

**проблема  
метаморфогенного  
рудобразования**



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
Отделение наук о Земле и Космосе  
Секция рудообразования

Министерство геологии Украинской ССР

553.2/063/

976

ПРОБЛЕМА  
МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

(Тезисы докладов на межведомственном научном  
совещании по метаморфогенному рудообразованию)

Киев, май 1989 г.

Издательство "Наукова думка"

Киев - 1989



## ПРЕДИСЛОВИЕ

В общей проблеме теории рудообразования за последние годы все более важное значение приобретает метаморфогенное происхождение месторождений многих полезных ископаемых. Работы большого числа исследователей во многих случаях дают основания констатировать отсутствие каких-либо связей рудных концентраций с интрузиями, указывают на невозможность связать происхождение руд с постмагматическими процессами. Наоборот, фактические данные все чаще дают убедительные доказательства ведущей роли метаморфизма в перераспределении и концентрации рудного вещества, в создании огромных по масштабам и разнообразных по составу рудных скоплений.

За последние годы появилось много работ, в которых рассматривается роль метаморфизма в рудообразовании или развиваются отдельные стороны этой проблемы (В.С. Домарев, 1954, 1956, 1964; Н.Г. Судовиков, 1955, 1960, 1964; Я.Н. Белевцев, 1955, 1959, 1960, 1964, 1966, 1968; Г.Н. Вертушков, 1960; А.И. Стрыгин, 1960; Ю.П. Мельник, 1964; Д.П. Сердюченко, 1967 и многие другие).

Среди сторонников метаморфогенной теории рудообразования имеются различные взгляды и представления по отдельным узловым вопросам проблемы. Это приводит к определенным трудностям в развитии прочных теоретических основ нового направления, особенно необходимых на первом, начальном этапе становления теории.

В настоящее время назрела необходимость обобщить

разрозненные работы по проблеме метаморфогенного рудообразования и наметить главнейшие направления по дальнейшему развитию и совершенствованию этой теории.

В связи с этим Секция рудообразования Отделения наук о Земле и Космосе АН УССР и Министерство геологии УССР совместно с Советом по рудообразованию Отделения наук о Земле АН СССР созывают в мае 1969 года межведомственное научное совещание по проблеме метаморфогенного рудообразования с целью подвести итоги современного состояния изученности главных сторон этой проблемы, наметить и обсудить направления дальнейших исследований по разработке теории метаморфогенного рудообразования и ее применения в практике геосъемочных и поисково-разведочных работ.

Тематика совещания охватывает следующие направления:

1. Общетеоретические вопросы метаморфогенного рудообразования.

П. Геологические условия образования метаморфогенных месторождений:

- 1) критерии отличия месторождений данного типа;
- 2) структурные, литологические и другие факторы их образования;
- 3) место в развитии подвижных зон;
- 4) причины зональности и поясового размещения метаморфогенных месторождений;
- 5) примеры различных метаморфогенных месторождений.

Ш. Физико-химические и термодинамические условия образования метаморфогенных месторождений:

- 1) рудообразующие растворы (источники воды и минеральных веществ, пути и причины движения растворов, формы переноса веществ и т.д.);
- 2) способы рудоотложения, тектоно-физические условия и химические причины рудоотложения;
- 3) применение термодинамики для изучения процессов метаморфогенного рудообразования;
- 4) результаты экспериментальных работ в области рудообразования.

1У. Вопросы генетической классификации метаморфогенных месторождений и генетических типов руд.

У. Принципы и методы составления металлогенических и прогнозных карт районов с развитием метаморфогенных месторождений.

В Оргкомитет Совещания поступили заявки на большое количество докладов от ученых и производственников различных научно-исследовательских и геолого-разведочных организаций Москвы, Ленинграда, Украины, Урала, Средней Азии, Сибири, Дальнего Востока, Камчатки и других районов СССР.

Настоящий сборник включает тезисы, отобранных Оргкомитетом 96 докладов, отвечающих тематике Совещания. Несмотря на дискуссионность, недостаточную обоснованность, повторяемость и другие недостатки ряда докладов, Оргкомитет считает полезным ознакомить участников Совещания с широкими фактическими данными и разнообразными представлениями большого числа авторов по различным деталям проблемы метаморфогенного рудообразования.

По тематическим направлениям доклады распределяются неравномерно. Наибольшее число тезисов посвящено характеристике геологических условий образования метаморфогенных месторождений различных полезных ископаемых, т.е. оценке роли геохимического, структурного, литологического и других факторов в метаморфогенном рудообразовании. В ряде докладов этой группы рассматриваются и другие вопросы проблемы: зональность, особенности миграции, способы рудоотложения и т.д. Значительно слабее освещены такие стороны проблемы, как физико-химические условия метаморфогенного рудообразования, вопросы систематики метаморфогенных месторождений и т.д.

Оргкомитет считает целесообразным заслушать на Совещании лишь ведущие доклады (не более 5 - 8), но прения проводить по всем докладам. Этим самым участникам будет предоставлена возможность широко обсудить проблему в целом, так и в наиболее важных деталях, что должно способствовать максимальной плодотворности работы Совещания.

Оргкомитет

ОБЩЕТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ МЕТАМОРФОГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ

Я.Н.Белевцев  
(Институт геологических наук  
АН УССР)

## СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

1. Теория образования эндогенных рудных месторождений всегда привлекала и продолжает привлекать внимание многих геологов СССР и зарубежных стран. Со времени зарождения горнорудного дела и до наших дней развиваются и совершенствуются представления о природе рудообразующих процессов. Современная теория рудообразования все больше и больше опирается на многочисленные объективные геологические материалы и данные экспериментального моделирования. За последние 25 - 30 лет в связи с бурным развитием геологоразведочных работ и горнорудных предприятий накопился гигантского объема фактический материал, освещающий строение рудных полей, месторождений и рудных залежей, минеральный состав руд, распределение химических элементов в рудных залежах и вмещающих породах, температуры и давления, при которых образовались многие рудные ассоциации минералов и т.д. Однако, несмотря на это, в СССР и за рубежом во многих случаях продолжают господствовать устаревшие, неоправданные фактическими данными "теории" и "гипотезы" эндогенного рудообразования.

2. Ярким представителем такой "теории", потерявшей свой первоначальный смысл, является теория гидротермального рудообразования. На основе материалов изучения рудных месторождений Америки и Центральной Европы в ХУІ - ХУІІ вв. было выдвинуто представление о гидротермальном рудообразовании. Сущность этой теории состояла в том, что все эндогенные месторождения пространственно и генетически связаны с гранитными батолитами. Подавляющее большинство всех месторождений образовалось из гидротермальных растворов, по этой причине и вся теория образования эндогенных месторож-

дений сводилась в сущности к изучению гидротермальных растворов магматогенного происхождения, как то: причины и способ отделения растворов от магмы, состав растворов и формы переноса растворенных металлов, пути и причины движения растворов и т.д. Согласно этим представлениям, в кровле батолитовых массивов должны размещаться рудные месторождения различных металлов сообразно с понижением температуры гидротермальных растворов, образуя первичную зональность минеральных парагенезисов.

3. В сороковых годах С.С.Смирнов, Ю.А.Билибин и другие советские геологи, основываясь на больших фактических материалах разведки и эксплуатации многих рудных месторождений, выдвинули пульсационную теорию гидротермального рудообразования, получившую затем широкое распространение. Согласно этой теории, разнообразие рудных месторождений и их зональное размещение объяснялось поочередным (пульсирующим) выделением различного состава растворов из магмы при становлении магматического интрузива.

4. В течение последней четверти века эти теоретические воззрения на образование эндогенных месторождений оставались незыблемыми и большинство работ в этой области пытались осветить одну из сторон постмагматического рудообразования. Однако с этих позиций невозможно объяснить образование подавляющего большинства эндогенных месторождений. На древних шитах установлено важнейшее значение метаморфогенного рудообразования для крупнейших в мире месторождений железа, меди, марганца, урана, никеля, кобальта и многих других металлов. Большинство месторождений медноколчеданной формации, золото-серебряной и других закономерно связаны с субвулканическими образованиями. Многие месторождения урана, висмута и других металлов образовались в условиях подземной циркуляции минерализованных реликтовых или нисходящих вод. Сказанное не позволяет принимать все эндогенные месторождения магматогенными, а природу образования гидротермальных растворов рассматривать только с позиций магматического происхождения.

Фактические материалы полевых наблюдений, лабора-

торных исследований и экспериментального моделирования дают основания принимать полигенетическое, т.е. многопричинное образование различных рудных растворов, принимавших участие в формировании разнообразных рудных месторождений.

5. Главнейшими проблемами современной теории рудообразования являются: а) источники рудных растворов; б) пути и причины движения рудных растворов; в) геологические и физико-химические условия мобилизации, миграции и концентрации металлов; г) закономерности размещения месторождений.

6. Подавляющее большинство эндогенных рудных месторождений образовалось с помощью водных растворов или флюидов, исключение составляет лишь небольшая часть месторождений, относящаяся к группе собственно магматических. Вода и металлы как главные составные части рудных растворов имеют различное происхождение.

А. Ювенильные (флюиды) воды (трансмагматические, по Д.С.Коржинскому) поднимались из подкоровых глубин в подвижных зонах земной коры. Они являлись носителями тепла и подвижных компонентов ( $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{CO}_2$  и др.), вызывавших метаморфизм и ультраметаморфизм осадочно-вулканогенных пород. Эти флюиды или растворы оказывали решающее влияние на вынос рудогенных элементов из пород и образование рудообразующих растворов вместе с водами метаморфического происхождения.

Б. Метаморфические воды выделяются из первичных осадочных пород вследствие дегидратации при прогрессивном метаморфизме. Выделяются воды не связанные (поровых пространств и гигроскопические) и воды связанные в минералах гидратах (кристаллизационные). Не связанные воды выделялись из пород при температурах  $100 - 110^\circ\text{C}$ , тогда как связанные воды покидали породы до температур  $600$  и  $800^\circ\text{C}$  по мере разрушения кристаллических решеток минералов.

В. Постмагматические воды выделяются при кристаллизации расплавов различного происхождения. Эти воды или флюиды богаты компонентами, не вошедшими в кристаллические решетки магматических пород. Они унаследуют геохимические особенности пород и растворов, за

счет которых образовались расплавы. Постмагматические воды отличаются волной кислотных, а затем основных компонентов, часто проявляющихся в постмагматических минеральных парагенезисах.

Г. Вадозовые воды, поступающие с поверхности, или реликтовые являются значительным источником рудных растворов при эндогенном рудообразовании, о чем свидетельствуют многочисленные выходы на поверхность термальных вод, имеющих изотопный состав кислорода, отвечающий атмосферным водам.

Таким образом, рудообразующие растворы имеют различное происхождение: ювенильное, метаморфическое, постмагматическое и вадозовое, либо они образуются при смешении различных вод.

7. Рудогенные элементы растворов также имели различное (полигенное) происхождение. В одних случаях они попадали в растворы или флюиды при образовании последних, и их можно назвать первичными, тогда как другая часть рудогенных элементов была заимствована из пород при фильтрации через них растворов, и они соответственно должны называться вторичными.

Как видно из приведенного выше, главные составные части рудообразующих растворов - вода и металлы, имеют различное происхождение, которое оказывает решающее влияние на образование и размещение различных эндогенных месторождений.

8. Пути и причины движения рудоносных растворов находятся в зависимости от геолого-тектонических процессов, с которыми они связаны. В конкретном выражении они очень сложны, многообразны и являются функцией многих литологических и тектонических причин:

Ювенильные растворы поднимаются из подкорových глубин вследствие продолжающейся дифференциации вещества земли, вызываемого потоками тепловой энергии, которая поднимается к поверхности Земли. Ювенильные растворы или флюиды поднимались в пределах подвижных зон земной коры, о чем можно судить по размещению продуктов гранитизации и метаморфизма.

Метаморфические и постмагматические растворы перемещаются в горных породах из областей высоких давлений

(сжатий) в участки с малыми давлениями (растяжениями), которые возникают в условиях пластической деформации пород.

Вадозовые растворы проникают на глубину по трещинным зонам в породах под влиянием гравитационных сил. Эти воды накопились в определенных геологических условиях, создавая мощные горизонты подземной гидросферы, которые могли быть приведены в движение тектоническими напряжениями или вулканическими аппаратами.

Смешанные водные растворы, образующиеся в областях подвижных зон, перемещаются в породах в зависимости от расположения и миграции зон растяжения и сжатия. Гравитационные эффекты позволяют судить о размещении полей сжатия в складчатых подвижных зонах и расширения под платформами или срединными массивами.

9. Физико-химические условия мобилизации, миграции и концентрации рудогенных элементов определяются температурой процесса, химической активностью растворов и давлением (гидростатическим и одноосным).

А. Температура является главным термодинамическим параметром эндогенного рудообразования, так как от нее зависят мобилизация металлов из пород, растворимость комплексных соединений металлов, а это определяет образование рудных растворов. По экспериментальным и геологическим данным, теплоемкость металлических соединений является регулятором выпадения из растворов металлов и образования рудных ассоциаций в гидротермальном процессе. Так, в процессе рудоотложения наблюдается общая закономерность, согласно которой при самых высоких значениях теплоемкости совершается кристаллизация силикатных соединений, окислов при средних, сульфидов и карбонатов при относительно низких и высших окислов и гидроокислов при самых низких теплоемкостях соединений.

Б. Давление различают геостатическое - давление нагрузки и одноосное - тектоническое. Геостатическое давление характеризуется одинаковым напряжением в породах, возрастает пропорционально глубине, вызывает пластичность пород, способствует процессам, идущим с уменьшением объема, а также повышает температуру плав-

ления пород. Одноостное давление, наложенное на геостатическое, приводит к нарушению равновесия, вызывает движение растворов, влияет на распределение тепла в породах. Повышение одноостного давления способствует интенсивному растворению компонентов пород, оказывает существенное влияние на проницаемость пород, а также понижает температуру плавления пород. Одноостное давление является главной причиной перемещения рудообразующих растворов и их взаимодействия с породами. Экспериментально установлена зависимость проницаемости пород, растворимость компонентов и удержание летучих в зависимости от величины давления, равно как и выпадение из растворов вследствие изменения давления.

В. Химическая активность растворов является одним из важных параметров рудообразования. Она определяется содержанием углекислоты, щелочей (Na, K), кислорода, паров воды, фтора, соединений серы ( $H_2S$  и  $SO_2$ ) и в меньшей степени Fe, Mg, Ca и некоторых других элементов. Указанные компоненты влияют на растворение рудогенных элементов, образование устойчивых комплексных соединений и выпадение из раствора рудных силикатов, окислов сульфидов и карбонатов.

В природных условиях температура, давление и химическая активность растворов очень тесно взаимосвязаны и их влияние на рудообразование является определяющим.

10. Принципиальная схема эндогенного рудообразования в свете современных материалов выглядит следующим образом:

а) эндогенные процессы развивались в пределах подвижных зон земной коры, возникали благодаря тектоническим напряжениям, поднятию вулканических масс, потоков тепла и флюидов, что привело к метаморфизму и гранитизации пород и рудообразованию;

б) в одних случаях поднимающиеся из глубины потоки флюидов, несущие рудогенные элементы, могли кроме того заимствовать из пород металлы и при благоприятных условиях приводили к рудообразованию.

в) в других случаях потоки флюидов, насыщенные подвижными компонентами, вызывали метаморфизм и гранитизацию, обогащаясь при этом метаморфическими и

постмагматическими водами и металлами, поднимаясь в области пониженных давлений, где они смешивались с водами вадозового происхождения и пополнялись различными элементами во время фильтрации через породы; при достижении благоприятных физико-химических условий происходило рудоотложение в виде метасоматических или жильных образований;

г) относительно самостоятельное постмагматическое, метаморфогенное или вулканогенное рудообразование является частным проявлением эндогенного процесса рудообразования.

11. Согласно приведенной принципиальной схеме, эндогенные месторождения размещаются в пределах различного возраста подвижных зон, где встречаются руды метаморфогенные, магматические, постмагматические, вулканогенные или чаще сложного смешанного происхождения.

В.С.Домарев

(Ленинградский госуниверситет)

## ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Выяснение источников минерального вещества играет большую роль при изучении закономерностей размещения рудных месторождений. Такими источниками могут быть верхняя мантия и глубинные зоны Земли, магматические очаги, различные породы и воды литосферы, причем месторождения даже одной генетической группы могут возникать из материала разного происхождения. Некоторые исследователи считают возможным обогащение отдельных участков земной поверхности теми или иными металлами за счет космической пыли.

