых текстур в метаэффузивных рудах также весьма характерны (К=1,8) и резко отличаются от других железорудных образований джеспилитовой формации. Петрохимические особенности метаэффузивных железистых кварцитов во многом сходны с дифференцированными магмами ультраосновного состава. Однако механизм возникновения железисто-кремнистых лав остается неопределенным. В принципе возможны два пути их формирования: 1) дифференциация базальтовых магм в промежуточных интрузивных камерах; 2) излияние глубинного подмантийного вещества (Гусельников, 1969). В пределах КМА относительная распространенность железистых кварцитов разных генетических типов весьма колеблется. На одних месторождениях явно преобладают собственно эффузивные образования (Михайловское, Жигаевское, Курбакинское, Гостищевское, Больше-Троицкое, Яковлевское), а на других - более развиты метавулканогенно-хемогенные и вулканогенно-гидротермальные железистые кварциты (Стойленское, Дичнянское, Лебединское, Тетеревино-Малиновское, Роговское и др.). По новейшим данным, на территории КМА практически отсутствуют рудные толщи симметрично-циклического строения, но наблюдаются сочетания нескольких литогенетических типов железистых кварцитов, обусловливающих упорядоченное или неупорядоченное распределение компонентов в разрезе джеспилитовой формации. Последнее время наиболее типичным примером симметричного строения железорудной толщи считалось Лебединское месторождение (Плаксенко, 1966). В результате дополнительной глубокой разведки предоставление о структуре месторождения коренным образом изменилось. Например, по сообщению А.Цибизова, здесь наблюдается лишь необратимая смена (снизу вверх) литогенетических типов железистых кварцитов: от карбонатно-магне-

титовых и куммингтонито-магнетитовых к магнетитовым и железно-слюдковым разностям. Стратиграфические контакты между этими типами железистых кварцитов, как и на других месторождениях КМА, отсутствуют. В настоящее время можно с уверенностью говорить о том, что железорудная толща джеспилитовой формации КМА обычно имеет асимметричное строение, обусловленное неодинаковым развитием литогенетических типов железистых кварцитов (например, вулканогенно-хемогенных и эффузивных или метаэффузивных и вулканогенно-гидротермальных). Реже устанавливается симметричное размещение вулканогенно-хемогенных (низы) и вулканогенно-гидротермальных (верхи толщ) образований относительно эффузивных железистых кварцитов. На одном из участков Михайловского месторождения вулканогенно-хемогенные железистые кварциты сменяются вулканогенно-гидротермальными (краснополосчатыми), затем эффузивными и вновь вулканогенно-гидротермальными образованиями. Приведенные факты свидетельствуют о полигенетическом характере нижнепротерозойской джеспилитовой формации.

Метамагматические железные руды. Типичными представителями их являются магнетитовые руды Курско-Бесединского и Неживского участков. Геолого-генетические отличия их достаточно отчетливы. Эти руды сформировались одновременно с магматическими породами в дифференцированных интрузивах габбро-диоритовой формации.

Магматическая природа магнетита вполне подтверждается результатами декрепитации этого минерала и сравнением с другими генетическими типами магнетита. Например, для магнетитов из бесединских руд КМА нами установлены температуры декрепитации в 750-800°, а для магнетита из Ковдорского месторождения Кольского п-ова они составили 560-590°. Генезис последнего месторождения считается скарновым или магматическим. На этом основании магнетиты Бесединского месторождения КМА относим к магматическим образованиям. В пользу такого вывода свидетельствуют петрохимические, минералогические, текстурно-структурные и геохимические особенности руд. Последующий метаморфизм магнетитовых руд проявился в частичном или полном разложении пироксенов, интенсивном окварцевании и появлении новой генерации магнетита. Температуры декрепитации вновь образованного кварца составляют 400 - 490°. Это свидетельствует о том, что относительные температуры образования такого кварца близки к температурам декрепитации метаморфического (перекристаллизованного) кварца джеспилитовой формации,

возникшего в условиях прогрессивного метаморфизма. Следовательно, окончательное формирование метамагматических руд Бесединского участка по времени совпадает с региональным метаморфизмом нижнепротерозойских железистых кварцитов. Ряд фактов (Гусельников, 1966) указывает, что образование магматических руд бесединского типа, локализованных в области Главного антиклинория КМА, и образование эффузивных железистых кварцитов, залегающих в нижнепротерозойских эвгеосинклиналях, вероятно, являются относительно синхронными процессами. В таком случае, железные руды обеих формаций (джеспилитовой и магнетито-габбро-диоритовой) возникли за счет различно дифференцированного глубинного магматического вещества, концентрирующегося в разной геотектонической и физико-химической обстановке.

3. Метаморфические месторождения

В эту группу входят железные руды, испытавшие сильную метаморфическую дифференциацию первичного вещества (ортометаморфические руды), а также непосредственно возникшие под действием гидротермально-метаморфических растворов.

Ортометаморфические руды. Этот генетический тип представлен тремя разновидностями железных руд: 1) магнетитовыми и пироксено-магнетитовыми полосчатыми рудами (железистыми кварцитами) архейской гнейсовой толщи; 2) нижнепротерозойскими железистыми кварцитами высокотемпературных фаций метаморфизма; 3) щелочноизмененными железистыми кварцитами. Ввиду недостаточной разведанности месторождений, наиболее неясной остается геологическая и генетическая позиция магнетитовых руд архейского возраста (железисто-кремнисто-гнейсовой формации, по Н.А.Плаксенко). С одной стороны, геолого-генетические особенности таких руд во многом сходны с метамагматическими рудами, хотя петрохимические различия между ними весьма отчетливы, например, по модулю железистости (сравните в таблице f = 0,30 - 35 и f = 0,73 - 0,80), с другой - петрохимические особенности рассматриваемых архейских руд и железистые кварциты метабазитовой формации архей-нижнепротерозойского возраста (f = 0,30 - 0,45) практически одинаковы. Однако последние залегают среди эффузивов михайловской серии и обычно размещаются в прибортовых участках нижнепротерозойских эвгеосинклиналей. Архейские магнетитовые руды приурочены исключительно к области Главного антиклинория КМА. При этом модуль

железистости отчетливо возрастает от архейских железистых кварцитов к эффузивным рудам метабазитовой толщи ($Ar - Pt_1$), метаэффузивным железистым кварцитам курской серии (Pt_1) и метамагматическим рудам (Pt_1?). Поскольку эндогенный характер этих руд (за исключением архейских) вряд ли может оспариваться, то выявленная закономерность изменения модулей железистости, возможно, подчеркивает несколько худшие геотектонические условия возникновения ликвированных железисто-кремнистых расплавов в архее и более благоприятные – в нижнем протерозое. Условно к первому ортомагматическому подтипу нами отнесены руды железисто-гнейсовой (архей) и железисто-метабазитовой ($Ar-Pt_1$) формации (Юшковские, Прохоровские, Комаричские месторождения). Некоторые исследователи в последнее время отрицают существование ранее широко выделяемой на КМА Михайловской серии метабазитов (Воскресенская, 1965). Остальные подтипы ортомагматических железных руд, представленные железистыми кварцитами высокотемпературной и щелочной фаций метаморфизма, детально охарактеризованы А.А.Глаголевым (1966) и поэтому нами не рассматриваются. Отметим лишь, что такие ортометаморфические железистые кварциты наиболее полно изучены в Старооскольском железорудном районе, а также на Михайловском месторождении (щелочноизмененные разности). Геолого-генетические особенности их в разных месторождениях весьма сходны.