2. Глубинные зоны Земли и, в частности, верхняя мантия могут поставлять материал рудных месторождений через ультраосновные и щелочные магмы мантийного происхождения, а также через вулканические аппараты и труб-

ки взрыва. За счет этого материала возникают месторождения собственно магматической группы и месторождения, связанные с вулканическими процессами. Материал мантии может являться существенным и даже главнейшим компонентом вулканогенно-осадочных месторождений. Довольно распространенное мнение о поступлении материала глубоких зон по глубинным разломам при образовании постмагматических месторождений не имеет фактических подтверждений.

3. Магматические массы, возникающие путем плавления пород сиала и принимающие то или иное участие в формировании массивов, главным образом гранитоидных пород, могут являться источником металлов, заключенных в акцессорных минералах. Представления о том, что такие магмы путем магматической дифференциации дают рудообразующие растворы, основаны на дискуссионных косвенных соображениях, поскольку многочисленные разнообразные постмагматические месторождения золота, свинца, цинка, меди и других металлов, преимущественно жильной формы, обычно обнаруживают лишь временную и пространственную связь с интрузивными комплексами.

4. Породы и воды литосферы являются весьма существенным источником минерального вещества рудных месторождений различных генетических типов. Многочисленные данные свидетельствуют о том, что термальные седиментационные и инфильтрационные подземные воды вадозного происхождения могут содержать в своем составе значительные количества различных металлов. Весьма показательны в этом отношении термы кристаллических массивов, содержащие вольфрам, молибден и другие металлы, а особенно рассолы Калифорнии и полуострова Челекен, отлагающие на поверхности большие количества свинца, цинка и меди. Весьма существенную роль в мобилизации, переносе и отложении материала пород литосферы играют также метаморфогенные воды, освобождающиеся при кристаллизации пород в условиях различных фаций метаморфизма.

8. Метаморфические рудные тела и месторождения образуются из материала пород литосферы, мобилизованного и перенесенного метаморфогенными водами. Среди них могут быть выделены залежи, сложенные материалом непосред-

ственно вмещающих пород, не претерпевшим существенно-го переноса. К таким "аутигенным" залежам относятся минеральные скопления жильной, гнездообразной и другой формы, обладающие всеми особенностями жил альпийского типа. Другой характер имеют "аллотигенные" залежи, сложенные материалом перенесенным на более или менее значительное расстояние. К таким образованиям относятся главным образом жильные и жилообразные месторождения, рассматриваемые в настоящее время под общим названием "постмагматические".

Наиболее значительный перенос, по-видимому, испытывает материал, освобождающийся из состава пород при их гранитизации.

8. Источник вещества метаморфических месторождений целесообразно принять в основу их классификации.

Д.П.Сердюченко

(Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов)

176  
ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ КАК  
ИСТОЧНИК РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ДЛЯ  
"ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ" И "МАГМАТИЧЕСКИХ"  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Поступление в осадочно-метаморфическую (сиалическую) зону материков отдельных (дифференцированных) химических элементов и их концентрация происходили за счет: а) первичной, догеологической атмосферы Земли; б) кор выветривания, многократно развивавшихся особенно в длительный докембрийский период; в) живого вещества и органических остатков; г) магматических (вулканических) эманаций и гидротерм, связанных, по-видимому, с верхней мантией главным образом в ранне-архейское время и позже - преимущественно в областях глыбовых разломов.

2. Развитие кор выветривания и седиментогенез



заны с разрушением сложных химических комплексов и формированием простых (мономинеральных или моноэлементных) соединений. Элементоразделяющие процессы осадочного (гипергенного) цикла в условиях метаморфизма и ультраметаморфизма только отчасти сменяются гомогенизацией вещества и реставрацией сложных химических соединений (магм и продуктов их кристаллизации); в большинстве же случаев при палингенезе проявляются геохимическая наследственность и необратимость в развитии (по спирали!) земной коры (сложные расплавы, анхизвтектические выплавки, различные "рудные" и анхимономинеральные магмы ...); многие экзогенные, в том числе дифференцированные образования проходят эндогенную стадию своего развития.

3. Биогенные процессы и накопления органического вещества с нижнепротерозойского (и, возможно, архейского) времени были важным фактором концентрации руд разных, в том числе редких элементов. В частности, как и в тонкодисперсном глинистом веществе, весьма крупную роль играли процессы сорбции (в гипергенезе) и явления десорбции (при метаморфизме) с образованием руд.

4. Рассеянная (акцессорная) или относительно богатая редкометальная минерализация в осадочных и метаморфических породах часто была источником рудного вещества для его последующей метасоматической и жильной концентрации посредством метаморфогенных и (магматогенных) пневмато-гидротерм.

Переотложенный и механически отсортированный материал (железородный, меденосный, россыпной редкометальный и др.) из формаций кор выветривания в результате метаморфизма, гидротермальной переработки, воздействия поздних интрузий и частичного (или полного) плавления часто был источником рудного вещества для ряда месторождений с мнимым первично-магматическим происхождением.

Я.Н.Белевцев  
(Институт геологических наук  
АН УССР)

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Метаморфогенные месторождения широко распространены на кристаллических щитах и древних платформах, где они размещаются в пределах метаморфической оболочки земной коры. Продолжительность формирования метаморфической оболочки занимает около 85% общего времени геологического развития Земли. Метаморфизм пород и связанное с ним рудообразование возникает в пределах подвижных зон земной коры под действием подкоровых восходящих флюидов, несущих тепло и подвижные компоненты (Na, K и др.).

Щиты и платформы слагают более половины суши земного шара, распространены во всех частях света и являются носителями подавляющего большинства рудных месторождений (Fe, Mn, Cu, Ni, Co, U и др.).

К метаморфогенным месторождениям относятся крупнейшие в мире месторождения железа, урана, меди, марганца, апатита, кианита и др.

2. Под метаморфогенными месторождениями мы понимаем такие рудные скопления, которые интенсивно изменены или вновь возникли в условиях динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вследствие перемещения и концентрации металлов метаморфизируемых пород в процессе их перекристаллизации, растворения или селективного выплавления.

В начальные стадии метаморфизма дифференциация рудогенных элементов небольшая, а затем она увеличивается и достигает максимальных размеров при ультраметаморфизме. Для низких стадий метаморфизма характерна частичная дегидратация, растворение и перекристаллизация, которая с углублением процесса в областях высоких стадий метаморфизма сменяется интенсивным растворением, а затем и частичным выплавлением.

Во всех зонах наблюдаются различных масштабов метасоматические замещения, вызванные потоками минерализованной воды, возникших при метаморфизме и поднимающихся из подкорковых глубин.

Образование метаморфогенных месторождений зависит от благоприятного сочетания многих условий: состава метаморфизируемых толщ, проницаемости пород, наличия в исходных породах металлов и форм их нахождения, а также термодинамического режима (температуры и давления) метаморфизма.

Для понимания условий метаморфогенного рудообразования целесообразно выделить две главные генетические линии: регионально-метаморфическую или собственно метаморфическую, когда образуются метаморфизованные и метаморфические месторождения, и ультраметаморфическую, с которой связана группа ультраметаморфических месторождений.

3. Метаморфизованные месторождения образуются в условиях прогрессивной стадии регионального динамотермального метаморфизма вследствие селективного растворения и перекристаллизации первичного осадочного или вулканогенного материала, богатого рудными и нерудными полезными компонентами, без сколько-нибудь значительного выноса материала из метаморфизируемых пород.

Растворы, образующиеся вследствие дегидратации пород, вместе с поднимающимися из глубины активно влияли на рудогенные компоненты, переводили их в раствор до тех пор, пока на месте растворения не образовались другие минеральные формы, устойчивые в создававшихся термодинамических условиях.

Перекристаллизация с незначительным перемещением рудного вещества внутри пласта или горизонта, вызывающего собирательную кристаллизацию, и определила образование метаморфизованных месторождений.

Метаморфизованные месторождения имеют некоторые отличительные особенности, которые позволяют их выделить среди других групп метаморфогенных месторождений, а также отличить их от гидротермальных - постмагматических. Это - пластовая форма залегания, минеральный состав месторождений близок к вмещающим породам, от-

сутствие секущих контактов руд и приуроченность рудных пластов и линз к определенным стратиграфическим горизонтам пород.

Примерами метаморфизованных месторождений являются железистые кварциты, роговики и джеспилиты, широко развитые на всех шитах мира, золоторудные месторождения района Колар в Индии, месторождения меди и марганца в Сингбумском районе Индии, золоторудные и ураноносные конгломераты Какады и Южной Африки и многие другие.

4. Метаморфические месторождения образуются при перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород, вследствие метаморфической дифференциации - перемещения рудных компонентов в пределах метаморфизируемой свиты пород и обособления рудного материала среди благоприятных рудовмещающих структур, а также за счет экстрагированных рудогенных элементов при фильтрации метаморфических растворов через породы.

Метаморфические месторождения в главной своей массе относятся к стадии прогрессивного метаморфизма, образуются в участках наиболее развитых дифференциальных движений, связанных с пластической деформацией, проявившихся в виде сложных складчатых структур.

В отличие от метаморфизованных метаморфические месторождения образуются относительно часто среди пород, бедных рудными компонентами, за счет их мобилизации из пород и перемещения в складчато-трещинные или разрывные зоны с пониженными давлениями.

Метаморфические месторождения имеют особенности, выражающиеся в следующем: минеральные парагенезисы и набор рудогенных элементов в рудных залежах одинаковы с вмещающими породами; преобладают структуры перекристаллизации и метасоматического замещения; рудные залежи размещаются среди складчато-трещинных структур и контролируются пластами метаморфических пород.

Метаморфические месторождения возникают в различных метаморфических фациях. Так, фации зеленых сланцев отвечают месторождения магнетитовых и гематитовых руд, месторождения марганца (браунит), меди, ас-

беста; фации амфиболовой - месторождения магнетита, кианита, наждака, циркона, графита, марганца (биксобит); фации гранулитовой - железорудные (магнетито-пироксеновые), ставролита, граната, титано-магнетита, меди и никеля (халькопирит-пентландитовые) и др. В качестве примера метаморфических месторождений могут служить богатые магнетитовые и гематитовые месторождения Криворожского бассейна, Аньшаня (Китай), Канады и медные месторождения Катанги и Северной Родезии в Африке, полиметаллические и урановые месторождения Австралии и др.

5. Ультраметаморфические месторождения (постгранитизационные) образуются под действием поднимающихся растворов из зон ультраметаморфизма пород. Согласно современным работам петрографов, ультраметаморфизм совершается под влиянием подкорковых растворов (флюидов трансмагматических, по Д.С.Коржинскому) и тепловых потоков и состоит в перекристаллизации и частичном переплавлении исходных пород. В зоне ультраметаморфизма образуется фронт дебазификации, характеризующийся перемещением больших масс Fe, Mg, Ca и многих редких и цветных металлов. В этой зоне возникают метаморфические растворы, обогащенные рудогенными элементами; они могут приобретать свойства рудных, а их продвижение в область пород низких ступеней метаморфизма при благоприятных условиях вызывало рудообразование.

Кроме того, растворы, обладающие высокой температурой и растворяющей способностью, по пути своего следования проходили через пласты пород, обогащенные рудными компонентами, экстрагировали их и переносили в более высокие горизонты. Характерными для ультраметаморфических месторождений являются щелочной (K, Na), магнезиально-кальциево-углекислый метасоматозы, окварцевание, которые сопровождалось образованием рудных месторождений редких, цветных и других металлов. Образуются рудные тела вкрапленных руд, реже - прожилковые, штокверковые и рудные жилы. Ультраметаморфические месторождения размещаются среди складчатых, разрывных и трещинных структур, относящихся к зонам глубинных разломов.

Характерными особенностями ультраметаморфических месторождений является широкое развитие протяженных на многие километры зон щелочного (K и Na) метасоматоза; рудные тела, жилы и штокверки размещаются среди щелочных пород с характерными парагенезисами для ступени регрессивного метаморфизма; рудные месторождения и процессы изменения пород нередко развиваются по зонам глубинных разломов, протягивающихся на десятки и сотни километров, образуя протяженные рудные пояса с однотипными месторождениями; в формировании месторождений главную роль играли метасоматические процессы, заполнение пустот имело подчиненное значение; формирование 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 стороны, когда уже развились разрывные зоны, по которым шли перемещения пород.

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

Среди пород нижнего протерозоя широкое развитие получили ультраметаморфические месторождения урана, меди, железа, редких элементов и других металлов на многих щитах мира. Из нерудных можно указать на слюдяные жилы Алдана, Прибайкалья (Слюдянка), пегматитовые жилы Приазовья, жилы голубого асбеста в железистых породах Южной Африки, Кривого Рога и др.

6. Метаморфогенные месторождения образуются при динамотермальном метаморфизме и ультраметаморфизме осадочных и вулканогенных пород благодаря перемещению и концентрации рудогенных элементов при помощи термальных растворов сложного (полигенного) происхождения. Несомненна большая роль ювенильных флюидов, поднимающихся из подкоровых глубин, а также растворов метаморфического происхождения.

Ю.Г.Герасимов  
(Институт геологических наук  
АН УССР)

## СВЯЗЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ С ПРОЦЕССАМИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

1. Современная земная кора — продукт длительного, продолжающегося и сейчас развития, которое началось еще во время завершения формирования планеты Земли из газово-пылевого облака. Поскольку в состав Земли вошли частицы самых различных размеров, вплоть до астероидных, поскольку ее недра с самого начала не были однородными (О.Ю.Шмидт).

2. Неравномерное распределение радиоактивных элементов в теле Земли, сочетавшееся с неравномерным распределением участков различной теплопроводности, вызвало неравномерный разогрев и образование разобщенных очагов плавления. В силу же общего потока тепла к наиболее охлажденной поверхности планеты очаги плавления также передвигались в этом направлении, создавая эффект зонной плавки.

3. Как показал А.П.Виноградов, в процессе зонной плавки первичное метеоритное вещество Земли разделилось на легкоплавкую базальтовую фазу и тугоплавкую дунитовую. Последняя оставалась на месте, определяя состав верхней мантии, а базальтовая создавала первичную земную кору. Возгонявшиеся впереди фронта зонной плавки пары и газы создавали первичные гидросферу и атмосферу.

4. Возникновение земной коры, гидросферы и атмосферы вызвало развитие гиперогенных процессов. В ходе выветривания первичных пород, транспортировки образовавшихся продуктов и их аккумуляции происходила дифференциация базальтового вещества на существенно силикатные, алюмосиликатные, карбонатные и другие разности осадков. В благоприятных случаях создавались промышленные скопления рудных минералов (железисто-кремнистые осадки).

5. Области аккумуляции представляли преимущественно участки прогибающихся геосинклиналей, в которых накапливались значительные толщи осадков. Высокие давления и температуры приводили к метаморфизму нижних слоев осадочной толщи и к превращению осадочных месторождений в метаморфизованные (железистые кварциты), местами - к возникновению метаморфогенных месторождений (корунд за счет высокоглиноземистых пород).

6. Из осадочных пород при метаморфизме выделялось в виде гидротерм около 16% воды, считая от веса всех пород. Высокие давления и температуры вызывали подъем гидротерм по зонам разломов в вышележащие этажи, куда они выносили растворенные по пути рудные и нерудные минералы. Изменение термодинамических или химических условий приводило к выпадению минералов из раствора и образованию жильных или метасоматических тел (магнетито-карбонатные руды Криворожья).

7. Дальнейшее опускание метаморфизованных пород в зону ультраметаморфизма приводило в зонах максимальных напряжений к расплавлению наиболее легкоплавких пород гранитного состава и образованию сравнительно небольших магматических очагов (менее 10% площади Украинского щита). Самые легкоплавкие аплитовые и пегматитовые выплавки двигались впереди фронта плавления и создавали дайковые тела, а в очаге оставались наиболее тугоплавкие компоненты, которые были в породе до ее плавления.

8. Инверсия движения в геосинклинали вела к подъему участка и к остыванию магматических очагов, из которых выделялось в виде остаточных гидротерм 2% - 7% воды, что в 10 - 15 раз меньше гидротерм прогрессивной стадии метаморфизма. Остаточные гидротермы почти не несли рудных минералов, так как основные их количества были вынесены в стадию прогрессивного метаморфизма, но переотложить часть ранее отложенных гидротермальных образований они не могли.

9. Вышележащий этаж, в котором на предыдущем этапе гидротермы отлагали рудный материал, теперь попадал в зону метаморфизма и сам выделял гидротермы. При этом часть ранее отложившихся руд могла метамор-

физоваться и потерять четкий гидротермальный облик, а часть — могла переотложиться в более высоких этажах.

10. Глубинные магмы в ходе описанного развития внедрялись в земную кору по зонам глубинных разломов, свойственных геосинклиналям, и приносили новые порции материала для гипергенной переработки и дальнейшего метаморфизма. Благодаря преобладанию в недрах неоднородной Земли тех или иных компонентов подкорковые магмы систематически обогащали им соответствующие участки земной коры.

11. Повторение описанных циклов усиливало дифференциацию пород и вело к наращиванию "гранитного" слоя земной коры. Поскольку поверхностная миграция элементов носила ограниченный характер, то на определенных участках земной коры создавались рудные пояса и рудные провинции, в пределах которых более молодые породы наследовали рудоносность древних.

12. Несмотря на необратимый ход развития Земли, процессы в верхней мантии и в настоящее время определяют тектоническую активность тех или иных участков земной коры, разграничивая ее прежде всего на области денудации и аккумуляции, что ведет к очередному циклу переработки веществ в гипергенных условиях. По многим зонам опусканий в земную кору поступают из верхней мантии новые порции ювенильного материала в виде магм, паров и газов. Ювенильные продукты частично задерживаются в коре, образуя иногда месторождения (вулканогенная сера), частично поступают на поверхность и подвергаются гипергенной дифференциации.

13. Изложенная схема искусственно сделана весьма "прямолинейной" для лучшего выявления основного направления развития земной коры и связанных с ним процессов рудообразования. В действительности картина осложнена неоднократными инверсиями тектонических движений и связанными с ними явлениями — нераспределением зон денудации и аккумуляции, повторением и наложением метаморфических процессов, возникновением новых и активизацией прежних зон вулканизма и т.п.

А.А.Предовский  
(Геологический институт Кольского  
филиала АН СССР)

## НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

1. Метаморфогенно-гидротермальные рудообразующие системы и связанные с ними породы и руды относятся к проявлениям процессов эндогенного типа. Вместе с другими эндогенными водными рудообразующими системами (магматогенными, геотермическими, ювенильными и смешанными) они отличаются от экзогенных водных рудообразующих систем, например регрессивно-эпигенетических (Л.Б.Рухин, 1961; А.И.Германов, 1960; А.А.Предовский, 1964), прежде всего по признаку эндогенного происхождения расходуемой ими тепловой энергии. От других эндогенных водных рудообразующих систем метаморфогенные отличаются по источнику энергии, рудотранспортирующих растворов и рудного вещества. По мнению автора, к метаморфогенно-гидротермальным рудообразующим системам относятся такие, для которых источником энергии является тепловой поток, порождающий регионально-метаморфические преобразования, а источником растворов и рудного вещества - породы метаморфизирующихся комплексов. При этом, по-видимому, не исключено участие ювенильных растворов сверхглубинного происхождения. Генетические группы метаморфогенно-гидротермальных рудообразующих систем различаются между собой по температурному режиму, глубинности развития, дальности переноса рудного вещества и характеру среды (составу комплексов пород, в которых они формируются).

2. Работа метаморфогенно-гидротермальной рудообразующей системы заключается в мобилизации, переносе и отложении рудного вещества. Поэтому в ее составе как важные элементы выделяются участки мобилизации, переноса и отложения (накопления) рудного вещества. Миграция рудогенных и петрогенных элементов в процессе развития рассматриваемых систем происходит много-

стадийно и сопряжено в сообщающихся объемах пород. В ряде случаев устанавливается взаимное влияние элементов системы - участков отложения и мобилизации, чем обуславливается сложное зональное строение ореолов изменения пород в околорудном пространстве, не соответствующее упрощенным схемам ортодоксальной теории магматогенного рудообразования (А.А.Предовский, 1966). Необходимо подчеркнуть две важные, по мнению автора, особенности рассматриваемых систем, характеризующие общие случаи их развития: изначально безрудный состав растворов и сравнительно небольшие дистанции переноса рудного вещества. Последнее отличает представления автора от взглядов ряда исследователей метаморфогенного рудообразования (Н.Г.Судовиков, 1964; Я.Н.Белевцев, 1966).

3. Геологические и геохимические условия формирования метаморфогенно-гидротермальных рудообразующих систем определяются рядом факторов, среди которых важнейшими являются следующие: структурно-тектонический режим, характер процессов регионального метаморфизма, источники растворов и рудного вещества. Наиболее полно их роль к настоящему времени рассмотрена в упомянутых работах Н.Г.Судовикова и Я.Н.Белевцева.

Прямое влияние структурно-тектонического фактора выражено в том, что метаморфогенно-гидротермальные рудные месторождения древних подвижных и переходных по режиму областей располагаются в участках повышенной неоднородности строения и значительных градиентов подвижности - вдоль линий глубинных и длительно существовавших разломов, а сочленении разнородных по режиму развития структур и в обрамлении крупных стабилизированных блоков. Это контролирующее влияние тектонического фактора, по-видимому, связано с возможностью зарождения и развития рудообразующих систем в зонах насыщения растворами.

На основании обобщений Н.Г.Судовикова (1964) и других авторов можно предполагать, что области развития процессов регионального метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций наиболее благоприятны для метаморфогенно-гидротермального рудообразования. Анализ имеющихся сведений показывает, что основная причина этого заключается не в привносе рудного вещества из областей более высокого метаморфизма, а в более интенсивном насыщении растворами и в их активности. В то же время имеются свидетельства достаточно мощных рудообразующих процессов в глубоких зонах метаморфизма (Е.К.Козлов, 1961; *C. J. Sullivan*, 1955), полученные при изучении медно-никелевых и урановых месторождений. Рассматриваемые рудообразующие системы зарождаются в конце прогрессивного или начале регрессивного этапа регионального метаморфизма, имеют регрессивный характер развития и различную длительность и глубину формирования. Пока еще недостаточно изучены перспективные в этом отношении области повторного проявления регионального метаморфизма. Весьма важно влияние на ход метаморфических преобразований крупных разрывных нарушений, что отмечалось Н.Г.Судовиковым (1964). Обусловленная структурным развитием метаморфическая зональность является существенным фактором, контролирующим размещение различных метаморфогенно-гидротермальных месторождений.

Одним из важнейших факторов, влияющих на метаморфогенно-гидротермальное рудообразование, является размещение и характер источников рудного вещества. Эта часть проблемы, привлекающая все большее внимание, остается все еще недостаточно изученной. В настоящее время можно считать обоснованным представление о множественности источников рудного вещества для метаморфогенно-гидротермальных месторождений. Среди этих источников - первично магматические, осадочные, вулканогенно-осадочные и метаморфические образования с определенным уровнем содержания и благоприятным типом распределения рудогенных элементов. Поэтому размещение различных по происхождению комплексов пород

с достаточно высоким содержанием и благоприятным типом распределения рудогенных элементов должно учитываться как важное условие продуктивности метаморфогенно-гидротермальных систем. Особенно важно в этом отношении исследование первично осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов пород, с которыми так или иначе связаны многие метаморфогенно-гидротермальные месторождения железа, меди, кобальта, полиметаллов, золота, молибдена, бора, редких земель, урана, тория. В последние годы выявлены многие закономерности размещения первично металлоносных осадочных и вулканогенно-осадочных пород, но эти усилия должны быть продолжены. Весьма интересны данные по метаморфогенно-гидротермальным месторождениям медно-никелевых руд, которые могут привести к новым практически важным результатам. Автором проводятся исследования медно-никелевых месторождений Печенеги, первые предположения о метаморфогенно-гидротермальном происхождении которых были сделаны Е.К.Козловым и В.Г.Загородным (Е.К.Козлов, 1961). Показано, что печенгские месторождения являются типичным примером образований, возникших в процессе развития метаморфогенно-гидротермальных систем, на которых могут быть проиллюстрированы все важнейшие их особенности.

4. В числе задач дальнейшего исследования - работы по изучению состава и закономерностей распространения комплексов пород, служащих источниками рудного вещества в метаморфогенно-гидротермальном процессе. Эти работы должны проводиться планомерно и в широком объеме как одна из основ металлогенического анализа и прогноза. Развитие такого рода исследований сдерживается отставанием в разработке быстродействующей полевой и стационарной аппаратуры для определения элементного состава пород, тогда как уже существуют теоретическое обоснование и экспериментальные предпосылки в виде приборов и методик ядерно-физического анализа. Пока полевая аппаратура для работы на кларковых уровнях существует в доступном для использования виде лишь применительно к трем-четырем элементам, что недостаточно для развития геохимического картирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Я.И.Белевцев, Б.А.Горлицкий  
(Институт геологических наук  
АН УССР)

ГЕОХИМИЯ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ  
РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ И  
УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМЕ ПОРОД  
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ЩИТОВ

1. Динамо-термальный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм вызывали грандиозное перемещение 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 рудогенными элементами продуктов ультраметаморфизма, большинства пород эклогитовой и гранулитовой фаций и выборочное обогащение пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Отдельные элементы вследствие химических особенностей приобрели способность накапливаться в породах различных ступеней метаморфизма. Длительная по времени и неоднородная по интенсивности миграции различных элементов привела к сложному распределению металлов в по-

родах, отличающемся от их первоначального содержания.

3. В осадочных породах рудогенные элементы образовали самостоятельные аутигенные минералы, входили в состав гидроокисных и гидратных минералов, откуда они весьма интенсивно уходили на первых этапах метаморфизма вместе с процессом дегидратации пород. В последующем они входили в кристаллические решетки различных, преимущественно темноцветных минералов, создавали самостоятельные минералы или входили в состав газожидких включений в минералах. Таким образом, происходит не только перераспределение химических элементов, но и изменяются 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. Масштабы перемещения рудогенных элементов при метаморфизме и ультраметаморфизме по глубине развития и площади распространения настолько грандиозны, что прочие геологические процессы, известные в земной коре, не могут быть с ними сравнимы.

Описанная закономерность перемещения элементов — главная причина образования зоны, обогащенной рудогенными элементами, которая является 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, образовавшиеся в период регионального метаморфизма, а также гидротермальные — метаморфические и ультраметаморфические месторождения, которые образовались вследствие концентрации металлов микрорудных метаморфических фаций.

7. Высокая насыщенность кристаллических щитов руд-

ными месторождениями, по нашему мнению, объясняется главным образом следующими двумя обстоятельствами.

А. Высокой металлоносностью исходных-осадочных и вулканогенных пород докембрия вследствие особых условий первого периода геологического развития земли. Имеется ввиду активная вулканическая деятельность, благоприятно сказавшаяся на обогащении осадков халькофильными металлами, а также избыток  $\text{CO}_2$  и недостаток кислорода в атмосфере и гидросфере, способствовавшие миграции и накоплению сидерофильных элементов. При образовании докембрийских кластогенных пород свое геохимическое отражение имели особенности состояния земной коры в то время: гранитный слой был сравнительно маломощен и прерывист, основная часть областей выноса терригенного материала слагалась основными породами.

Б. Грандиозные процессы метаморфизма и ультраметаморфизма, приведшие к перераспределению и концентрации рудогенных элементов в благоприятных породах и тектонических структурах.

8. Важнейшим условием понимания природы рудообразования и закономерностей размещения месторождений на кристаллических шитах является геохимическая зональность земной коры и отдельных ее элементов, созданная процессами осадкообразования, региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

Конкретные или локальные геохимические критерии связи метаморфогенных месторождений с породами очень сложны и, как справедливо указывали А.И.Семенов и А.А.Смыслов (1967), образование промышленных месторождений зависело от многих причин: первичного содержания и форм нахождения металлов в осадочных и вулканогенных породах, интенсивности и длительности развития метаморфизма, особенностей тектонических структур и интрузивного магматизма и т.д.

Ю.А.Садовский, Е.Г.Комаров,  
Е.П.Пушко, П.А.Кока  
(Казахский н.-и. институт  
минерального сырья)

## О ПОВЕДЕНИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОНТАКТОВЫХ ЗОНАХ ПАЛИНГЕННЫХ ГРАНИТОВ

Данные о поведении редких элементов при термоконтактовом метаморфизме неполны и противоречивы (Абдуллаев, 1955; Коптев-Дворников и др., 1960, 1965 и др.). В сообщении рассматривается поведение тантала и других элементов в экзо- и эндоконтактовой зонах массива палиногенных гранитов. Устанавливается обогащение некоторыми элементами эндоконтактовой зоны, что является одной из причин предпочтительной локализации рудных формаций в районе на периферии гранитоидных тел; по-видимому, это обстоятельство должно учитываться при металлогенических построениях и в метаморфических комплексах.

1. Пермские граниты Калбы весьма однообразны по составу и представлены нормальными биотитовыми разновидностями. Вмещающие их песчано-глинистые породы ( $D_3 - C_1$ ) испытали метаморфизм аспидной и филлитовой ступеней и по химическому составу близки к гранитоидам.

Процессы взаимодействия тех и других и образованные при этом породы занимают промежуточное положение между метаморфическими (контактовый метаморфизм, ультраметаморфизм) и магматическими (магматическое замещение, палингенез). Их геохимическое изучение, проведенное нами, основывалось на результатах исследования объединенных проб. Анализы проб проводились или контролировались различными высокочувствительными методами (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Элемент	Методы анализа		Характеристика	
	Основной	Контрольный	Чувствительность	Воспроизводимость
Тантал	Аквитационный (ВИМС)		$1 \cdot 10^{-5} \%$	
	"Бриллиантово-зеленый" (КазИМС)	Аквитационный (ВИМС)	$1 \cdot 10^{-4} \%$	10%
Ниобий	Количественный спектр ДФС-13 (КазИМС)	Сульфохлорфеноловый (ИМГРЭ, КазИМС)	$5 \cdot 10^{-4} \%$	10%
			$1 \cdot 10^{-3} \%$	
Олово	Количественный спектр ДФС-13 (КазИМС)		$5 \cdot 10^{-4} \%$	7%
Бериллий	Количественный спектр ДФС-13 (КазИМС)		$2 \cdot 10^{-4} \%$	6%
Редкие щелочи	Фотометрия пламени (КазИМС, ВКГУ)	Атомно-абсорбционный (КазИМС)	$5 \cdot 10^{-3} \%$	10%
			$5 \cdot 10^{-5} \%$	1-4%

2. Геологическое картирование и петрографические исследования в пределах изученной контактовой зоны гранитов и филлитов (разрез протяженностью более 3 км) позволили установить наличие в ней своеобразной "колонки магматического замещения", возникающей при образовании гранитов. Фронтальной частью этой колонки (I зона) являются исходные породы - филлиты, а тыловой - биотитовые граниты (У1 зона), прошедшие стадию плавления и гомогенизации (табл. 2). Между этими стабильными

Т а б л и ц а 2

Распределение щелочей и редких элементов в экзо- и эндоконтактовой зонах одного из массивов

Зона	Породы зон	Количеств. обьед. проб.	Средние содержания элементов (редких элементов - в $\mu$ /г, щелочные - в %)									Индикаторные отношения		
			Ta	Nb	Sn	Be	Li	Rb	Cs	K	Na	Ta/Nb	Li/Rb	K/Na
I	Филлиты	3	2,0	20	13	4	66	163	12	3,93	1,91	1:10	0,40	2,03
II	Алюмосиликатные роговики низкой ступени	3	1,8	20	15	4	43	86	9			1:11	0,50	
III	Алюмосиликатные роговики высокой ступени, мигматиты	2	1,8	20	12	2	195(?)	160(?)	19(?)			1:11	1,22(?)	
IV	Контаминированные породы (граниты)	4	2,6	22	16	5	198	161	16(?)	3,60	3,50	1:8	1,23	1,03
У	Гибридизированные граниты	11	1,6	21	12	8	150	153	18(?)	3,45	2,59	1:13	0,97	1,33
У1	Среднезернистые равномерно-зернистые биотитовые граниты	6	1,0	15	7	8	73	187	9	3,76	2,43	1:15	0,39	1,55

членами колонки располагаются метастабильные, разделенные плоскостью на две группы.

Первая группа пород состоит из измененных в различной степени филлитов, которые по парагенезисам минералов соответствуют обычным алюмосиликатным роговикам низкой (II зона) и высокой (III зона) ступени термоконтактового метаморфизма. В непосредственной близости от гранитов среди роговиков обычно интенсивно развиты фельдшпатизация и мигматизация. Для этой группы пород характерны структуры, свидетельствующие о незавершенности процессов; по мере приближения к контакту они приобретают состав, близкий к гранитному; в них увеличивается содержание щелочей, особенно натрия, уменьшается количество  $H_2O$  и падает коэффициент избыточного глинозема.