Гипометаморфические образования. Встречены на Ново-Ялтинском, Михайловском, Коробковском и других месторождениях КМА. Главнейшие геолого-генетические черты таких рудных образований отражены в таблице. Характерной особенностью структурного размещения гипометаморфических руд является приуроченность их к нижним частям мощных зон тектонического дробления вмещающих пород. При этом выделяется два типа жильных тел – замещения и заполнения. Первые возникли за счет метасоматического преобразования железистых кварцитов, причем в них часто наблюдаются следы пластического течения исходного вещества; они обладают реликтово-полосчатыми текстурами. Жилы заполнения сформировались путем непосредственной кристаллизации высококонцентрированных железисто-кремнистых растворов в трещинных полостях; они обладают вкрапленными текстурами. Самостоятельного практического значения эти рудные образования не имеют, из-за малых размеров.

Мезометаморфические руды. Встречаются на многих месторождениях КМА, но наиболее изучены в Михайловском и Старооскольском

железорудных районах (Илларионов, 1965; Рахманов, 1962; Глаголев, 1957; Борисов и др. 1961). Результаты этих исследований и дополнительные геолого-генетические данные показаны в таблице. Эти руды возникли как существенно метасоматические тела в основном за счет выноса кремния из железистых кварцитов под воздействием щелочных растворов, циркулирующих в благоприятных трещинных зонах, а также вблизи дайково-жильных тел. Одновременно отмечается привнос натрия, кальция, калия и небольших количеств железа. Часть первичного магнетита железистых кварцитов в ходе щелочного метасоматоза превращалась в мартит. Перераспределение основных и малых элементов железистых кварцитов при образовании мезометаморфических руд вполне соответствует геохимии щелочного метасоматоза.

Эпиметаморфические руды. Установлены во многих железорудных районах КМА, но наиболее изучены на Михайловском месторождении. По геолого-генетическим особенностям отличаются от более высокотемпературных гипо- и мезометаморфических образований, а также от богатых руд коры выветривания. Эти руды формируются из железистых кварцитов и других генетических типов железорудных образований под воздействием низкотемпературных гидротерм-конечных стадий регрессивного метаморфизма Среди эпиметаморфических руд отчетливо намечаются две разновидности: ранние высокопористые выщелоченные мартитовые и поздние плотные карбонатно-мартитовые. Обе разновидности характеризуются присутствием специфических концентраций элементов – примесей, отличающихся от микроэлементов богатых железных руд коры выветривания. Последние, кроме того, хорошо различаются по меньшему модулю железистости ($f < 10$). Температура декрепитации эпиметаморфического карбоната составляет 70–200^{0}С. Геологические наблюдения на Михайловском карьере показали, что в ходе разведки крутопадающие тела эпиметаморфических руд обычно не оконтуриваются, в связи с чем значительно занижаются запасы богатых промышленных руд.

Охарактеризованные типы метаморфогенных железных руд на месторождениях КМА распространены в разных сочетаниях между собой. Реже они встречаются в виде самостоятельных, обычно мелких рудопроявлений, представляющих лишь минералогический интерес. Предлагаемая классификация метаморфогенных железных руд, по мнению автора, будет способствовать более целеустремленному изучению минералого-генетических особенностей железорудных месторождений и рудообразующих процессов.

Литература

Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Борисов С.Ф., Извеков З.П., Илларионов А.А. О гипогенных железных рудах Коробковского и Михайловского месторождений КМА. - В кн.: Вопросы разработки месторождений Курской Магнитной аномалии, Изд-во АН СССР, М., 1961.

Волков Г.И. К условиям размещения богатых гидротермально-остаточных руд Михайловского месторождения. - В кн.: Труды НИИКМА, вып.УП. Губкин, 1969.

Волков Г.И., Гусельников В.Н. О трех генетических типах метаморфогенных железных руд КМА. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования, "Наукова думка", К., 1969.

Воскресенская М.Н. О соотношениях пород архея и протерозоя на КМА. Изд-во АН СССР, сер. геол., 1965, 6.

Глаголев А.А. Проявление гипогенного оруденения в железистых кварцитах КМА. Изд-во АН СССР, сер. геол. 8, 1957,8.

Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. "Наука", М., 1966.

Григорьев В.М. Закономерности распределения и условия накопления германия в железорудных месторождениях. Автореф. докт. дисс., ВИМС, М., 1967.

Гусельников В.Н. О парагенетических взаимоотношениях железистых кварцитов с изверженными породами основного состава (на примере КМА). - Тезисы докладов совещания по проблеме образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия. "Наукова думка", К., 1966.

Гусельников В.Н. Температурные условия метаморфогенного образования железных руд КМА по данным декрепитации.- В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969.

Гусельников В.Н. Минеральные и текстурные типы железистых кварцитов Михайловского месторождения. - В кн.: Труды НИИКМА, вып.УП, Губкин, 1969.

Гусельников В.Н. Петрохимические исследования железистых кварцитов в связи с проблемой их генезиса. - В кн.: Вопросы петрохимии. Изд. ВСЕГЕИ, Л., 1969.

З а й ц е в Ю.С. Некоторые черты строения докембрия Белгородского железорудного района КМА. - Сов.геология, 1965, 7.
И л л а р и о н о в А.А. Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА. "Наука", М., 1965.
К а л г а н о в М.И. Железорудный бассейн Курской магнитной аномалии. - В кн.: Железные руды КМА, АН СССР, М., 1955.
К а л г а н о в М.И. Железорудные формации в докембрийском фундаменте Русской платформы. "Наука", М., 1965.
К л а г и ш Б.Д. Строение и первичные фациальные особенности железоносной формации курской метаморфической серии Старооскольского района КМА. Автореф. канд. дисс. ИГЕМ АН СССР, М., 1966.
Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф.Ю., С т р у в е Э.А. Петрографический словарь. Госгеолтехиздат, М., 1963.
Н о в о х а т с к и й И.П. Некоторые особенности образования эндогенных месторождений железных руд Казахстана. - В кн.: Проблемы геологии Казахстана. "Наука", Алма-Ата, 1968.
О в ч и н н и к о в Л.Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. - В кн.: Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып.39, 1960.
П л а к с е н к о Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежского госуниверситета, 1966.
Р а х м а н о в В.П. Богатые железные руды коры выветривания КМА (на примере Михайловского месторождения). Изд-во АН СССР, М., 1962.
Р у с и н о в и ч И.А., Н е б о с е н к о В.Ф. Гостищевское железорудное месторождение. Изд-во ЦЧО, Воронеж, 1964.
Ч а й к и н С.И. Рудоконтролирующие факторы и районирование территории КМА по степени рудоносности и перспективности. - В кн.: Рудоносность Русской платформы, "Наука", М., 1965.

А.И.Стрыгин

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ВОПРОСЫ ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

Образование месторождений полезных ископаемых связано с многообразными процессами формирования горных пород. Полезные

ископаемые также, как и горные породы, создаются и изменяются в ходе геологического развития земной коры при различных процессах.

Детали геологической ситуации при формировании каждого конкретного месторождения всегда индивидуальны и в этом отношении каждое месторождение является неповторимым и особенным; однако, среди множества месторождений имеются такие, которые обладают одинаковыми или, вернее, сходными признаками. По этим признакам производится типизация и систематизация месторождений полезных ископаемых.

В различных классификациях выделяется группа метаморфогенных месторождений. Для некоторых из них известны черты, отличающие их от месторождений другого происхождения (Домарев, 1954). Однако критерии для отнесения ряда месторождений к той или иной генетической группе остаются все еще дискуссионными.

Классификации месторождений полезных ископаемых, выражая определенным образом сумму знаний о закономерностях их размещения и формирования, служат целенаправленным поискам новых месторождений. Большинство существующих геологических классификаций полезных ископаемых построено на генетических представлениях. Однако известно, что суждения о генезисе конкретных месторождений у разных исследователей не совпадают и нередко являются субъективными. Очевидно, что и классификации, построенные на подобных представлениях, будут содержать в себе те же недостатки. Классификации месторождений полезных ископаемых должны, по возможности, учитывать все наиболее важные особенности состава и строения полезных ископаемых и их связи с геологической ситуацией и строиться таким образом на формационной основе. Суждения о генезисе месторождений будут являться при этом логическими выводами, исходящими из анализа различных геологических характеристик.

В основу выделения формаций полезных ископаемых положен эмпирический принцип группирования месторождений, сходных по основным свойствам: составу и строению руд, морфологии рудных тел, взаимоотношению с вмещающими породами, тектоническим формам и т.п. Месторождения рудной формации "характеризуются специфическим и присущим только данной формации комплексом свойств" (Захаров, 1965). Свойствами рудной формации является все то, что характеризует ее с какой-либо стороны и что выявляется при срав-

нении ее с другими формациями. Прежде всего месторождения полезных ископаемых характеризуются химическим и минеральным составом руд, их строением, морфологией и параметрами рудных тел, вмещающими породами и взаимоотношением с ними, положением в региональногеологических структурах и т.д.

Месторождения полезных ископаемых неразрывно связаны с вмещающими породами и, по сути, являются их естественной разновидностью. Такими, в частности, являются все сингенетичные осадочные, магматические и метасоматические месторождения. Не менее глубокие связи полезных ископаемых с вмещающими породами наблюдаются в метаморфических комплексах. Рассмотрим, вкратце, основные геологические характеристики месторождений полезных ископаемых в метаморфических породах Украинского щита с тем, чтобы использовать эти свойства для их систематики и выявления отличительных признаков рудных типов и формаций.

К метаморфическим комплексам украинского докембрия, как известно, приурочены крупнейшие месторождения железа, а также графита, мраморов, кварцитов, пирофиллитовых сланцев и других полезных ископаемых.

Среди железорудных месторождений имеется несколько типов или видов, различающихся по морфологии и параметрам рудных тел, вещественному составу и строению руд, по характеру связи с вмещающими породами. Все железорудные образования в Украинском щите связаны с джеспилитовой формацией и незначительно - с углисто-терригенной формацией. Породы джеспилитовой формации распространены довольно широко и известны в ряде районов геосинклинальной системы Большого Кривого Рога, в Белоцерковско-Одесской зоне, а также в некоторых синклинальных структурах Приазовья (рисунок). Железорудные образования в углисто-терригенной формации известны только в пределах Криворожской полосы.

Основная масса железных руд джеспилитовой формации представлена различными железистыми кварцитами, железистыми роговиками и джеспилитами. Эти железисто-кремнистые породы являются бедными железными рудами. Они образуют крупные пласты, простирающиеся на многие сотни метров и десятки километров, при мощности в десятки и сотни метров. Наибольшей протяженностью и мощностью железорудные пласты обладают во внутренней зоне криворожского краевого прогиба; в парагеосинклинальных и внутригеосинклинальных зонах параметры железорудных пластов меньшие. Можно предположить,

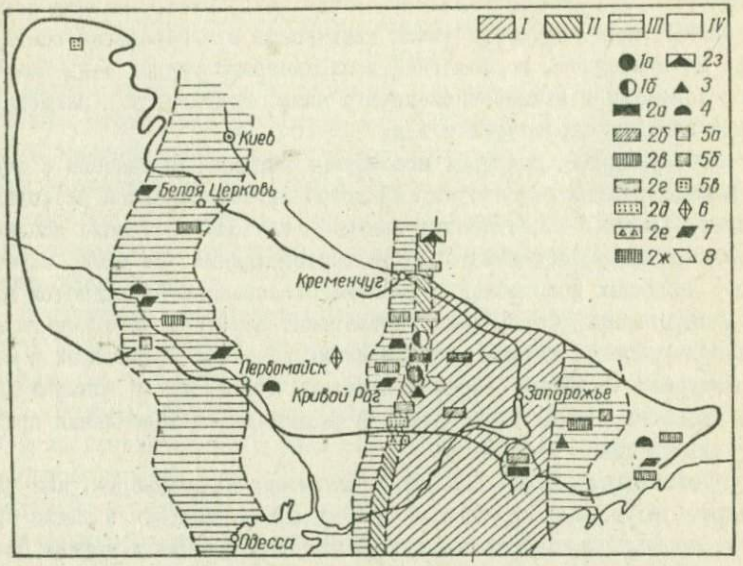


Схема размещения рудных формаций и типов в метаморфических породах Украинского щита (геотектоническое районирование щита дано по Г.И.Каляеву (I2): I – эвгеосинклиналь Большого Кривого Рога, II – внутренняя зона Криворожского краевого прогиба; III – парагеосинклинальные зоны; IУ – протоплатформенные блоки.