Во второй группе пород, располагающейся между контактом и тыловой частью колонны, отчетливо выделяются две зоны - контаминированных (IУ зона) и гибридизированных (У зона) гранитов. Первые обогащены реликтами вмещающих роговиков, обладают текстурной и структурной неоднородностью. Для них характерны повышенные содержания железа и щелочных земель (до появления парагенезисов с амфиболами и даже пироксенами), а также минимальное кали-натриевое соотношение. Наряду с обилием порфиробласт плагиоклаза среднего состава здесь широко развиты кварцевые обособления и бескорневые пологолежащие кварц-полевошпатовые образования. В гибридизированных гранитах преобладает гнипидиоморфная структура, немногочисленным реликтам отвечают скопления биотита. Для зоны этих пород характерно увеличение потенциала калия и по всей совокупности признаков она является переходной между IУ и У1.

Сам контакт представляет собой границу фазового перехода, которая создается, по-видимому, за счет эндотермического эффекта на фронте расплавления (Кузнецов, 1964), действие которого усиливается при потерях воды, когда этот фронт попадает в область достаточно мощного развития дегидратированных фельдшпатизированных пород (Семененко, 1965).

Как правило, "метастабильные" зоны гранитоидов описанной выше колонки отсутствуют по причине их замещения тыловой зоной; в результате этого на контакте образуются гомогенизированные гилидиоморфнозернистые биотитовые граниты. Однако и в этом случае на контакте с вмещающими породами сохраняется периферическая зона гранитов, обогащенных  $Na, Fe, Mg$  и  $Ca$ , по составу отвечающая адамеллитам, тоналитам или даже кварцевым диоритам.

3. Поведение щелочей и некоторых редких элементов в стабильных и метастабильных зонах достаточно полно характеризуется соответствующими изменениями калинатрового, литиево-рубидиевого и тантал-ниобиевого отношений. Максимальные величины их отклонений от кларковых и "стабильных" (Минеев, 1965) фиксируются в 1У зоне, где происходит концентрация тантала, олова, лития и натрия. Учитывая давно установленную Ж.А.Айтиалиевым и И.А.Смирновым для Калбы закономерную приуроченность редкометалльных рудопроявлений ( $Ta, Na, Li, Sn$ ) к эндо- и экзоконтактовым зонам массивов гранитов, такое накопление редких элементов в 1У зоне следует считать начальной стадией рудообразующего процесса.

В заключение можно сделать такие выводы:

а) с процессами контактового метаморфизма и гибрида гилабиссальных гранитных интрузивов связаны тенденции рассеяния некоторых редких элементов (Коптев-Дворников и др., 1964), тогда как для эндоконтактовых зон палингенных гранитов более характерно стремление к их накоплению;

б) породы контактового ореола палингенных гранитов идентичны таковым собственно магматических интрузивов, что, по-видимому, свидетельствует в пользу представлений Ф.Н.Шахова (1960) о временных взаимоотношениях роговиков с гранитами;

в) поведение лития и цезия при контактовом метаморфизме подтверждает известные данные Э.Л.Хорстмана (1949).

Е.Б.Глевасский, Б.А.Горлицкий  
(Институт геологических наук  
АН УССР)

## МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАК ИНДИКАТОР МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

1. Процессы гранитизации вызывают перемещение огромных масс петрогенных и рудогенных элементов и являются, таким образом, причиной метаморфогенного рудообразования.

2. В этой связи весьма интересна возможность реконструкции первичного состава гранитизированных толщ и, в частности, восстановления источника вещества и субстрата руд метаморфогенного происхождения.

3. Объектом исследования явилась толща в различной степени гранитизированных пироксено-магнетитовых кварцитов, железисто-силикатных сланцев, амфиболо-пироксено-плагиоклазовых гнейсов (преобладают в разрезе), графитосодержащих гнейсов и карбонатных пород района Мариупольского железорудного месторождения, метаморфизованных в гранулитовой фации.

4. Процессы гранитизации этих пород привели в конечном счете к образованию гранитоидов, нивелировавших различия состава исходного субстрата.

5. Однако кажущееся однообразие ультраметаморфических образований исчезает, если обратиться к распределению в них малых элементов. Сравнивая между собой гранитоиды, образованные по различным исходным породам, можно достаточно уверенно выделить элементы - индикаторы первичного субстрата. Так, в гранитоидах, залегающих среди карбонатных пород, аномально высоки содержания  $\text{Sr}$  и относительно малы концентрации  $\text{V}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Mn}$ . В гранитоидах, образованных по гнейсам основного состава (амфиболо-пироксено-плагиоклазовым), среднее содержание  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Zn}$  в 1,5 - 4 раза выше, чем в гранитоидах, образовавшихся по другим породам.

6. Примером накопления выносимых при гранитизации элементов являются метаморфогенные пироксено-магнетитовые руды (до 70% растворимого железа). Они локализованы на периферии гранитизированных гнейсов основного состава, которые являются главным источником рудогенного материала. Локализация таких руд часто приурочена к контакту этих гнейсов с пироксено-магнетитовыми кварцитами.

7. Эти руды по существу являются базифицированными гнейсами основного состава, что подтверждается также сравнением содержаний малых элементов в амфиболо-пироксено-плаггиоклазовых гнейсах, пироксено-магнетитовых кварцитах, железисто-силикатных сланцах и пироксено-магнетитовых рудах. Так, содержание  $Ni, Co, Ti, V, Ga$  равны или близки в гнейсах и пироксено-магнетитовых рудах и превышают в 3 - 10 раз таковые в пироксено-магнетитовых кварцитах и железисто-силикатных сланцах.

8. Таким образом, как при гранитизации, так и при базификации распределение малых элементов составляет характерную особенность, по которой можно достаточно уверенно судить о преобразованном субстрате, независимо от значительных перемещений петрогенных элементов, неизменно меняющих облик породы.

В.А.Буряк

(Институт земной коры СО АН СССР)

## О МИГРАЦИИ ЗОЛОТА В УСЛОВИЯХ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

Полученные в последние годы данные А.Е.Энгель, С.Г.Энгель, Д.А.Великославинского и многих других геологов, в том числе и выполненные нами многочисленные анализы разнофациальных осадочно-метаморфических образований, развитых в пределах Мамско-Бодайбинского района (Восточная Сибирь), показывают, что процессы регионального метаморфизма, особенно ультраметаморфиз-

ма, не являются изохимичными и сопровождаются заметной миграцией не только воды и углекислоты, но и других петрогенных и рудных элементов ( $Ni, Co, U, S, V$  и др.). Этим самым подтверждается возможность рудогенеза в процессе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Проведенные определения кларковых содержаний золота в песчано-сланцевых образованиях из разных зон прогрессивного регионального метаморфизма также показали его заметное изменение. По мере усиления степени метаморфизма пород одновременно с их базификацией происходит изменение содержаний золота. Весьма низкие содержания золота (до  $1 \cdot 10^{-7}\%$  и ниже) отмечаются в породах зеленосланцевой фации метаморфизма, где локализируются золотоносные кварцевые жилы. При этом породы с первично-осадочной или наложенной сульфидной минерализацией изучались отдельно. В них, в том числе минерализованных осадочно-диагенетическими сульфидами, отмечаются более высокие содержания золота, характеризующиеся своими существенно отличными закономерностями распределения.

Несколько повышенные, явно неравномерно распределенные содержания золота ( $3 \cdot 10^{-7} - 9 \cdot 10^{-7}\%$ ) отмечены в породах амфиболитовой фации метаморфизма. В то же время в ряде случаев содержание золота в плагиоклазовых гранит-пегматитах метаморфического генезиса, развитых в зоне амфиболитной фации несколько ниже. В связи с этим следует вывод, что действительно в процессе регионального метаморфизма (ультраметаморфизма) и образования этих гранит-пегматитов мог происходить вынос золота во вмещающие породы, в том числе в зоны слабого метаморфизма в виде сложных комплексных (возможно, тиосульфатных) соединений, на что указывает тесная ассоциация повышенных и вообразованных наложенных концентраций золота с сульфидами в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма.

Увеличение содержаний золота, правда, незначительное, в породах в процессе их метаморфизма отмечается также, исходя из данных Ю.Г.Щербачева (1967): по результатам

18 анализов содержание золота в сланцах составило 0,0039 г/т, а в кристаллических сланцах и гнейсах по результатам 12 анализов - 0,0043 г/т. Так что, возможно, этот процесс действительно имеет закономерный характер.

Важно также подчеркнуть, что существенный вынос золота мог происходить из гранитов, гранит-пегматитов и вмещающих пород в процессе их последующей метасоматической переработки и развития весьма интенсивно проявленного во многих случаях кварцево-мусковитого и кварцевого замещающих комплексов вследствие меньшей изоморфной емкости новообразованных минералов по отношению к замещенным (например, кварца по отношению полевоому шпату и особенно к биотиту). Так, например по данным М.Эрвина и др., занимавшихся исследованием кварцево-диоритового штока Мерисвил (Монтана), среднее содержание золота в 44 биотитах составило 0,076 г/т, а в 10 образцах кварца и полевого шпата - 0,065 г/т. По нашим данным, содержание золота в мусковите также несколько ниже, чем в биотите.

Однако судить о количествах вынесенного золота при этих процессах замещения пока очень трудно. Не исключено, как показывают предварительные данные, что золото подобно редким элементам в процессе метасоматической переработки материнских пород (А.И.Гинзбург, 1967) могло не только выноситься, но и накапливаться в остаточных метаморфогенно-гидротермальных поровых растворах в ассоциации с "поздними" сульфидами (пирротиниом, халькопиритом), которые в общем довольно часто наблюдаются в пегматитах (в зонах ультраметаморфизма), особенно в участках развития кварцево-мусковитового замещающего комплекса. Этим, по-видимому, и может быть объяснено некоторое в ряде случаев наблюдаемое увеличение содержания золота в метаморфических пегматитах с интенсивно проявленным кварцево-мусковитым комплексом по сравнению с незначительно измененными разностями.

Для обоснованных и однозначных суждений необходимо проведение детальных геолого-геохимических и петрографических исследований.

Необходимо также учитывать многократно подчеркиваемое Д.С.Коржинским положение о постоянно существующей тенденции к пространственному совмещению зоны выщелачивания и последующего сопряженного осаждения выщелоченных оснований, в данном случае золота. В заключительные этапы метаморфизма и оруденения происходит в ряде случаев, очевидно и наложение золота, вынесенного из нижних горизонтов зоны ультраметаморфизма и подкорковых частей земной коры на зоны предшествующего кислотного выщелачивания верхних горизонтов зоны ультраметаморфизма. Благодаря этому суммарное, валовое содержание золота может и не быть существенно более низким по сравнению с первичным, хотя в действительности и происходит вынос золота.

Совокупность всех этих факторов существенно усложняет закономерности миграции элементов в процессе метаморфизма, особенно при интенсивно проявленной тектонической деятельности.

С.В.Нечаев

(Институт геологических наук  
АН УССР)

### О ВЛИЯНИИ ПРОЦЕССОВ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА НА МИГРАЦИЮ РАССЕЯННЫХ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ МЕТАЛЛОВ

Сведения о мобилизации и переносе малых элементов при контактовом метаморфизме весьма малочисленны; это показывает обзор опубликованных по данному вопросу работ, проведенный Р.В.Гецевой (1963). В то же время Н.Г.Судовиков (1964) обращал внимание на возможную большую роль контактовых процессов при мобилизации рудных компонентов из вмещающих пород. Мы располагали благоприятным материалом для выяснения роли процессов контактового метаморфизма в миграции ря-

да металлогенных химических элементов, рассеянных в различных горных породах, на базе сравнительного изучения распределения этих элементов в породах, претерпевших контактовый метаморфизм, и в таких же породах, не затронутых контактными процессами.

Объектом исследований послужили безрудные горные породы двух соседних участков - юго-западного и северо-восточного, расположенных в Рудногорской металлогенной субпровинции провинции Богемского массива. Однотипные горные породы этих участков сопоставлялись с точки зрения содержания в них кобальта, никеля, свинца, цинка, меди, молибдена, мышьяка, ванадия и урана. Аналитический материал по юго-западному участку автору любезно предоставил В.И.Поликарпов. Анализы на все перечисленные элементы, исключая уран, выполнены полуколичественным спектральным методом. Статистически были обработаны результаты спектральных анализов более 1000 проб. Содержание урана в пробах (всего 979 проб) определялось люминесцентным методом. Содержания элементов приводятся в граммах на тонну. Для каждого металла построены вариационные кривые его распределения в однотипных породах для условий различного метаморфизма.

Представления об общем химизме пород базируются на результатах их минералого-петрографического исследования и большого количества полных силикатных анализов проб пород.

Участки, на которых были отобраны пробы, расположены в пределах единой синклинали структуры и характеризуются сходным геологическим строением, находясь на противоположных замыканиях данной синклинали. В пределах структуры развиты палеозойские эффузивно-осадочные и осадочные образования, метаморфизованные регионально на уровне фации зеленых сланцев; региональный метаморфизм связан с каледонской орогенцией и К-А<sub>2</sub> методом датируется 420-440 млн. лет (определения проведены в ИГН АН УССР Б.Б.Зайдис). Эффузивно-осадочные породы (туфы, туффиты) залегают в осевой зоне структуры и характеризуются основным составом; среди них

встречаются согласные тела изверженных основных пород, играющие количественно подчиненную роль; как и туфовые разности, последние преобразованы в метаморфические сланцы. В силу интенсивного динамометаморфизма макроскопически почти нет возможности дифференцировать сланцы основного состава, в связи с чем они рассматриваются как одна группа пород. Осадочные породы - различные филлиты и углистые сланцы залегают на крыльях структуры, а также переслаиваются со сланцами основного состава.

Распределение отмеченного выше комплекса металло-генных элементов проведено для всех четырех главных групп пород, слагающих синклираль: 1) светлых слюдистых филлитов (кварцево-хлористо-серицитовые сланцы); 2) темных слюдистых филлитов (те же породы с углистым веществом); 3) углистых сланцев и 4) сланцев основного состава. Принципиальным отличием пород участков является различный характер их контактового метаморфизма.

На северо-восточном участке горные породы не затронуты контактовым воздействием интрузивных гранитов, располагаясь по крайней мере в 1000 - 1500 м (по нормали) за пределами контактового ореола. В сланцах основного состава вне ореола контактового метаморфизма может быть выделен ряд наиболее типичных для фации зеленых сланцев ассоциаций минералов. Различную количественную роль в них играют плагиоклаз (альбитизированный), актинолит, эпидот, хлорит, карбонат. Кроме указанных, в заметных количествах присутствуют титановые минералы с преобладанием среди них лейкоксена. На участках переслаивания с филлитами в сланцах основного состава присутствуют кварц и серицит.

На юго-западном участке эти же горные породы расположены в ореоле контактового метаморфизма и метаморфизованы на уровне фаций пироксеновых и роговообманковых роговиков; возраст контактового метаморфизма варисский и по данным А.П.Виноградова, А.И.Тугаринова и др. (1959) составляет 300 - 320 млн. лет. На этом участке первично богатые водой и углекислотой

охарактеризованные выше сланцы претерпевают заметные изменения, превращаясь в контактовые роговики и породы типа скарнов. В условиях контактового метаморфизма исходные горные породы в значительной степени дегидратизируются и декарбонатизируются, на что указывают минеральные новообразования: диопсид, гроссуляр, плагиоклаз, волластонит, роговая обманка, а в филлитовых прослоях - мусковит и андалузит.

В результате сопоставления вариационных кривых содержаний указанных металлов по участкам было установлено отсутствие существенных различий в их содержании в большинстве из изучавшихся типов пород, за исключением содержаний урана в филлитах и сланцах основного состава.

Как можно видеть, сопоставляя вариационные кривые содержания урана в сланцах основного состава, при контактовом метаморфизме последних заметно уменьшается процент проб с относительно высоким содержанием урана и растет процент проб с более низкими его содержаниями, что может свидетельствовать о выносе урана при контактовом метаморфизме сланцев основного состава. В то же время обращает внимание увеличение среднего содержания урана в филлитах контактового ореола по сравнению с содержанием его в филлитах вне ореола. Простой подсчет показывает, что дефицит урана, отмеченный в сланцах основного состава в условиях их контактового метаморфизма, компенсируется таким же его избытком в филлитах ореола.

Таким образом, в результате контактового метаморфизма в условиях фаций пироксеновых и роговообманковых роговиков не весь указанный выше комплекс металлов и не всех метаморфизируемых породах ведет себя одинаково. Происходит четкая местная миграция лишь урана и только из пород, наиболее чувствительных к метаморфическим реакциям (сланцев основного состава) в наиболее инертные (филлиты). Эта миграция, по-видимому, связана с дегидратацией-декарбонатизацией сланцев основного состава подобно тому, как происходит вынос урана из скарнирующихся пород с отступаю-

шими поровыми растворами при возникновении термического градиента, вызванного внедрением интрузии (А.И.Тугаринов, 1960). Базируясь на конкретной геологической обстановке, максимальный миграционный путь урана в рассмотренном примере составляет первые десятки до сотни метров.

# СТРУКТУРНЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

---

Е.И.Паталаха  
(Институт геологических наук  
АН КазССР)

## МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЖИЛ АЛЬПИЙСКОГО ТИПА

(На примере Успенской зоны смятия, Казахстан)

1. Геологическими наблюдениями в Успенской зоне смятия и других районах Казахстана устанавливается отчетливая взаимосвязь структур течения динамометаморфизованных горных пород с геометрией и распространенностью жил альпийского типа. Они возникли за счет отложения жильного вещества из поровых растворов в процессе динамометаморфизма.

2. Морфоструктурные особенности жил альпийского типа таковы, что они могут рассматриваться как замкнутые со всех сторон, изолированные линзовидные тела.

3. Механизм образования жил представляется в виде следующей физической модели:

- а) возникновение начальной трещины по Гриффитсу;
- б) проникновение порового раствора из породы в полость трещины (стимулятор — огромный перепад давления);
- в) гидроразрыв и рост трещины, сопровождающийся отложением жильных минералов и зарастанием трещины.

В докладе подробно обсуждается механизм процесса. Предложенная модель не претендует на универсальность, но она хорошо объясняет геологические наблюдения автора.

М.С.Точилин  
(Воронежский госуниверситет)

## ТРЕЩИННАЯ ТЕКТНИКА И МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

За последние два десятилетия значительно возрос интерес геологов к метаморфогенному рудообразованию, что не могло явиться простой случайностью. Накопление нового фактического материала по многим рудным провинциям мира и более глубокий научный анализ прежних геологических данных позволили поставить вопрос о пересмотре универсального значения гидротермальных рудных образований, связанных с магматическими интрузиями.

Зарубежные геологи наиболее широко начали обсуждать эту проблему в связи с дискуссией по поводу гипотезы Г.Шнейдерхёна о регенерированных рудных месторождениях. Необходимо заметить, что Шнейдерхён придавал большое значение в своей гипотезе метаморфогенному рудообразованию, которое он связывал с тектоно-метаморфической мобилизацией рудного материала из вмещающих пород. П.Рамдор рассмотрел три различных по составу и генезису крупнейших мировых месторождения /Раммельсберг, Витватерсранд и Брокен-Хилл/, не связанных по своей природе с метаморфизмом, но в различной степени метаморфизованных, на которых показал значение метаморфизма как вторичного процесса. Независимо от зарубежных авторов в Советском Союзе роль метаморфогенных процессов в образовании жил различного состава особенно ярко была под-

черкнута в работах А.Г.Бетехтина. Большой вклад в познание этого процесса на примере железорудных формаций Украинского кристаллического щита внесли исследования Н.П.Семененко, Я.Н.Белевцева и других украинских геологов.

Значительное влияние на развитие этих представлений оказали теоретические исследования Д.С.Коржинского и экспериментальные работы Л.Н.Овчинникова.

В настоящем сообщении мы ставим задачей обсудить вопрос о метаморфогенном образовании жильных тел в связи с трещинной тектоникой без участия метасоматических явлений. В литературе этот вид метаморфогенного процесса известен под двумя названиями - "жилы альпийского типа" и латераль-секреционные образования. Однако оба эти названия недостаточно отражают смысл рассматриваемых процессов. Понятие "жилы альпийского типа" имеет региональную ограниченность и относится главным образом к кварцево-хрусталеносным жилам. Латераль-секреционные образования предполагают обязательную связь состава жильных тел с составом вмещающих пород. Существует ряд примеров, когда заполнение трещин происходило метаморфогенными минералами, отличными по составу от вмещающих пород. Например, на Приполярном Урале кварцево-хрусталеносные жилы образуются как среди кварцитов, так и в толщах мраморов, различных кристаллических сланцев, гнейсов и других пород. Это указывает на то, что метаморфогенные растворы могут перемещаться по открытым трещинам за пределы материнских вмещающих пород в процессе разрывных тектонических дислокаций. Этим, однако, не умаляется значение вмещающих пород как основных продуктивных толщ метаморфогенных жильных тел.

В литературе уже рассматривались основные геологические и физико-химические условия формирования жил в открытых трещинах за счет метаморфогенных растворов без участия метасоматических явлений. Следует только подчеркнуть тесную взаимосвязь между процес-

сами раскрытия трещин, метаморфической мобилизацией вещества из вмещающих пород и его осаждением в трещинах. При образовании открытых трещин в складчатых областях в условиях одностороннего давления и динамометаморфизма немедленно создаются градиенты давления, которые в свою очередь порождают градиенты химической активности. При наличии в породах воды и других летучих компонентов в этих условиях происходят интенсивная избирательная растворимость и пластическая текучесть минералов. Присутствие в районе магматических интрузий может способствовать этим процессам путем как усиления трещинообразования, так и привноса тепла. Процессы метаморфогенного жилогенеза без участия метасоматоза имеют, следовательно, весьма широкое распространение в складчатых областях различного геологического возраста. Особенно они характерны для щитов и кристаллических оснований древних платформ. Весьма обильное образование мелких жил этого типа можно, например, наблюдать в толщах магнетито-гематитовых кварцитов на руднике им. Губкина (КМА). Здесь после взрывных работ по камерному способу вскрываются мощные толщи железистых кварцитов, которые очень густо пронизаны кварцево-магнетитовыми, кварцево-гематитовыми, кварцево-карбонатно-магнетитово-гематитовыми прожилками, имеющими обычно секущие направления по отношению к напластованию железистых кварцитов. Отличительной чертой этих жил является наличие в них более крупнозернистых выделений минералов. Так, железная слюда дает прекрасно образованные розы из крупных пластинок гематита. Аналогичные явления наблюдаются на Оленегорском месторождении железистых кварцитов на Кольском полуострове.

К этой же категории тектоно-метаморфических процессов относим значительную часть пегматитовых жил докембрия. Знакомясь с пегматитами Кольского полуострова, убеждаемся в том, что эти жилы генетически тесно связаны с трещинной тектоникой, метаморфизмом и гранитизацией. Раскрытие тектонических трещин при

складкообразовании создает своеобразные природные вакуумы, в которые с большой скоростью устремляются пегматитовые расплавы и газовые компоненты со стороны вмещающих пород, испытавших эвтектическое плавление.

Начальные этапы образования достоверных метаморфогенных пегматитов в гнейсах и различных кристаллических сланцах достаточно полно описаны в литературе по докембрию (Н.Г.Судовиков, К.А.Шуркин, Н.П.Семеновенко, И.Седергольм, П.Эскола, П.Холмквист, С.Вегман, Г.Рамберг и др.). Особого внимания заслуживают пегматиты, размещенные среди железистых кварцитов. На Оленегорском месторождении такие пегматиты содержат в своем составе до 40 - 50% крупнозернистого магнетита. Невольно напрашивается вывод о возможном участии в пегматитовом процессе метаморфических гидротерм, за счет которых происходил привнос железа из магнетитовых кварцитов, так как в противном случае трудно будет объяснить ассимиляцию железистых кварцитов эвтектоидными расплавами, температура которых недостаточна для расплавления магнетитовых кварцитов.

Изложенное позволяет сделать заключение о важности изучения метаморфогенного процесса образования жильных месторождений, что послужит надежной основой для решения многих металлогенических вопросов.

В.Н.Макаров  
(Геологический институт Кольского  
филиала АН УССР)

## К ВОПРОСУ О РОЛИ МЕТАМОРФИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ БОГАТЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

1. Ультраосновные породы в пределах восточной части Печенегского рудного поля в различной степени подвергались вторичным изменениям - серпентинизации, оталькованию и карбонатизации. В крупных массивах наблюда-

ется четкая зональность. Вдоль контакта с вмещающими вулканогенно-осадочными породами ультраосновные породы превращены в тальковые и карбонатно-тальковые сланцы. На некотором удалении от контакта развиты серпентиниты, а в центральных частях массивов, вплоть до контакта с габбро, развиты серпентинизированные перидотиты. Мелкие тела ультраосновных пород полностью серпентинизированы или оталькованы.

2. В наиболее высокотемпературный момент изменения ультраосновных пород формировались жилы железистого кальцита и диопсида. В таких жилах иногда наблюдаются ксенолиты серпентинизированных ультраосновных пород. В ксенолитах и вдоль контакта жил тонкодисперсные серпентиновые минералы (серпофит) перекристаллизованы в крупночешуйчатый антигорит.

3. Формирование карбонатных и диопсидовых жил проходило в обстановке тектонической активности, вследствие чего крупнопризматические кристаллы диопсида часто изогнуты, железистый кальцит сложно сдвойникован (двойники давления, иногда несколько систем), а двойниковые швы и плоскости спайности изогнуты.

4. Одновременно с кристаллизацией диопсида и железистого кальцита проходила мобилизация рудного вещества никеленосных ультраосновных пород. В зальбандах жил и содержащихся в них ксенолитах рудные минералы представлены только магнетитом.

5. Наиболее интенсивная мобилизация рудного вещества проходила в поперечных тектонических нарушениях, главным образом в флексурных перегибах.

6. Наиболее благоприятными структурами для локализации богатого медно-никелевого оруденения являлись трещины отрыва в зонах, прилегающих к поперечным тектоническим нарушениям, как в самом ультраосновном массиве, так и во вмещающих его породах.

7. Вероятной причиной мобилизации рудного вещества являлось воздействие на ультраосновные породы растворов, формировавшихся в процессе метаморфизма зеленосланцевой фации.

М.Д.Бойчук, Л.Ф.Лавриненко, А.А.Бочков  
(Трест "Артемгеология")

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СОРОКИНСКОЙ  
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ  
(ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ)

Сорокинская тектоническая зона представляет собой одну из наиболее крупных разрывных структур, разделяющую западную часть Приазовского кристаллического массива на две различные по своему геологическому строению части.

Зона прослеживается от с.Осипенково на юге Приазовья и до верховьев р.Кильтичии на северо-западе. Простирается зоны СЗ  $320 - 340^{\circ}$  при крутом падении. Мощность зоны в среднем составляет около 8 км. В пределах тектонической зоны широко распространены породы гнейсовой серии, ультра- и метабазиты, породы мигматито-гранитоидного комплекса и разнообразные по составу жильные тела.

Тектоническая зона фиксируется многочисленными участками катаклаза, участками смятия и дробления, вытянутыми в направлении простирания зоны и жильными телами пегматитов, образующими в пределах Сорокинской зоны пегматитовые поля.

Большое разнообразие метаморфических пород в пределах тектонической зоны и наложенные многоэтапные процессы высокотемпературного метасоматоза обусловили многообразие точек минерализации и проявлений различных полезных ископаемых.

По генетическим признакам в пределах Сорокинской тектонической зоны можно выделить три основных типа минерализации: эндогенные, экзогенные и метаморфогенные.

К метаморфогенным полезным ископаемым относятся железо, гранат, силлиманит и корунд, связанные с породами гнейсовой серии.

Антофиллит-асбестовая минерализация локализуется в хлорит-карбонатно-антофиллитовых породах, являющихся продуктом метаморфизма ультрабазитов.

К эндогенным полезным ископаемым, связанным с метаморфическими породами основного и ультраосновного состава, относятся никель, титан, асбест; к связанным с пегматитами - тантало-ниобаты, циркон, флюорит, турмалин и др., а также многочисленные гидротермальные проявления меди, молибдена, свинца, цинка.

При разрушении кристаллических пород, слагающих Сорокинскую тектоническую зону, образовался экзогенный тип проявлений полезных ископаемых, представленный россыпями ильменита, циркона, тантало-ниобатов и др., локализующихся в песчано-глинистых породах осадочного чехла.

Особенности минерализации Сорокинской тектонической зоны в настоящее время изучены недостаточно. Однако известные проявления полезных ископаемых выдвигает Сорокинскую тектоническую зону как весьма перспективную структуру для поисков различных видов полезных ископаемых.

И.А.Аниятов

(Казахский геофизический трест)

## О МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ КАИНДИНСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ В СЕВЕРНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

1. Рассматриваемые проявления меди генетически связаны с живетско-франскими вулканогенными образованиями, слагающими в Северном Прибалхашье самостоятельную структурно-формационную зону, названную Каиндинским глубинным прогибом. Эта зона структурно отделяет Чингизский каледонский геоантиклинорий

ны кремнистые (яшмоиды) и спилитовые (до 50 м) образования. Характерной особенностью этих вулканических образований является повышенная их обогащенность комагматичной меденосностью, которая проявлена в виде заполнения миндалин и тонкой вкрапленности в основной массе пород и представлена халькопиритом, халькозином и малахитом.

Остальная часть разреза живетско-франских отложений (более мощная), как указывалось выше, представлена вулканогенно-осадочными образованиями, заключающими в повышенных содержаниях Fe, Mn, P и осадочно-эксталяционную медь.

3. Основные выходы живетских эффузивов и субвулканических тел обнажаются в антиклинальных структурах вдоль Каиндинской зоны смятия и сопряженных с ними участках, подвергшихся также тектонической переработке. Поэтому рассматриваемые породы подвержены региональному метаморфизму - зеленокаменному перерождению, выражающемуся в хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации, и альбитизации в целом пропилитизации, вплоть до почти полного окварцевания.

На площади развития этих пород четко локализуются многочисленные геохимические ореолы рассеяния меди, которые при проверке соответствуют так называемым "рудопроявлениям", "рудным полям" либо рудным точкам (Кызылтас, Куланши, Кызылжал, участок 32 и др.). Эти рудные концентрации представляют собой резко обогащенные медью участки, которые в виде цепочки либо кулисно расположенных "тел" слагают нередко "рудопроявления" или целые "рудные поля". Отдельные тела субвулканических порфиритов, подвергаясь указанным видам метаморфизма, а также содержат по зонкам трещиноватости медную минерализацию (малахит и др.).

В целом живетские вулканические породы в пределах зоны смятия и тектонически ослабленных участков всегда содержат в той или иной мере некоторую концентрацию меди, приуроченную обычно к наиболее рассланцованным локальным зонкам трещиноватости.

от Северо-Прибалхашского герцинского геосинклиория и входит в общую структуру последнего как краевая его часть.

Живетско-франкские отложения залегают несогласно на консолидированной поверхности позднекаледонских пород ( $D_1 - D_2^1$ ) и образуют единый непрерывный разрез (мощностью около 6 км), представленный закономерно сменяющимися (снизу вверх) существенно вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, прослеживающимися в плане в виде узкой (15 - 30 км) полосы на протяжении около 200 км. Выше этих отложений с небольшим перерывом в осадконакоплении залегают фаменские и нижнетурнейские осадочные образования мощностью до 2 км с прослоями вулканогенных пород в низах разреза. После замыкания ( $C_1$ ) геосинклинального развития всего комплекса пород ( $D_2^2 - C_1$ ) Каиндинский глубинный прогиб (мощностью 8 км) испытывает региональное сжатие, что привело к образованию интенсивной складчатости и продольных сдвигов по ослабленным зонам глубинных разломов, в результате чего все толщи, в частности рассматриваемые живетско-франкские отложения, приобрели сложно построенную складчатую структуру, а слагающие их породы претерпели динамо- и гидротермальный метаморфизм. Метаморфизованные породы четко картируются в виде прерывистых зон (2 - 15 км) смятия на протяжении более 100 км (Каиндинская зона смятия).

2. Не касаясь природы всего метаморфического и рудно-метасоматического комплекса живетско-франкских отложений, развитых в основном вдоль Каиндинской зоны смятия, ниже остановимся на наиболее изученном вопросе - природе и характере медных проявлений, генетически и пространственно связанных с живетскими вулканическими образованиями.

Нижняя часть разреза живетских отложений (700-900м) представлена лавами и туфолавами базальтового, андезито-базальтового и нередко андезитового составов, сопровождающимися синхронными им породами субвулканической фации того же состава. В основании ее отмече-

4. Как показывают геохимические исследования, живецкие вулканические породы характеризуются повышенным содержанием рудных металлов: меди (до 0,01 %), свинца (до 0,007 %), цинка (до 0,005 %), молибдена (до 0,009 %) и др. Хотя концентрации этих металлов часто образуют в плане целые "рудные поля", однако они по электро- и магнитной восприимчивости особенно не отличаются от вмещающих их пород, что и доказано бурением. Рудные концентрации локализуются обычно в интенсивно измененных, рассланцованных участках и представлены пиритом, халькозином, борнитом, малахитом и иногда самородной медью. Среди минерализованных участков часто встречаются прожилки кварц-карбонатного и кварцевого состава, также несущие халькозин, малахит и гидроокислы железа. Максимальное содержание меди в подобных рудных зонах достигает 1 - 2 %. В последних спектральным анализом установлено присутствие в повышенных содержаниях *Pb, Zn, Mo, Ag* и в редких случаях *Hg*. Установлено также быстрое выклинивание рассматриваемых концентраций рудных накоплений на глубину, что прослежено бурением.