Рудные формации: I – железорудная метасоматическая; а – хлорито-магнетитовый рудный тип; б – амфиболо-магнетитовый рудный тип; 2 – железорудная осадочная метаморфизованная: а – джеспилитовый тип; б – тип железистых роговиков; в – тип железистых кварцитов; г – тип железистых сланцев; д – тип железистых песчаников; е – тип железистых конгломератов; ж – тип богатых осадочных магнетитовых руд; з – тип пиритистых конгломератов; 3 – редкоземельная осадочная метаморфизованная – тип редкоземельных конгломератов; 4 – углеродистая метаморфическая – графито-гнейсовый тип; 5 – глиноземистая метаморфическая: а – силлиманито-гнейсовый тип; б – корундо-гнейсовый тип; в – пирофиллито-сланцевый тип; 6 – борная метаморфическая – турмалино-гнейсовый тип; 7 – карбонатная метаморфическая – тип доломитовых и известковых мраморов; 8 – магнезиальная метаморфическая – тальково-сланцевый тип;

что количество пластов железистых кварцитов и их размеры находятся в функциональной зависимости от характера структурно-фациальных зон.

Железорудные пласты или горизонты во внутренней зоне Криворожского краевого прогиба содержат проолои вмещающих сланцев и

постепенно переходят в сланцевые горизонты и чередуются с последними в разрезе. Мощность толщи железистых кварцитов и сланцев, слагающей джеспилитовую формацию, составляет 2 - 7 км. В парагеосинклинальных и эвгеосинклинальных зонах железистые кварциты переслаиваются главным образом с различными эффузивными породами.

Рудные минералы железистых кварцитов - магнетит и нередко гематит - являются вместе с кварцем главными породообразующими минералами. В отдельных разновидностях железистых кварцитов в качестве главных минералов находятся также слюды, амфиболы, хлориты и карбонаты щелочно-земельных элементов. Содержание железа в бедных железных рудах составляет 25 - 40%. Текстуры железистых кварцитов сложно-слоистые, обусловленные чередованием существенно кварцевых, магнетитовых, гематитовых, силикатных и карбонатных слойков или слойков более сложного минерального состава. Текстуры железистых кварцитов, как показано в ряде работ (Гершойг, 1969; Плаксенко, 1966; Ходош, 1969), возникли в процессах осадконакопления и диагенеза. Текстуры железисто-кремнистых пород, залегающих в эвгеосинклинальных и парагеосинклинальных зонах, так же, как и размеры пластов, заметно различаются. Если в эвгеосинклинальных прогибах железистые породы характеризуются ясно полосчатыми грубо- и тонкослоистыми текстурами и мелкозернистыми структурами (железистые роговики и джеспилиты), то в парагеосинклинальных прогибах железистые кварциты преимущественно грубо- и неясно полосчатые и заметно более крупнозернистые (железистые кварциты). Весьма вероятно, что наблюдаемые текстурно-структурные особенности железистых пород из разных структурно-фациальных зон обусловлены не только особенностями осадконакопления, но и различной интенсивностью метаморфизма. Более высокая степень метаморфизма пород в парагеосинклинальных зонах является общеизвестным фактом. Чем это обусловлено, пока неясно, однако, очень возможно, что состав домагматических формаций сыграл при этом немаловажную роль. Вулканогенно-осадочные толщи, содержащие пачки железистых отложений в парагеосинклинальных зонах, по вещественному составу, очевидно, были более благоприятными для процесса гранитизации, нежели толщи пород в эвгеосинклинальных прогибах.

Кроме бедных железных руд, к джеспилитовой формации приурочены богатые железные руды, содержание железа в которых составляет более 50 - 55%. Среди богатых руд выделяется несколько разно-

стей. Одна из них предоставлена маломощными (7 – 8 м) пластовыми телами, простирающимися на 5 – 6 км и залегающими согласно с вмещающими железистыми породами. Они обладают минеральным составом, качественно аналогичным составу вмещающих пород, и сходным строением. Отличие богатых руд от вмещающих железистых пород (бедных руд) заключается только в содержании железа, и физическая граница раздела между ними опознается посредством опробования. Эта разновидность богатых железных руд, подобно вмещающим породам, считается первичноосадочной метаморфизованной (Белевцев, и др., 1959).

Другая разность богатых железных руд отличается морфологией рудных тел и наличием явлений метасоматоза. Среди метасоматических руд известно три типа. Один из них, промышленно наиболее важный, распространен преимущественно в центральном районе Кривбасса и предоставлен крупными пластообразными залежами, протягивающимися на 300–800 м по простиранию и на многие сотни метров по падению при мощности 10 – 40 м. Пластообразные тела сопровождаются обычно более мелкими и морфологически более сложными телами, в виде рудных столбов, штокообразных и гнездовых залежей.

Руды имеют мелкозернистое сростково-полиэдрическое строение и полосчатую, нередко мелкоскладчатую текстуру. Подобно вмещающим железистым роговикам и джеспилитам, руды характеризуются гематито-магнетитовым составом. Преобладающий в большинстве рудных тел гематит (мартит) связан с последующим интенсивным окислением магнетита в зонах выветривания. Нерудные минералы в рудах, незатронутых выветриванием, представлены кварцем и магнезиально-железистыми хлоритами и карбонатами. На основании мелкозернистых структур и типоморфных минералов гематита и хлорита эти метасоматические руды отнесены к наиболее низкотемпературной гематит-магнетитовой фации, изоградной с зеленосланцевой.

Второй более высокотемпературный тип метасоматических руд распространен в северном районе Криворожья. Рудные тела характеризуются также пластообразной, линзовидной и столбообразной формой, но отличаются от рудных тел Саксаганского района меньшей протяженностью по простиранию. Парагенетическая ассоциация минералов в рудах, как и во вмещающих породах, представлена магнетитом и куммингтонитом, иногда магнезиально-железистым карбонатом. Переход куммингтонито-магнетитовых руд в амфиболо-магнетитовые роговики или кварц-биотитовые сланцы обычно происходит

через метасоматическую зону амфиболо-магнетитовых сланцев. Сходство магнетитовых руд и вмещающих пород по минеральному составу и строению затрудняет визуальное определение границ тел богатых руд и на практике их контуры определяются, в основном по данным опробования. Метасоматические куммингтонито-магнетитовые руды отнесены соответственно к куммингтонито-магнетитовой фации и на основании сонахождения их с биотито-гранато-амфиболовыми сланцами сопоставимы, вероятно, с амфиболитовой фацией. Промышленная значимость руд этой фации невелика. Характеристика богатых железных руд, их геология и генезис детально освещены в ряде монографических работ (Белевцев и др., 1959; и др.) Поэтому нет необходимости приводить о них более полные сведения.