5. Широкое развитие описанных медных проявлений в зоне регионального метаморфизма, т.е. в пределах всей Каиндинской зоны смятия, и их минералого-геохимические особенности указывают на метаморфогенную природу рассматриваемой минерализации. Первичная обогащенность вулканических и субвулканических образований живца медью и вторичная ее концентрация (параллельно с рядом других металлов) в пределах этих же пород указывает, вероятно, на формирование рудообразующих растворов в местной среде, т.е. растворы в данном случае являются продуктами метаморфизма базальтоидных пород. Последующая активность растворов привела к перераспределению, переотложению и локализации рудных веществ в тектонически подготовленных участках.

6. Подобные типы медных проявлений встречаются и в основных по составу эффузивах верхнего палеозоя в Северном Прибалхашье. Однако развиты они здесь не

регионально, как это наблюдается в девонских отложениях, а локально и контролируются исключительно частными зонами разломов и трещин.

7. Таким образом, приведенный фактический материал подтверждает указанную ранее многими исследователями возможность вторичной (метаморфогенной) концентрации рудной минерализации в пределах отдельных участков метаморфических поясов в земной коре. Однако в отличие от описанных в литературе случаев рассматриваемый тип медных проявлений в пределах Северного Прибалхашья приурочен к самым верхам верхнего структурного этажа и, возможно, в силу этого, не дает промышленных концентраций.

Н.П.Гречишников, В.А.Зинченко, О.А.Крамар  
(Институт геологических наук АН УССР)

### СТРУКТУРНЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА ДОКЕМБРИЙСКОГО ВОЗРАСТА

На примере двух месторождений урана докембрийского возраста рассмотрены основные структурные и литологические факторы локализации оруденения.

Первое месторождение расположено в зоне сложно построенного долгоживущего разлома, протягивающегося в субмеридиональном направлении в гнейсово-мигматитовой толще.

Толща гнейсов и мигматитов в восточной части месторождения имеет почти субмеридиональное простирание по азимуту  $320 - 360^{\circ}$  и падение под углами  $65 - 80^{\circ}$ , в западной части простирание пород преимущественно северо-западное по азимуту  $310 - 345^{\circ}$ , а падение более пологое под углами  $45 - 70^{\circ}$ . Эти различия позволяют сделать предположение о том, что гнейсы и мигматиты в пределах месторождения собраны в синклиналиную

складку, замыкающуюся на юге. Урановое оруденение локализуется в крупно- и среднезернистых альбититах, в меньшей степени - в мелкозернистых альбититах. Крупно- и среднезернистые альбититы развиваются в процессе щелочного метасоматоза по гранитам и мигматитам, а мелкозернистые альбититы - по гнейсам. Кроме альбитизации на участке месторождения широко развиты процессы рибекитизации, эгиринизации, хлоритизации, карбонатизации и эпидотизации.

Руды имеют прожилково-вкрапленный характер. Урановая минерализация представлена силикатами, титанатами, оксидами урана.

Наблюдается тесная зависимость урановой минерализации от распределения новообразованных при метасоматозе темноцветных минералов (эгирия, щелочные, амфиболы и др.) и степени трещиноватости и катаклаза альбититов. Темноцветные минералы в альбититах развиваются в межзерновых пространствах, представляющих собой зонки катаклаза, образуя извилистые прожилки, скопления и лапчатые радиально-лучистые агрегаты. Урановая минерализация в темноцветных минералах распределяется либо по сети трещинок, либо замещает отдельные участки минеральных агрегатов.

Основной рудоконтролирующей структурой месторождения является сопряжение главной субмеридиональной зоны разлома с оперяющими зонами дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания. Размещение отдельных рудных тел определялось участками сопряжения основных и оперяющих трещин, пересечения трещин различных направлений, приоткрывания дизъюнктивных нарушений в местах их искривления блоками трещиноватых пород, заключенных между дизъюнктивными нарушениями.

Значительную роль в размещении рудных залежей, по-видимому, играли и складчатые структуры, формирование которых сопровождалось образованием мелкой трещиноватости, которая могла приоткрываться при последующем проявлении тектонических подвижек по крупным дизъюнктивным нарушениям.

складку, замыкающуюся на юге. Урановое оруденение локализуется в крупно- и среднезернистых альбититах, в меньшей степени - в мелкозернистых альбититах. Крупно- и среднезернистые альбититы развиваются в процессе щелочного метасоматоза по гранитам и мигматитам, а мелкозернистые альбититы - по гнейсам. Кроме альбитизации на участке месторождения широко развиты процессы рибекитизации, эгиринизации, хлоритизации, карбонатизации и эпидотизации.

Руды имеют прожилково-вкрапленный характер. Урановая минерализация представлена силикатами, титанатами, окислами урана.

Наблюдается тесная зависимость урановой минерализации от распределения новообразованных при метасоматозе темноцветных минералов (эгирин, щелочные, амфиболы и др.) и степени трещиноватости и катаклаза альбититов. Темноцветные минералы в альбититах развиваются в межзерновых пространствах, представляющих собой зонки катаклаза, образуя извилистые прожилки, скопления и лапчатые радиально-лучистые агрегаты. Урановая минерализация в темноцветных минералах распределяются либо по сети трещинок, либо, замещает отдельные участки минеральных агрегатов.

Основной рудоконтролирующей структурой месторождения является сопряжение главной субмеридиональной зоны разлома с оперяющими зонами дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания. Размещение отдельных рудных тел определялось участками сопряжения основных и оперяющих трещин, пересечения трещин различных направлений, приоткрывания дизъюнктивных нарушений в местах их искривления блоками трещиноватых пород, заключенных между дизъюнктивными нарушениями.

Значительную роль в размещении рудных залежей, по-видимому, играли и складчатые структуры, формирование которых оспромождалось образованием мелкой трещиноватости, которая могла приоткрываться при последующем проявлении тектонических подвижек по крупным дизъюнктивным нарушениям.

Форма и размеры рудных тел обуславливались 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 трещины и прилегающих к ним блокам катаклазированных пород, обладают более изометричной столбобразной формой.

Характер поведения и выклинивания залежей на глубине также определяется трещинной структурой месторождения.

Установлено, что основные наблюдаемые в настоящее время дизъюнктивные нарушения образовались после завершения процесса щелочного метасоматоза и вместе с зонами мелкой трещиноватости и катаклаза являлись основными путями движения рудоносных растворов и наиболее благоприятными участками локализации уранового оруденения.

Очень большое значение для рудообразования имел процесс щелочного метасоматоза, прошедший до отложения рудной минерализации. Метасоматические изменения, сопровождавшиеся повышением проницаемости и хрупкости пород и развитием новообразованных темноцветных минералов, как-бы подготовили эти породы к оруденению.

Тесная ассоциация урановой минерализации с карбонатами позволяет предполагать, что уран в растворах переносился в форме уранилкарбонатных комплексов.

Отложение рудного вещества происходило в приповерхностных частях зоны разлома при разложении уранилкарбонатных комплексов в условиях разного падения парциального давления  $\text{CO}_2$  в связи с дегазацией растворов и образованием карбонатов при взаимодействии растворов с минералами имеющихся пород.

Выпадение урановых минералов из раствора происходило вследствие восстановления шестивалентного урана до четырехвалентного при взаимодействии ураноносных

растворов с темноцветными минералами и магнетитом вмещающих пород, содержащими двухвалентное железо, переходящее при этом в трехвалентное.

Общей рудоконтролирующей структурой второго месторождения также является сопряжение основной субмеридиональной зоны разлома, выраженной милонитами, с оперяющими северо-западными дизъюнктивными нарушениями типа трещин складывания. Вмещающие породы представлены останцами железистых кварцитов и сланцев среди мигматитов.

В отличие от первого месторождения рудные тела здесь представлены жилами, приуроченными к зонам дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания. Урановая минерализация, представленная окислами урана в ассоциации с сульфидами  $Fe$  и  $Cu$ , залечивает многочисленные трещинки скалывания, цементирует брекчированные участки, образует ветвистые выделения.

Рудные жилы приурочены к тем участкам дизъюнктивных нарушений, где они пересекают останцы метаморфических пород железорудной формации. Преимущественно урановое оруденение локализуется в окварцованных и частично карбонатизированных биотитовых сланцах и амфиболо-магнетитовых кварцитах. Приуроченность урановой минерализации к окварцованным сланцам и кварцитам, по-видимому, обусловлена тем, что они вследствие окварцевания становились более хрупкими и благоприятными для образования трещиноватости, которая использовалась рудными растворами. Биотитовые сланцы и амфиболо-магнетитовые кварциты обладали и более благоприятными по сравнению с мигматитами химическими свойствами, в частности наличием минералов-осадителей, содержащих повышенные количества двухвалентного железа.

По классификации Я.Н.Белевцева, оба эти месторождения можно отнести к группе ультраметаморфических, при образовании которых происходит подъем рудных растворов из глубинных зон ультраметаморфизма и отложение рудного вещества в приповерхностных участках уже консолидированных хрупких пород.

В истории формирования месторождений можно выделить три крупных этапа: догранитизационный, гранитизационный и постгранитизационный.

В догранитизационный этап район месторождений представлял собой геосинклинальную область верхнеархейского возраста, в пределах которой накапливались вулканогенно-осадочные толщи.

Гранитизационный этап характеризовался формированием складчатых структур, развитием процессов метаморфизма, гранитизацией осадочно-вулканогенных пород и образованием мигматитов.

Постгранитизационный этап ознаменовался развитием крупных зон разломов и формированием узких геосинклинальных трогов нижнепротерозойского возраста. По зонам разломов 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 и подъем рудных растворов, приведший к образованию рудных тел.

Ю.Г.Гершойг

(Трест "Кривбассгеология")

## МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КРИВОГО РОГА

1. Все железные руды Кривбасса, бедные полностью, а богатые лишь за малыми исключениями, характеризуются общим для них текстурным признаком - слоистостью. Ввиду того, что все руды прошли стадию метаморфизма и кристаллобластеза, этот основной текстурный признак может быть назван реликтовым.

2. В процессе метаморфизма оформились весьма важные как для познания петрогенезиса, так и для практического использования руд типы и виды рудной агрегации в слоях. Первоначальные мелкозернистые рудные прослойки были превращены в ленточные грубозернистые образования - прослойные, диагонально- и поперечно-вытянутые (по отношению к границам слоев) сростки.

3. Оба главных рудных минерала неокисленных железных руд магнетит и гематит характеризуются многообразием форм выделения и агрегации, что обусловлено сложностью и многоэтапностью формирования руд, а также местными условиями отложения, кристаллизации и перекристаллизации.

4. Термодинамическая обстановка метаморфизма определяет особенности внутрислоевого текстурно-структурного рисунка железных руд Кривбасса.

5. Уже давно эмпирически установлены основные закономерности пространственного распространения богатых руд Саксаганского типа - приуроченность залежей их к продольным ("пласты") и поперечным поясам.

Последующие геологические исследования показали, что положение продольных полос или "пластов" оруденения контролируется общей тектоникой и выходами на поверхность размыва крупных складок.

Поперечные пояса или зоны оруденения с залежами основными, параллельными и т.д. были расшифрованы как зоны открытой мелкой поперечной складчатости.

Была также показана тектоническая приуроченность залежей богатых руд как магнетитовых, так и окисленных Ингулецкого и Желторецкого районов (замки синклинальных наклонных и крутостоящих складок, складки волочения, зоны брекчирования и разломов).

6. В пределах Саксаганской полосы типичные в Криворожском понимании джеспилиты (мартитовые и железослюдково-мартитовые, сине- и краснополосчатые с содержанием железа 37 % и более) развиты главным образом в пределах широтных зон оруденения, т.е. тяготеют к залежам богатых руд.

В промежутках между рудниками, широтными поясами (зонами) оруденения бедные руды соответствующих стратиграфических горизонтов и пачек гораздо беднее (лишь 33 - 35 % железа) и в значительной мере теряют свой "джеспилитовидный" облик (исчезает железная слюдка и темная окраска роговиковых слоев).

"Джеспилитовидный" облик является промежуточной стадией обогащения от железистых роговиков к богатой руде.

7. Окисленные богатые руды Саксаганской полосы и магнетитовые руды Северного района Кривбасса подобны по условиям залегания, морфологии, приуроченности к тем или иным тектоническим элементам и внутреннему строению.

Чрезвычайно важным генетическим признаком является присутствие среди богатых руд как неокисленных, так и особенно окисленных останцев плотных слоистых джеспилитовых руд, полностью сохраняющих все текстурно-структурные особенности обычных вмещающих джеспилитов и железистых роговиков, но почти лишенных собственно безрудных слоев.

8. Механизм перехода вмещающих бедных руд, джеспилитов и железистых роговиков (а также железистых сланцев, переслаивающихся с роговиками) в богатую руду состоит либо:

- а) в постепенном или резком увеличении рудного материала в безрудных или малорудных роговиковых слоях;
- б) в довольно резком линзовидном, клиновидном, фестончатом либо червеобразном выклинивании, замыкании безрудных роговиковых слоев;
- в) в обрыве слоистости вмещающих бедных руд с образованием сравнительно грубозернистых руд без следов стратификации, но с частым присутствием в последних угловатых обломков бедных руд и переходами к рудным и полурудным брекчиям.

Все охарактеризованные типы контактов и переходов от бедных руд к богатым одинаково свойственны как окисленным рудам Саксаганского типа, так и неокисленным рудам.

9. В первоначально-наслоенных кремнисто-железородных формациях существует в основном лишь послойная дифференциация минерального материала, поэтому богатые рудные накопления ограничены лишь отдельными слоями и пачками. При начальных (низких) степенях метаморфизма перемещение минеральных компонентов слишком мало, чтобы создать значительные местные концентрации последних.

При наиболее интенсивном метаморфизме, в условиях близких к переплавлению, создается обстановка изотропности в пределах целых регионов, как бы усреднения состава железородных формаций, что также не благоприятствует образованию мощных вторичных концентраций богатых руд.

И лишь при промежуточной степени метаморфизма, когда термодинамическая обстановка такова, что в одних слоях, пачках, участках минеральные компоненты находятся в зоне разлома, а в других - в зоне истечения, когда различная подвижность минеральных компонентов сказывается наиболее активно, создается максимальная анизотропность различных участков. Таким образом, создаются наиболее благоприятные условия для избирательного действия метаморфогенных растворов, предпочтительного растворения определенных минеральных компонентов в одних участках и накопления их - в других. В этом лежит объяснение сосредоточения высококачественных месторождений богатых руд именно в областях с типом метаморфизма, среднего по интенсивности, условно именуемым нами Криворожским, и почти полное отсутствие подобных месторождений как в слабо-, так и наиболее интенсивно метаморфизованных формациях бедных железных руд докембрия.

10. Основным этапом формирования исходных бедных руд является син-диагенез, "джеспилитовых руд" - первая стадия метаморфизма, концентраций богатых руд - последующие стадии метаморфизма. Дополнительное обогащение богатых руд и формирование руд типа "залелей вышелачивания", "шелестухи" и "железной шляпы" происходило в период гипергенеза.

Г.М.Другов, Г.И.Леонтьев  
(Иркутское геологическое управление)

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА И СТЕПЕНИ  
МЕТАМОРФИЗМА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА  
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЕГМАТИТОВ  
И ИХ СЛЮДОНОСНОСТЬ  
(Мамский район)

В строении многих крупных пегматитовых полей устанавливается четкое обособление в пространстве зон пегматитов с различным минеральным составом и их структурными особенностями. Эта зональность обычно сопоставляется с разными температурными зонами и генетически связывается или с процессом формирования материнских гранитных массивов (Варламов, 1958; Недумов, 1965; Петровская, 1941; Ферсман, 1940 и др.), или с метаморфической зональностью (Великославинский и др., 1963; Другов, 1965; Другов, Карпов, 1967), или с составом вмещающих пород (Смирнова, 1957 и др.).

В настоящей работе рассматривается минеральная зональность центральной части мамского пегматитового поля (бассейны р.Б.Довгокит - Ч.Олонгро - Б.Слюдянка) и размещение пегматитов с промышленным мусковитом в зависимости от литологического состава и метаморфической зональности вмещающих пород.