Третий тип богатых железных руд, приуроченный к железистым кварцитам, известен в ряде мелких синклинальных структур Приазовья, а также в Западно-Ингулецкой, Белоцерковско-Одесской и Орехово-Павлоградской парагеосинклинальных зонах (Белевцев и др. 1960; Захаров, 1965; Стригін та ін., 1963).

Рудные тела являются небольшими по протяженности и мощности жилами, приуроченными к скарнированным породам (Стрыгин, 1964). Они имеют биотито-роговообманково-магнетитовый, диопсид-магнетитовый или фаялито-гиперстено-магнетитовый состав. В отдельных жилах наряду с магнетитом, как главный рудный минерал, иногда находится пирротин и пирит. Эти руды образованы высокотемпературными контактово-метасоматическими процессами, связанными в свою очередь, с магматическими палингенными процессами. Минеральные фации руд соответствуют фациям метаморфизма вмещающих пород и сопоставимы, вероятно, с гранулитовой фацией. Промышленные объекты среди этого типа руд в Украинском щите пока неизвестны.

В качестве особого и редкого типа оруденения в породах джеспилитовой формации следует отметить две разновидности колчеданных руд. Одна из них представлена мелкими магнетито-пирротиновыми жилами в поле железистых скарнов, а другая - маломощными, но значительно протяженными слоями мелкогалечных конгломератов, сцементированных пиритом (Доброхатов, 1964).

Железорудные образования, связанные с породами углисто-терригенной формации, известны пока только в криворожской полосе. Бедные железные руды предоставлены железистыми конгломератами, песчаниками и сланцами, залегающими в основании верхней свиты

криворожской серии. Эти железистые породы по сравнению с пластами джеспилитов и железистых роговиков обладают небольшими размерами и быстрыми фациальными взаимопереходами, а также переходами в безрудные разности песчаников, кварцитов, сланцев. От железистых роговиков и джеспилитов они отличаются также более грубой слоистой текстурой и типичными бластопсамитовыми и бластопсефитовыми структурами.

Бедные железные руды углисто-терригенной формации содержат иногда пласты и линзы богатых хлорито-магнетитовых руд с псамитовой структурой. Переходы между безрудными сланцами, песчаниками и бедными рудами, а также между бедными и богатыми рудами - постепенные. По происхождению бедные руды (породы) и богатые руды являются метаморфизованными высокожелезистыми осадочными образованиями.

Несмотря на то, что осадочные железорудные фации в углисто-терригенной формации имеют незначительное распространение и известны только в криворожской полосе, нельзя исключать выявление железистых пород среди более глубокометаморфизованных аналогов данной формации в других регионах щита.

Рассмотрев основные геологические характеристики или свойства главных разновидностей бедных и богатых железных руд, представляется возможным выделить на основе особенностей морфологии их тел, специфики состава и строения, а также взаимоотношения с вмещающими породами ряд рудных типов (таблица). Группы некоторых рудных типов, несущественно различающиеся по текстурно-структурным признакам и вещественному составу (например, железистые роговики и джеспилиты, железистые песчаники и конгломераты и т.д.) объединяются в субформации, а последние, обладая общностью состава, морфологии рудных тел и взаимоотношений с вмещающими породами, группируются в рудную формацию. Таким образом, все пластовые нормально осадочные высокожелезистые породы (бедные железные руды) составляют единую формацию, которую можно назвать железорудной осадочно-метаморфизованной. Тип богатых железных руд пластообразной, линзовидной, столбообразной и т.п. форм, которые характеризуются явлениями метасоматоза, составляют магнезиально-железистую метасоматическую формацию. Поскольку метасоматические железные руды находятся среди железистых пород и относятся к тем же минеральным фациям, то естественно предполагать, что они возникли в период общего мета-

морфизма в результате некоторого обогащения осадочных высокожелезистых пород магнетитом. Источником магнезиально-железистых растворов, обусловивших метасоматоз, явились породы джеспилитовой формации. Биотито-роговообманково-магнетитовые, доинсидомагнетитовые и фаялито-гиперстено-магнетитовые руды, встречаемые в виде жил среди скарнов в джеспилитовой формации в парагеосинклинальных зонах, рационально выделить в скарно-железистую формацию. По способу образования руды этой формации имеют сходство с амфиболо-магнетитовыми рудами магнезиально-железистой метасоматической формации. Однако, несмотря на это, их не следует, вероятно, относить к группе метаморфогенных. Поскольку источником растворов, приведших к скарнированию и образованию магнетитовых жил, явились зоны гранитизации, то очевидно, что генезис их связан с явлениями магматизма.

В ряде областей докембрия в ассоциации с железорудной осадочно-метаморфизованной формацией нередко находятся редкоземельно-редкометальные конгломераты. В докембрии Украины и Воронежского массива эта минерализация является акцессорной, однако, в других районах земного шара (Витватерсранд) минерализация, как известно, является промышленной. Конгломераты образуют пласты и прослои различной протяженности и мощности и состоят из существенно кварцевых галек и серицито-кварцевого цемента. Для рудных конгломератов, как правило, типично присутствие сульфидов главным образом пирита. Рудные конгломераты являются примером ярко выраженной рудной формации, которая может быть определена, как редкоземельная осадочно-метаморфизованная.

Другим полезным ископаемым, столь же типичным для докембрия как и железо, является графит. В Украинском щите графитовые месторождения встречаются в разных районах на Волыне, в Побужье, Криворожье и Приазовье (Захаров, 1965; Семененко, Жуков, 1955). В структурном отношении графитовые гнейсы приурочены преимущественно к парагеосинклинальным зонам (Побужье, Западно-Ингулецкая зона), но встречаются также и в протоплатформенных блоках (см.рисунок Приазовье, Кировоградский блок).

Графитовой рудой являются графитовые гнейсы, состоящие из графита, плагиоклаза, биотита и кварца. Структура гнейсов обычно грано- и лепидогранобластовая, микротекстуры слоистые. Протяженность и мощность графитовых гнейсов колеблется в широких пределах. Графитовые гнейсы ассоциируют с другими разностями парагней-