Изученная территория располагается на северо-западном крыле Мамского синклинория (Таевский и др., 1961), сложенного высокометаморфизованными ритмично-слоистыми отложениями мамско-бодайбинской серии верхнего протерозоя (Великославинский и др., 1963 и др.). В пределах рассматриваемого пегматитового поля выделяются (Таевский и др., 1961) снизу вверх четыре свиты: витимская - существенно кварцевая, слюдянкинская - гнейсово-сланцевая, представленная преимущественно высокоглиноземистыми осадками, согдиондонская - карбонатно-сланцевая, сложенная смешанными карбонатными, мергелистыми и песчано-глинистыми (первич-

но-осадочные аналоги) отложениями, и конкудерская - существенно карбонатная. В пределах каждой из свит наблюдается ритмически цикличная смена закономерных первично-осадочных комплексов, в целом эволюционирующих от наиболее грубозернистых терригенных осадков в низах толщи до глиноземистых и высокоглиноземистых в средних частях и существенно карбонатных в ее верхах.

Образование рассматриваемых пегматитов, а также гнейсо-гранитов и гранитов мамского комплекса сингенетично региональному метаморфизму (позднекаледонскому или раннегерцинскому).

По данным исследований пегматитового поля выявлена отчетливая зависимость минерального состава пегматитов и их промышленного ослюденения от степени метаморфизма и литологии вмещающих пород.

В пределах изученной части пегматитового поля устойчиво встречаются следующие минеральные ассоциации пегматитов: 1) микроклин + плагиоклаз + биотит + кварц; 2) микроклин + плагиоклаз + биотит + мусковит + кварц; 3) микроклин + плагиоклаз + мусковит + кварц; 4) микроклин + плагиоклаз + зеленый мусковит + кварц.

С физико-химической точки зрения устойчивость каждого парагенетического сочетания определяется интервалом условий кислотности-щелочности при постоянном значении остальных факторов равновесия.

Биотитовые пегматиты (1 ассоциация) фиксируются в виде прерывистой полосы северо-восточного простирания в центральной части рассматриваемой площади с максимальной концентрацией в среднем течении бассейна р. Чуйское Олонгро, сменяясь последовательно в северо-западном и юго-восточном направлениях сначала двуслюдяными, а затем - мусковитовыми пегматитами. Пегматиты с зеленым мусковитом (1У ассоциация) встречаются преимущественно в краевых частях пегматитового поля, предшествуя исчезновению пегматитов, которые на флангах пегматитового поля сменяются кварцевыми жилами.

Выявленная кислотно-щелочная зональность пегматитового поля сопоставлена нами с метаморфической зональностью и литологическим составом вмещающих пород.

В известковых кварцсодержащих породах по индекс-минералам выделены следующие метаморфические зоны (Карпов, Другов, 1966), характеризующиеся: I (диопсид-скаполитовая) - отсутствием биотита и присутствием вместо него роговой обманки; II (диопсид-цокизитовая) - появлением биотита (мусковит отсутствует); III (мусковитая) - появлением мусковита; IV (мусковит-хлоритовая) - появлением хлорита и редкой встречаемостью сфена; V (хлорит-серицитовая) - появлением наряду с хлоритом серицита. Первые четыре зоны по минеральным ассоциациям соответствуют амфиболитовой фации регионального метаморфизма; V - характеризуется как минеральными ассоциациями амфиболитовой, так и зеленосланцевой фаций. В I и II метаморфических зонах распространены преимущественно биотитовые (без мусковита) пегматиты; в III зоне двуслюдяные пегматиты и в IV наряду с мусковитами (без биотита) пегматитами встречаются и пегматиты с зеленым мусковитом. В V метаморфической зоне встречаются только кварцевые жилы.

В результате проведенных исследований было установлено, что чаще всего промышленные мусковитоносные жилы тяготеют к различным стратиграфическим интервалам толщи, представленным частым переслаиванием глиноземистых и (в подчиненном количестве) карбонатсодержащих парапород. В частности, в пределах изученной части разреза слюдоносной полосы было рассмотрено положение разведанных промышленных слюдоносных жил.

Из всех жил 40% располагались в пограничной области, лежащей между карбонатными и алевро-глинистыми литофациями, 20% - в карбонатных, 12% - в глиноземистых и 15% - в переходных областях между двумя последними литофациями. Остальные 13% жил приурочены к участкам с преобладающими мелководными (сущест-

венно кварцсодержащие парапороды) литофациями осадков. Если все литофации расположить в порядке, соответствующем полному ритму седиментации (Леонтьев, 1965), то окажется, что для концентрации промышленных мусковитоносных жил наиболее оптимальны средние элементы ритма (ритмов).

Таким образом, физико-химические условия среды формирования мамских пегматитов и их слюдоносность определяются прежде всего литологическим составом и метаморфической зональностью вмещающих пород.

М.И.Черновский

(Криворожский горнорудный институт)

Ю.Л.Грицай, А.С.Журавлев

(Ново-Криворожский горнообогатительный комбинат)

### СТРУКТУРНЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НОВО-КРИВОРОЖСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ РОГОВИКОВ

Ново-Криворожское месторождение расположено в Южном районе Криворожского железорудного бассейна и приурочено к выходу ядра Восточно-Ингулецкой синклинали, являющейся складкой второго порядка в общей структуре Криворожского синклинория. На данном месторождении продуктивной толщей являются железистые роговики, слагающие первый, второй и четвертый горизонты средней свиты Криворожской метаморфической серии. Роговики четвертого железистого горизонта в настоящее время разрабатываются как бедные руды, требующие обогащения. Роговики этого горизонта образуют два достаточно четких ритма. Нижний ритм сложен в основании бедными магнетито-силикатно-карбонатными роговиками, сменяющимися кверху карбонатно-магнетитовыми. Выше следуют пачки магнетитовых и карбонатно-магнетитовых роговиков. Завершается ритм пачкой бед-

ных магнетито-силикатно-карбонатных роговиков, которая своей верхней частью уже начинает верхний ритм. Этот ритм сложен главным образом карбонатно-магнетитовыми роговиками, сменяющимися пачкой бедных магнетито-силикатно-карбонатных роговиков. В разрезе каждого ритма выделяются ритмы более высоких порядков.

Сопоставление разрезов четвертого железистого горизонта только Ново-Криворожского и Скелеватского месторождений показывает, что ритмы не сохраняются по всему Южному району. В пределах Скелеватского месторождения отсутствует срединная пачка бедных магнетито-силикатно-карбонатных роговиков, а нижняя часть разреза (1 ритм) усложнена появлением пачек гематито-магнетитовых роговиков. Устанавливается также уменьшение мощности четвертого железистого горизонта от Скелеватского к Ново-Криворожскому месторождению. Эти данные свидетельствуют о различной изменчивости режима осадконакопления (в первую очередь колебательных движений) в разных частях бассейна во время отложения осадков четвертого железистого горизонта.

Породы Ново-Криворожского месторождения интенсивно смяты в складки, в результате чего первичная мощность четвертого железистого горизонта увеличилась в 2 - 2,5 раза, чем обусловлено здесь наличие месторождения.

Складчатость в пределах месторождения развита неравномерно и концентрируется в линейных зонах субмеридионального простирания, разделенных участками с относительно спокойным залеганием пород. Зоны приурочены к ядрам синклиналиных складок третьего-четвертого порядков.

На месторождении развиты продольные разрывные нарушения и, в меньшей мере, поперечные. Существенных изменений в структуре месторождения разрывы не создают. К зонам продольных разрывов приурочено развитие линейной зоны окисления.

Для Ново-Криворожского и Скелеватского месторождений характерно развитие низких ступеней метаморфизма (фашия зеленых сланцев и амфиболовая). Степень

метаморфизма увеличивается с запада на восток. В пределах Ново-Криворожского месторождения в зонах развития мелких складок и послонных подвижек отмечаются участки с повышенным метаморфизмом. При этом наблюдается более интенсивный метаморфизм бедных магнетито-силикатно-карбонатных и карбонатно-магнетитовых роговиков по сравнению с магнетитовыми роговиками.

Детальное изучение минерального состава, текстурно-структурных особенностей железистых роговиков и структуры их месторождений раскрывает особенности и последовательность процессов, приведших к образованию промышленных месторождений бедных железных руд.

Н.С.Скиба

(Институт геологии АН КиргССР)

### О ВОЗМОЖНОМ ВАДОЗНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ОБРАЗОВАНИИ НЕКОТОРЫХ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

Образование многих ртутных месторождений Тянь-Шаня, Кавказа и других территорий очень трудно, а порой и невозможно объяснить с магматогенных или осадочных позиций. В связи с этим автор высказывают иные соображения о формировании некоторых месторождений ртути (Хайдаркан, Чаувай, Джижикрут, Канчоч и т.д.), суть которых заключается в следующем.

На предпоследней или последней стадии формирования складчатости в земной коре в осадочных породах появляются геодинамические напряжения. В тех местах, где они наиболее интенсивно привели к образованию антиклинальных и брахискладчатых структур, возникает замкнутая система осадочных пород, в которой все жидкие и газообразные продукты динамотермального метаморфизма отжимаются (отгоняются, выпариваются) в апикаль-

ные (сводные) части складок. При наличии благоприятных термодинамических условий эти продукты могут впитать, а затем отлагать (в пустотах, трещинах и т.д.) различные рудные минералы ртути, сурьмы и других элементов, находящихся ранее в рассеянном состоянии.

# МЕСТО МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В РАЗВИТИИ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

---

Т.В.Билибина, В.К.Титов  
(Всесоюзный н.-и. геологический институт)

## МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛДАНСКОГО ШИТА, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

1. Метаморфогенные месторождения Алданского шита принадлежат к архейской и протерозойской металлогеническим эпохам. Их формирование закономерно связано с процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и метаморфизма, локально проявленного в зонах разрывных нарушений.

2. Процессы регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций способствуют концентрации железа в магнетитовых кварцитах (архей и ранний протерозой), кварц-гиперстен-магнетитовых руд (архей), а также глинозема и графита в высокоглиноземистых породах (архей, протерозой).

3. В результате длительного развития процессов ультраметаморфизма в архее формируются крупные метаморфогенные месторождения железа (скарноидно-магнетитовая формация) и флогопита сложного генезиса, возникающие под влиянием различных рудообразующих факторов. Кроме того, процессы ультраметаморфизма и гранитизации, развивающиеся в определенных структурных зонах, приводят к мобилизации рассеянных количеств редких металлов, тория, свинца, молибдена и других элементов.

4. Источником железа, глинозема и некоторых других металлов являются, с одной стороны, первично-осадочные концентрации, связанные с накоплением древних осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, и, с другой, - концентрации, мобилизованные метаморфогенными растворами.

5. В среднем протерозое имеет место накопление крупных концентраций меди, железа и глинозема в прибрежно и мелководно-морских осадочных отложениях и регенерация и переконцентрация их под влиянием процессов метаморфизма фации зеленых сланцев.

6. Регрессивных метаморфизм фации зеленых сланцев в зонах разрывных нарушений типа зон смятия приводит к мобилизации ряда металлов (золота и свинца) в диафоритах.

7. Размещение месторождений подчиняется элементам литологического, структурного и метаморфического контроля, сочетающихся в различных геологических обстановках.

Б.Я.Хорева

(Всесоюзный н.-и. геологический институт)

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ТИПА И  
ИХ МЕСТО В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ  
ЗОН

1. Процессы регионального метаморфизма, с которыми может быть связано накопление новых и перераспределение ранее существовавших полезных ископаемых, разделены автором на две категории (Б.Я.Хорева, - "Геотектоника", 1966, 6):

- а) синскладчатый региональный динамо-геотермический метаморфизм заключительных этапов геосинклинальной стадии; происходит одноактная равно-

мерная региональная перекристаллизация геосинклинальных отложений в зависимости от глубины погружения осадков в соответствии со средним или "нормальным" геотермическим градиентом, постоянным для геосинклинальной системы определенного возраста;

- б) постскладчатый прогрессивный региональный плутонический метаморфизм, приуроченный к средним этапам развития подвижных зон (период общей инверсии); проявляется в участках геотермических аномалий в связи с подъемом фронта гранитизации приводит к образованию зональных метаморфических комплексов; по времени предшествует образованию гранитных плутонических (интрузивно-магматических) формаций.

2. С синскладчатым региональным динамо-геотермическим метаморфизмом характеризующимся изотермической перекристаллизацией геосинклинальных отложений в закрытой системе, не происходит новообразования рудного вещества. С этим типом регионального метаморфизма связано образование метаморфических и метаморфизованных месторождений, возникших в результате перераспределения в процессе метаморфизма ранее накопленного рудного вещества.

3. С региональным прогрессивным плутоническим метаморфизмом, тесно связанным с подъемом фронта растворов метаморфогенного и глубинного происхождения, происходит мобилизация и миграция рудного вещества из различных зон коры и мантии и отложение его в виде метаморфогенных месторождений в верхних структурных этажах земной коры.

4. Региональный прогрессивный плутонический метаморфизм протекает в следующие три последовательно проявляющиеся во времени и пространстве стадии:

- а) прогрессивно-метаморфическую;
- б) мигматито-метасоматическую;
- в) гидротермальную.

На каждой из этих стадий возникает своя горизонтальная и вертикальная зональности минералообразования,

накладывающиеся друг на друга и образующие единую термальную структуру. Последняя отражает развитие во времени и пространстве единого процесса, именуемого нами региональным плутоническим метаморфизмом.

5. К метаморфогенно-гидротермальному типу относятся месторождения, парагенетически связанные с процессами регионального плутонического метаморфизма и возникающие в заключительную (гидротермальную) стадию этого процесса.

Источником рудного вещества могут быть различные горизонты коры и мантии, а растворы мобилизованы в процессе прогрессивного метаморфизма и гранитизации геосинклинальных толщ вследствие их дегидратации при участии растворов подкоркового происхождения.

6. Наиболее типичным примером месторождений метаморфогенно-гидротермального типа являются золото-рудные кварцево-жильные малосульфидные месторождения, приуроченные к периферическим зонам областей проявления метаморфической зональности и локализующиеся в породах, метаморфизованных на уровне мусковит-хлоритовой, реже - биотит-хлоритовой субфаций фации зеленых сланцев.

Предполагается, что основная масса золота мобилизована из пород кристаллического фундамента в процессе их повторной гранитизации и перенесена метаморфогенными растворами в верхние зоны земной коры.

7. Сопряженность в пространстве метаморфической, метасоматической и рудной горизонтальной и вертикальной зональности в пределах рудного поля позволяет высказать предположение о связи кварцево-жильных малосульфидных золоторудных месторождений с заключительными стадиями регионального плутонического метаморфизма.

8. Примерами кварцево-жильных малосульфидных золоторудных месторождений метаморфогенно-гидротермального типа, по мнению автора, являются следующие: месторождение Мурун-тау (Центральные Кызыл-кумы), Советское месторождение (Енисейский кряж), Прииртыш-

ский золоторудный пояс юго-западного Алтая, золоторудные месторождения Бадайбинского района (Северное Прибайкалье) и золоторудная минерализация в хребте Тукурингра на Дальнем Востоке.

Ю.М.Соколов

(Институт геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР)

## ГЕНЕЗИС МЕТАМОРФОГЕННЫХ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

1. Формация метаморфогенных слюдоносных пегматитов является наиболее характерным представителем группы ортометаморфогенных месторождений полезных ископаемых палингенно-метасоматического генезиса (по классификации Д.А.Великославинского, Ю.М.Соколова и В.А.Глебовицкого, 1968). Образование и формирование этих месторождений определяется термодинамическими условиями регионального метаморфизма кианит-силлиманитового типа. Распространение месторождений метаморфогенных слюдоносных пегматитов контролируются комплексами пород докембрийских подвижных поясов, метаморфизованных в условиях кианито-альмандиновой субфации амфиболитовой фации.

2. Относительно времени и последовательности проявления регионального метаморфизма выделяются два металлогенических типа провинций метаморфогенных слюдоносных пегматитов:

- а) слюдоносные провинции монометаморфических геосинклинальных зон с отчетливо выраженной симметричной зональностью, возникшей при прогрессивном этапе метаморфизма (байкало-патомская слюдоносная провинция).
- б) слюдоносные провинции полиметаморфических геосинклинальных зон образуются в древних глыбах

этих зон при их повторном метаморфизме в условиях высокотемпературного диафтореза амфиболитовой фации метаморфизма (восточно-саянская слюдоносная провинция).