Геологическая классификация метаморфогенных полезных ископаемых украинского щита

Рудные формации	Субформации	Рудные типы	Геологическая характеристика		Морфология рудных тел	Параметры рудных тел	Вмещающие геологические формации	Региональ-но-тектонические позиции	Генетический тип
			Парагенезис минералов и количество полезного компонента	Текстурно-структурные свойства					
Железорудная метасоматическая		Метасоматические хлорито-магнетитовые руды	Магнетит=80-85% Гематит =15-30% Хлорит, карбонат, кварц	Структуры мелкозернистые гранобластовые, текстуры полосчатые	Пластообразные, линзовидные, столбовидные, штокверковые	а=поо в=по с=пооо	Джеспилитовая	Внутренняя зона краевого прогиба геосинклинальной системы	Метаморфические, гидротермальные
		Метасоматические амфиболо-магнетитовые руды	Магнетит=50-95% (гематит=0-20%) Куммингтонит (карбонат)	Структуры гранобластовые, текстуры полосчатые	Столбовидные, линзовидные	а=поо в=по с=пооо	"	То же	
Железорудная осадочная метаморфизованная	Окисно-железистая хемогенная метаморфическая	Джеспилиты	Магнетит=40-55 Гематит-5-15 Кварц	Структуры мелкозернистые гранобластовые, текстуры тонкослоистые	Пластовые	а=пооо в=по с=пооо	"	Внутренняя зона краевого прогиба	
		Железистые роговики	Магнетит - 30-40 Гематит - 0-10 Кварц, карбонаты, силикаты	Структуры гранобластовые, текстуры слоистые	"	а=пооо в=по с=пооо	"	Внутренняя зона краевого прогиба, эвгеосинклинальные прогибы	
		Железистые кварциты	Магнетит=30-45 Кварц, силикаты	Структуры гранобластовые, текстуры слоистые	"	а=поо в=по с=поо	"	Парагеосинклинальные	
	Окисно-железистая терригенная метаморфизованная	Железистые песчаники	Магнетит=20-40% Гематит=0-10% Кварц, силикаты	Структура бласто-псамитовая	"	а=поо в=по с=поо	Углисто-терригенная	Внутренняя зона краевого прогиба	Осадочные метаморфизованные
		Железистые сланцы	Магнетит=10-40% Кварц, силикаты, карбонаты	Структуры гранобластовые, текстуры слоистые, сланцеватые	"	а=поо-пооо в=по с=поо-пооо	Джеспилитовая и углисто-терригенная	Краевой прогиб и эвгеосинклинальные прогибы	

Рудные формации	Субформации	Рудные типы	Геологическая характеристи	
			Парагенезис минералов и количество полезного компонента	Текстурно-структурные свойства
		Богатые осадочные железные руды	Магнетит=60-75% Гематит=5-20% Хлорит.карбонаты	Структура бластопсамитовая, гранобластовая
	Железо-сульфидная метаморфизованная	Пиритистые конгломераты	Пирит=30-70%,кварц, хлорит,карбонат	Структуры бластопсефитовые
Редкоземельная осадочная метаморфизованная		Редкоземельные конгломераты	Акцессорные - циркон, монацит,уранинит, ильменит; Кварц,серицит,пирит	Структуры бластопсамитовые и бластопсефитовые
Углеродистая метаморфическая		Графитовые гнейсы	Графит=25-40%,плагиоклаз,биотит, кварц	Структуры лепидогранобластовые, текстуры слоистые, гнейсовые
Глиноземистая метаморфическая		Силлиманитовые гнейсы	Силлиманит, кварц, полевые шпаты, гранат	Структуры гранобластовые, текстуры слоистые гнейсовые
		Корундовые гнейсы	Корунд-полевые шпаты,кварц,биотит	Структуры гранобластовые,текстуры слоистые гнейсовые
		Пирофиллитовые сланцы	Пирофиллит-95-98% кварц	Структура гранобластовая,текстура сланцеватая
Борная метаморфическая		Турмалиновые гнейсы	Турмалин=30-50% полевые шпаты, кварц,биотит,амфиболы	Структуры гранобластовые,текстуры слоистые гнейсовые
Карбонатная метаморфическая		Доломитовые и известковистые мраморы	Доломит,кальцит	Структуры гранобластовые,текстуры слоистые
Магнезиальная метаморфическая		Тальковые сланцы	Тальк,хлорит,карбонат,амфиболы	Структура лепидобластовая, текстура сланцеватая

ка рудных тел		Вмещающие геологические формации	Региональ-но-тектонические позиции	Генетический тип
Морфология рудных тел	Параметры рудных тел			
Пластовые	а=ппоо в=по с=поо	Углисто-терригенная	Внутренняя зона краевого прогиба	
"	а=поо в=о,п с=поо	Джеспилитовая	Внутренняя зона краевого прогиба	
"	а=ппоо в=по с=поо	Нижняя терригенная	Краевой прогиб	
"	а=поо в=о,п-по с=поо	Гнейсовая апоуглисто-терригенная	Парагеосинклинальные и протоплатформенные зоны	
"	а=поо в=по с=поо	Гнейсовая апоуглисто-терригенная	Парагеосинклинальные зоны	
"	а=поо в=по с=поо	Гнейсовая апоуглисто-терригенная	Парагеосинклинальные зоны	Метаморфические
"	а=поо в=по с=поо	Вулканогенно-терригенная		
"	а=поо в=по	Гнейсовая аполагунная	Протоплатформенные зоны	
"	а=поо в=по с=поо	Лагунная,гнейсовая аполагунная	Краевой прогиб парагеосинклинальные и протоплатформенные зоны	
"	а=поо-ппоо в=по-поо с=поо		Краевой прогиб и эвгеосинклинальные прогибы	

сов, а также с кварцитами, сланцами и карбонатными породами. В Криворожье графитовые гнейсы и сланцы переходят в углистые сланцы. Здесь они ассоциируют с полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, железистыми сланцами, песчаниками и конгломератами, с доломитами и другими слабометаморфизованными породами. Вся эта толща, залегающая в нижней части верхней свиты Криворожской серии, выделена Г.И.Каляевым (1965) в углисто-терригенную формацию. Исходя из аналогии комплексов пород, ассоциированных с углистыми сланцами и графитовыми гнейсами, имеются основания относить и те и другие к единой литологической формации. Однако различная интенсивность метаморфизма пород в разных структурно-фациальных зонах существенным образом отразилась на характере пород - в одном случае это сланцы, известняки и песчаники, а в другом - гнейсы, мраморы, кальфициры, мигматиты и граниты. Углистые сланцы, которые не являются полезным ископаемым, в условиях высокотемпературного метаморфизма, приобретая новое качество, оказываются полезным ископаемым. Эти существенные отличия, проявляющиеся в углисто-терригенной формации вследствие гнейсификации, следует, пожалуй, отражать и в названии всего комплекса пород, объединяемого в формацию. Глубоко-метаморфизованные аналоги углисто-терригенной формации можно назвать гнейсовой апоуглисто-терригенной формацией. Такое название формации представляется рациональным, поскольку определяет принадлежность к первичной литологической формации и характеризует степень ее метаморфического изменения.

Графитовые месторождения, как можно видеть из геологической характеристики, и как было показано ранее (Дубина, 1957), являются типичными метаморфическими месторождениями, поскольку они образованы вследствие метаморфизма осадочных отложений, обогащенных углеродистым материалом. Рудную формацию, в которую входят графитовые месторождения можно назвать углеродисто-метаморфической.

Аналогичными по геологической характеристике и способу образования являются месторождения корунда, силлиманита и пирофиллита, составляющие глиноземистую метаморфическую формацию. Месторождения корунда и силлиманита размещаются также в парагеосинклинальных зонах (Побужье и Приазовье) и связаны, вероятно, с той же гнейсовой апоуглеродисто-терригенной формацией.

Месторождения пирофиллитовых сланцев приурочены к Овручской

вулканогенно-терригенной формации. Пирофиллитовые сланцы залегают среди кварцитов в виде слоев мощностью до 20 – 50 м и являются осадочными образованиями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации.

Месторождения мраморов, находящиеся в ряде районов Белоцерковско-Одесской и Криворожской зоны, а также в Приазовье, представлены пластовыми телами различных размеров. Пласты мраморов ассоциируют с кварцитами, слюдисто-роговообманково-гранатовыми и пироксеновыми гнейсами, мигматитами и гранитами. Лишь в Криворожье доломиты находятся среди менее метаморфизованных пород (сланцев и песчаников)лагунной формации. Месторождения известковистых и доломитовых мраморов представляют собой также типично метаморфические образования, которые могут быть выделены в карбонатную метаморфическую формацию.

Близкими общегеологическими чертами обладают проявления борной минерализации, известные в отдельных платоплатформенных участках и представленные турмалиновыми гнейсами, которые залегают в виде маломощных слоев среди слюдистых и амфиболовых гнейсов. Турмалиновые гнейсы связаны, вероятно, тоже с гнейсовой аполагунной формацией. Эта формация представляет интерес для поисков метасоматических борных руд, до сих пор неизвестных в украинском докембрии.

Месторождения кварцитов, широко распространенных в Криворожской, Белоцерковско-Одесской и Овручской зонах, связаны с метаморфизмом кремнисто-терригенных отложений различных литологических формаций. В Криворожье кварциты находятся среди пород сланцево-метабазитовой, нижней терригенной, углисто-терригенной и, вероятно, джеспилитовой формаций. К особой вулканогенно-терригенной формации принадлежат овручские кварциты. Вследствие различной литоформационной принадлежности кварцитов, они характеризуются различными геологическими условиями нахождения, однако, в большинстве случаев они являются преимущественно терригенными осадочными породами, в различной степени метаморфизованными – от фации зеленых сланцев до гранулитовой.

Месторождения талько-магнезитовых руд, составляющие магнезиальную метаморфическую формацию, связаны с породами офиолитовой формации и размещаются в эвгеосинклинальных зонах и Криворожском краевом прогибе. В последнем случае тальковые сланцы залегают почти вдоль всего синклинория в виде пласта мощностью до

100 - 150 м. Тальковые сланцы являются продуктом метаморфизации эффузивов ультраосновного состава в условиях зеленосланцевой фации.

При изучении месторождений и рудопроявлений Украинского кристаллического щита основное значение в рудообразовании ранее придавалось интрузивно-магматическим процессам. Теперь нередко наблюдается тенденция придавать универсальное значение метаморфогенным процессам. В связи с этим, необходимо обратиться к смыслу понятий о метаморфогенных и магматогенных месторождениях.

К метаморфогенным относят те месторождения, рудные компоненты которых присущи метаморфизуемым породам или привносятся с растворами, образованными вследствие метаморфизма первичных пород. Среди метаморфогенных месторождений можно выделить три группы. Одну из них составляют месторождения, полезные компоненты которых существовали до метаморфизма; метаморфизм в характере этих месторождений проявился в основном только в изменении минерального состава и физических свойств. Это - метаморфизованные первично-осадочные и магматогенные месторождения. Среди этой наиболее распространенной группы известны преимущественно метаморфизованные осадочные месторождения, типичными представителями которых в разных районах мира являются месторождения железа, марганца, алюминия, фосфора, золота, урана и других полезных ископаемых. Менее всего известны метаморфизованные первично-магматогенные месторождения (собственно магматические и гидротермальные). В Украинском щите подобные оруденения пока не изучены, однако, возможность их выявления ни в коем случае отрицать нельзя. Оруденения, образованные в связи с вулканической деятельностью в течение геосинклинального периода, могут быть обнаружены в метаморфизованных осадочно-вулканогенных формациях. Строение и состав этих оруденений сравнительно с неметаморфизованными аналогами должны отличаться усложнениями, связанными с общим метаморфизмом пород и формированием в них складчатых структур.

К другой группе отнесены месторождения, полезные компоненты которых возникли при метаморфизме в результате кристаллизации определенных минеральных видов. Это - метаморфические месторождения, представленные графитовыми, тальковыми, пирофиллитовыми и другими месторождениями.

В состав третьей группы входят месторождения, возникшие в результате привноса рудного материала гидротермальными растворами,

формирующиеся в вулканогенно-осадочных толщах при их метаморфизме. Эти месторождения можно назвать метаморфическими гидротермальными.

Ввиду имеющегося сходства между метаморфическими и магматогенными гидротермальными оруденениями, на определении последних необходимо остановиться. Причем, необходимо рассмотреть только те месторождения, которые связаны с породами гранитоидного ряда, поскольку именно они нужны для отграничения их от метаморфогенных месторождений.

Магматогенными являются те месторождения, образование которых причинно связано с формированием магматических пород от начала рождения магмы и до перехода ее в твердую горную породу. Рудное вещество при магматических процессах выделяется в тех или иных концентрациях либо в самих продуктах кристаллизации магмы (собственно магматические месторождения), либо переносится с газово-жидкими дистиллятами и высаживается во вмещающих породах в стадию прогрессивного развития магматического очага (гидротермальные месторождения магматической стадии), либо, переносясь также с газово-жидкими выделениями, но уже после кристаллизации той или иной части магмы, высаживается в метаморфизованных и магматических породах (гидротермальные месторождения послемагматической стадии).

Породы, слагающие кристаллические щиты, являются в основном автохтонными образованиями. В вещественном составе гранитоидов и других анатектитов наблюдается признаки некоторой наследственности состава первично-магматогенных и осадочных комплексов, подвергающихся палингенезу. При этом в составе гидротермальных оруденений магматической стадии также встречаются признаки генетической связи с составом гранитизируемых пород. Это делает их весьма сходными с метаморфическими гидротермальными месторождениями. Сходство еще более усиливается тем, что гидротермальные оруденения магматической стадии залегают также в метаморфических породах и принадлежат к тем же минеральным фациям, что и вмещающие породы.

Отличия между рассматриваемыми группами сходных оруденений заключаются в наличии или отсутствии генетических связей с магматическими процессами, а также в спектре элементов-спутников. Метаморфические гидротермальные месторождения размещаются внутри массивов метаморфизованных пород. Состав оруденения в полной

мере соответствует составу пластов вмещающих пород. Связи с магматическими породами отсутствуют.

Гидротермальные оруденения магматической стадии, связанные с гранитоидами, хотя и залегают в метаморфизованных породах, но находятся непосредственно в контакте с магматическими породами, вследствие чего минеральные фации метасоматитов и руд наиболее высокотемпературные. Метаморфизованные породы обычно являются сравнительно небольшими останцами среди автохтонных гранитоидных пород; состав оруденения, хотя и является по химизму родственным вмещающим породам, но обычно характеризуется наличием спектра других элементов, не типичных для вмещающих пород.

Заканчивая краткий обзор основных свойств метаморфогенных месторождений, можно сделать вывод, что основным и общим их признаком является идентичность минеральных фаций руд и вмещающих пород. Для осадочно-метаморфизованных, метаморфических и метаморфических гидротермальных месторождений свойственна, кроме того, качественная аналогия химического свойства оруденения и вмещающих пород.

Литература

Белевцев Я.М., Мельнік Ю.П., Стригін О.І. Мінералогічна характеристика залізних руд з мігматитів р.Інгульця. - Мат. по мінералогії України, К., 1960.

Белевцев Я.Н. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна.К., 1959.

Геология криворожских железорудных месторождений, т.I, П. К., 1962.

Гершойг Ю.Г. Признаки и особенности слоистости железистых роговиков и джеспилитов Кривого Рога. - В кн.: Проблема образования железистых пород докембрия. "Наукова думка", К., 1969.

Доброхатов М.Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района, "Недра", Л., 1964.

Домарев В.С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений регионально-метаморфической группы. - ДАН СССР, т.48. 1954, 3.

Дубина И.В. О генезисе богатых магнетитовых руд месторождения Корсак-Могилы. - ДАН УССР, 1957, 4.

З а х а р о в Е.Е. – О некоторых вопросах классификации рудных месторождений. – Сов. геол., 1965, 9.

И щ е н к о Д.И. О рудоносности верхней свиты района замыкания криворожского синклинория. – В кн.: научных трудов, П. ГНТИ, М., 1959.

К а л я е в Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. К., 1965.

П л а к с е н к о Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, 1966.

С е м е н е н к о Н.П., Ж у к о в Г.В. Петровский графитоносный район УССР. К., 1955.

С е р д ю ч е н к о Д.П. – Старокрымский графитоносный район. ОНТИ, М.-Л., 1935.

С т р и г і н О.І., Я р о щ у к М.О., П р у о с А.К. – Магнетитові руди Володарських магнітних аномалій та їх генезис. – Питання геохімії, мінералогії і петрографії, К., 1963.

С т р ы г и н А.И. – Скарны украинского щита и их генезис. Тр. Ш Всесоюзн. петрограф. совещ. – В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза, М., 1964.

Х о д ю ш Л.Я. – Полосчатая текстура железистых кварцитов и ее происхождение. – В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия, "Наукова думка", К., 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

стр.

ПРЕДИСЛОВИЕ 3

Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования 6

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Белевцев Я.Н. Генетические проблемы метаморфогенных месторождений 33

Сердюченко Д.П. Условия образования метаморфизованных месторождений полезных ископаемых 75

Домарев В.С. Источники вещества метаморфогенных месторождений 100

Предовский А.А. Основные факторы и особенности метаморфогенно-гидротермального рудообразующего процесса 115

Кушев В.Г. Об источниках растворов и причинах металлогенической специализации рудоносных щелочных метасоматитов 125

Герасимов Ю.Г. Связь рудообразования с процессами развития земной коры и верхней мантии Земли 135

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Жуков Г.В., Жукова А.М. Распределение урана в породах Приазовского кристаллического массива (в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма) 143

Петров В.П. Особенности метаморфической мобилизации и миграции редких элементов 150

Мельгунов С.В. Поведение урана и тория при формировании метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае 161

Вербицкий В.Н. Влияние процессов метаморфизма на распределение рудогенных элементов в породах северокриворожского комплекса 175

СТРУКТУРНЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО ОБРАЗОВАНИЯ

Гречишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А. Структурные и литологические факторы локализации уранового оруденения докембрийского возраста (на примере двух месторождений) 183

стр.

Тохтуев Г.В. Роль тектонического сжатия в образовании богатых железных руд Украинского щита при метаморфизме 191

Паталаха Е.И., Ли В.Г. Об энергии пластического течения метаморфических толщ и "энергоемкости" складчатых форм (к методике оценки) 197

КРИТЕРИИ ОТЛИЧИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Никольский А.П. Отличия магматогенно-гидротермальных месторождений от метаморфогенных 202

Буряк В.А. О характере связи эндогенного оруденения с процессами метаморфизма 212

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Белевцев Я.Н., Мельник Ю.П., Коваль В.Б. Физико-химические аспекты формирования рудоносных метаморфических растворов (на основании расчетных термодинамических и по экспериментальным данным) 220

Сыромятников Ф.В., Румянцева Г.В. О влиянии механического напряжения на растворимость кварца в воде при повышенных температурах и давлениях 239

Горохов С.С., Лисицына Е.Е. Происхождение рутиловых эклогитов Южного Урала в свете экспериментальных данных 246

Балицкий В.С. Особенности растворимости кварца в гидротермальных растворах различного состава 252

Комов И.Л., Нюссик Я.М. Стабилизация кристаллического поля и распределение переходных элементов в минералах метаморфических горных пород 260

Кузнецова Ф.В. Образование высокоглиноземистых гранат-дистеновых пород на фронте кислотного выщелачивания (бассейн рек Нечеры и Жуи, Патомское нагорье) 274

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ РУД

Ходош Л.Я. Метаморфизованные железные руды докембрия и их генетическая классификация 281

Гусельников В.Н. Генетическая классификация метаморфогенных железных руд Курской магнитной аномалии 296

Стрыгин А.И. Характерные черты метаморфогенных месторождений и вопросы их классификации 311

МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Часть I

Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов
Академии наук Украинской ССР

Редактор Г.Ф. Мельник. Контрольный редактор В.И. Гилелах. Художественный редактор Е.И. Муштенко. Технический редактор В.И. Голиков. Корректор Л.И. Пузанкова.

БФ 04268. Зак. № . Изд. № 173И. Тираж 500. Бумага № 2. Формат бумаги 60x84 1/16. Печ. физ. листов. 20,75. Учетно-изд. листов 18,16. Усл. изд. листов 19,33. Подписано к печати 22.XII. 1971 г. Цена 1 руб. 9 коп.

Издательство "Наукова думка". Киев, Репина, 3.
Киевская книжная типография № 5 Комитета по печати при Совете Министров УССР. Киев, Репина, 4.

94

1 руб 9 коп.

« НАУКОВА ДУМКА »