3. Относительно геотектонического развития подвижных поясов формация слюдоносных пегматитов подразделяется на две генетические группы:

- а) пегматиты доинверсионной стадии развития подвижного пояса, соответствующие течению прогрессивного этапа метаморфизма, возникают при интенсивном натровом метасоматозе с образованием мигматит-пегматитов существенно плагиоклазового состава в результате синкинематического метасоматического замещения метаморфических пород;
- б) пегматиты инверсионной стадии развития подвижного пояса, соответствующие по-видимому, окончанию прогрессивного этапа метаморфизма, образуются при метасоматическом преобразовании палингенных гранитов в результате калиевого метасоматоза.

Мусковитизация пегматитов первой и второй группы определяется регрессивным этапом метаморфизма.

4. Для каждой из выделенных групп пегматитов, которые характеризуются различным химическим составом и определенным набором аксессуарных минералов, выделяются стадии формирования пород пегматитовых жил (метабластез, диабластез, метатексис, кристаллизация, собирательная перекристаллизация, метасоматоз).

5. Предложенная классификация метаморфогенных слюдоносных пегматитов и подразделение их на генетические группы позволяют с новых позиций подойти к металлогеническому анализу полей развития пегматитов глубоко-метаморфизованных докембрийских комплексов при составлении металлогенических карт.

Г.И.Князев, В.А.Решитько, М.А.Еременко,  
П.Я.Сочнев, Л.И.Федоровская  
(Институт минеральных ресурсов,  
Днепропетровск)

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА И РУДОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

В региональном структурном плане Среднее Приднепровье представляет собой опущенный блок шита, ограниченный Криворожско-Кременчугской (на западе) и Орехово-Павлоградской (на востоке) меридиональными зонами глубинных разломов. В позднем архее - раннем протерозое здесь образовался геосинклинальных прогиб с рядом консолидированных массивов и обрамляющих их мобильных поясов. В геосинклинальном прогибе были накоплены мощные толщи докембрийских образований, в дальнейшем подвергшихся сильному метаморфизму и гранитизации и сохранившихся от эрозии в наиболее глубоких прогибах, преимущественно в западной половине блока. В мобильных поясах Среднего Приднепровья установлено послойное чередование пород различных ступеней метаморфизма, независимо от их стратиграфического положения.

Метаморфизм докембрийских образований Среднего Приднепровья можно разбить на два основных этапа. В процессе первого этапа образовались породы амфиболитовой и в небольшом количестве гнейсовой ступеней метаморфизма. В процессе второго, более низкотемпературного (регрессивного) этапа развились породы зеленосланцевой и гидротермальной ступеней метаморфизма. Здесь можно выделить следующие основные последовательные стадии гидротермального изменения пород: карбонатизация, окварцевание, железистый метасоматоз, кварцевая, карбонатная и сульфидная минерализация. Локальное развитие получил также щелочной метасоматоз.

значение мобильных поясов. Металлогенические построения, базирующиеся на выделении консолидированных массивов и окаймляющих их замкнутых рудных поясов, значительно облегчают прогноз распределения оруденения, позволяя выделить наиболее перспективные участки, составляющие небольшую часть всей площади рудных провинций.

В.Г.Загородный, О.А.Беляев, В.П.Петров  
(Геологический институт Кольского  
филиала АН СССР)

### О МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В СВЯЗИ С ВОПРОСАМИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Наиболее существенной особенностью докембрийских геологических образований, представляющих на современном эрозионном уровне глубинные зоны земной коры, является интенсивное и неоднократное проявление регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Изучение фациальных и пространственных закономерностей метаморфизма, как это убедительно показано в работах Н.Г.Судовикова, Я.Н.Белевцева, Н.П.Семененко и других исследователей, представляется наряду со структурно-стратиграфическими, петрологическими и геохимическими исследованиями одной из важнейших сторон металлогенического анализа областей развития докембрия. При этом устанавливается, как правило, прямая связь процессов регионального метаморфизма и рудообразования. В одних случаях региональный метаморфизм участвует как процесс, преобразующий ранее существовавшие рудные концентрации, в других, — как это доказывается большим количеством геологических данных последних лет, он является процессом рудогенерирующим. В тех и других случаях основной и наиболее легко поддающейся не-

На окраинах и часто внутри консолидированных массивов вблизи разломов и зон дробления пород, где наиболее интенсивно проявлены метасоматические процессы, выявлены металлометрические аномалии и рудопроявления  $Be$ ,  $Ba$ ,  $Pb$ ,  $Mo$  и редких металлов. В гранитах и мигматитах развиты процессы микроклинизации, альбитизации, биотитизации, окварцевания и другие, особенно широко проявленные по трещинам, вблизи разломов и зон дробления пород с образованием метасоматитов сложного состава, нередко сопровождающихся рудной минерализацией (ильменит, пирит, магнетит, гематит, сферосидерит и др.).

В мобильных поясах, окружающих консолидированные массивы (Саксаганский, Криничанский, Запорожский и др.), сосредоточены многочисленные месторождения и рудопроявления полезных ископаемых. Например, в западном близмеридиональном сегменте мобильного пояса, обрамляющего Саксаганский консолидированный массив, сконцентрированы месторождения Криворожского железорудного бассейна, отмечены повышенные концентрации циркония, редких земель в аксессуориях, сульфидные рудопроявления  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $As$  и других металлов. В южном и юго-восточном сегментах пояса (Южно-Ингулецкий и Чертомлыкский районы) выявлены железорудные месторождения и рудопроявления криворожского типа, месторождения  $Ni$ ,  $Co$ , бокситов,  $Mn$ , пегматитов. К северному и северо-восточному сегментам этого пояса приурочены месторождения и рудопроявления кобальт-никелевой коры выветривания, а также медно-колчеданное, мышьяковое, золото-колчеданное оруденения. На восточной окраине Саксаганского консолидированного массива установлены рудопроявления молибдена, во многих пунктах оконтурены ореолы рассеяния редкоземельных элементов в аксессуориях,  $Sr$ ,  $Be$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Cu$ ,  $Ba$ .

Таким образом, консолидированные массивы и обрамляющие их мобильные пояса являются основными тектоническими структурами, контролирующими распределение, метаморфизм и рудоносность докембрийских пород Среднего Приднепровья. В пространственном размещении месторождений полезных ископаемых со всей очевидностью обнаруживается первостепенное рудоконтролирующее

посредственному исследованию результат проявления регионального метаморфизма - разнофациальная метаморфическая зональность представляет собой фактор, контролирующей минеральный состав рудовмещающих пород и руд, их концентрацию и размещение.

Состояние геологической изученности докембрия северо-восточной части Балтийского щита в настоящее время таково, что представляется возможным рассмотреть основные фациальные и пространственные закономерности регионального метаморфизма. При этом устанавливаются существенные различия в метаморфизме разновозрастных комплексов. Наиболее древние, архейские образования с характерным для них абсолютным возрастом 3500 - 2900 млн. лет слагают нижний структурный ярус - древний фундамент. Здесь исключительно широко и многократно проявлены процессы ультраметаморфизма, выразившиеся в образовании обширных зон мигматизации, мигматит и анатектит плутонов, сформированных на месте или перемещенных лишь частично. Эти особенности нижнего структурного яруса позволяют рассматривать его как глубинную зону - область рождения гранитов. Древние супракрустальные образования этого яруса, подвергшиеся гранитизации, представлены биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и гранито-гнейсами, реже в виде реликтов среди них наблюдаются пироксен-амфиболовые кристалл-сланцы или развитые по ним пироксен-амфиболовые диорито-гнейсы. В целом для рассматриваемого структурного яруса характерна амфиболитовая фация метаморфизма. Вместе с тем некоторые особенности ее минеральных ассоциаций, в частности их неравновесность, присутствие реликтов пород гранулитовой фаций и другие, свидетельствуют о том, что она содержит элементы регрессивного этапа, вероятно, связанного с развитием явлений ультраметаморфизма.

Нижнепротерозойские образования, абсолютный возраст которых составляет 2800 - 2200 млн. лет, слагают второй структурный ярус. Ультраметаморфические процессы здесь проявлены в меньшей мере. Представ-

лены они зонами мигматизации и мощного щелочного метасоматоза, приводящего к образованию порфиробластических гранитов. Широко распространены внедрившиеся магматические плутоны гранитоидов. Супракрустальные образования второго структурного яруса представлены биотитовыми гнейсами, основными и кислыми гранулитами, амфиболитами, кианитовыми, двуслюдяными и другими гнейсами и сланцами. Во многих из них наблюдаются первично вулканогенных и осадочных пород. В целом для рассматриваемого яруса характерны гранулитовая и амфиболитовая фации метаморфизма. Амфиболитовая фация частично является наложенной, по-видимому, в связи с проявлениями ультраметаморфизма или последующими эпохами метаморфизма. В отдельных зонах наблюдаются диафториты эпидот-амфиболитовой и в меньшей мере зеленокаменной фации, определенно связанные с более молодой эпохой метаморфизма.

Среднепротерозойский - третий структурный ярус с абсолютным возрастом 2200 - 1600 млн. лет представлен главным образом Печенгской и Имандра-Варзугской осадочно-вулканогенными сериями. Явления ультраметаморфизма здесь, кроме незначительных зон щелочного метасоматоза, отсутствуют. Магматические гранитоиды развиты в основном за пределами структур, сложенных породами этого яруса. Вместе с тем метаморфическая зональность в рассматриваемом структурном ярусе проявлена наиболее полно и закономерно от зеленокаменной до амфиболитовой фации. Присутствуют узкие зоны диафторитов регрессивного этапа.

Верхнепротерозойский - четвертый и он же верхний структурный ярус нами не рассматривается, так как он сложен платформенными, практически не метаморфизованными образованиями.

Общая картина распространения разновозрастных метаморфических фаций на современном эрозионном уровне северо-восточной части Балтийского щита достаточно сложна. При этом отчетливо вырисовывается лишь среднепротерозойская зональность, отчасти нарушенная молодыми разрывными дислокациями. В более древних образованиях границы фаций чаще всего совпадают с

границами тектонических блоков, пространственное положение которых в свою очередь подчеркивает общий план структур среднепротерозойской подвижной зоны и связанной с ней метаморфической зональности. Распознавание истинных границ метаморфических фаций нижнего протерозоя и архея затруднено также из-за того, что они, как правило, затушеваны наложенными процессами. И все же, несмотря на это, некоторые основные закономерности размещения древних фаций устанавливаются достаточно достоверно. К важнейшей из них относится безусловная автономность метаморфической зональности, взаимосвязанная со структурным планом каждого из рассмотренных ярусов. В связи с этим следует признать, что общая наблюдаемая метаморфическая зональность контролируется прежде всего среднепротерозойской и отчасти более молодой блокировкой коры, в результате которой разновозрастные образования, ранее полностью независимые друг от друга, выведены на один гипсометрический уровень, испытали перестройку и в значительной мере подчинены единому структурному плану.

С рассмотренной метаморфической зональностью тесно связаны основные особенности состава и размещения метаморфогенных рудных месторождений на территории северо-восточной части Балтийского щита.

# КРИТЕРИИ ОТЛИЧИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

А. П. Никольский

(Всесоюзный н.-и. геологический институт)

## ФАКТОРЫ ОТЛИЧИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОТ МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ

1. В современной геологической литературе проявляются тенденции связывать образование гидротермальных месторождений с региональным метаморфизмом. Рассматривая весьма абстрактно региональный метаморфизм и процессы рудообразования, некоторые авторы стирают границы раздела между магматогенно-гидротермальными и метаморфогенными месторождениями. Нередко отрицается необходимость изучения магматизма для познания закономерностей формирования магматогенных гидротермальных и метаморфогенных месторождений.

2. Магматогенно-гидротермальные месторождения являются продуктом сложной эволюции магматических циклов, в частности многофазного и многостадийного развития кислой магмы. Знание закономерности развития магматических процессов имеет важное значение и для формирования метаморфогенных месторождений.

Представления о возникновении гранитоидных пород и магм обычно создаются при изучении складчатых зон архея. Взаимоотношения гидротермальных месторождений с магматическими породами наиболее хорошо выявляются в складчато-геосинклинальных зонах палеозоя и мезозоя, претерпевших интенсивную эрозию. Понима-

ние генезиса метаморфогенных и гидротермальных месторождений в значительной степени зависит от представлений генезиса гранитоидов. Затронутые вопросы в настоящее время не решены и обычно рассматриваются на уровне рабочих гипотез.

3. Изучение ультраметаморфизма в складчатых зонах архея позволяет считать, что гранитоидные породы и гранитоидные магмы порождаются в процессе многофазной и многостадийной гранитизации. В этих процессах первостепенная роль принадлежит гранитизационной дифференциации, которая определяет возникновение и магматогенных гидротермальных месторождений.

4. Решающая роль в металлогенической специализации гранитных магм принадлежит химическому составу толщ, за счет которых возникали гранитоиды и гранитоидные магмы. В связи с этим рекомендуется проводить геохимическое изучение кларков вулканогенно-осадочных формаций и структурно-формационных зон по предложенной автором методике. Знание валовых геохимических составов вулканогенно-осадочных формаций позволит более четко решать вопросы магматогенного и метаморфогенного генезиса отдельных элементов, содержащихся в рудных залежах.

5. Возникновение магматогенно-гидротермальных месторождений, связанных с кислыми магмами, определяется металлогенической специализацией последних под влиянием гранитизационной дифференциации.

Метаморфогенные месторождения возникают под влиянием метаморфических процессов, преобразующих вулканогенно-осадочные или магматические породы, заметно обогащенные рудным веществом еще до процессов метаморфизма. Образование метаморфических месторождений зависит от перераспределения полезных компонентов в толщах; метаморфизованные месторождения возникают при изохимическом метаморфизме.

В.А.Буряк  
(Институт земной коры СО АН СССР)

## ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФОГЕННОГО И ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ (Байкальская горная область)

Среди геологов, изучающих эндогенное оруденение, в том числе и золотое, широко распространено мнение, что процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма не могут обусловить формирование месторождений. Однако с физико-химической точки зрения невозможность рудообразования в связи с процессами регионального метаморфизма и особенно ультраметаморфизма не доказана. Например, Д.С.Коржинский (1967) на основе данных А.Е.Энгель, С.Г.Энгель, Д.А.Великославинского и других о наличии изменения химического состава пород в процессе регионального метаморфизма пришел к выводу о возможности инверсии кислотности трансмагматических растворов при прогрессивном метаморфизме, аналогичной инверсии кислотности при послемагматических процессах. Этим самым, как видно, не опровергается, а, наоборот, хорошо подтверждается гипотеза метаморфогенно-гидротермального рудообразования. Естественно, что в гипотезе метаморфогенного рудообразования еще очень много неясного, противоречивого, но это прежде всего объясняется изученностью рудообразующей роли процессов метаморфизма вообще и миграции рудных элементов в условиях метаморфизма (ультраметаморфизма) в особенности. Следует также учитывать, что в процессах регионального метаморфизма прогрессивный этап нельзя строго разрывать и рассматривать изолированно от регрессивного (гидротермального) этапа: это составные части единого длительно развивающегося процесса, но проявленные различно в разных фациях метаморфизма.

Имеющиеся данные по особенностям золотого оруденения Байкальской горной области, как нам представляется, хорошо подтверждают целесообразность и необхо-

димось выделения среди эндогенного оруденения особой группы, условно названной нами метаморфогенно-гидротермальной, генетически тесно связанной с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. По своим генетическим особенностям, закономерностям размещения и перспективной оценке этот тип оруденения существенно отличается от так называемого обычного постмагматического золотого оруденения. Характерными представителями этого типа являются слабо золотоносные кварцевые жилы древней убогосульфидной формации и зоны рассеянной золото-сульфидной вкрапленности, развитые во вмещающих слабо метаморфизованных песчано-сланцевых толщах Ленского золотоносного района и послужившие коренными источниками богатейших золотоносных россыпей.

Основной отличительной особенностью этого оруденения является синхронность его развития с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, обусловившими развитие Мамско-Оронского комплекса гранитов и гранит-пегматитов. Как нами неоднократно подчеркивалось (Буряк, 1963-1966), минеральный состав и интенсивность оруденения находятся в тесной зависимости от метаморфической зональности прогрессивного этапа метаморфизма. Золотоносные кварцевые жилы и зоны золото-сульфидной вкрапленности развиты только в породах низкой степени метаморфизма - в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма. В более интенсивно метаморфизованных породах золоторудная минерализация метаморфогенно-гидротермального типа практически отсутствует. Этот факт и наличие постепенных переходов от золотоносных жил через "пустые" кварцевые жилы, развитые в зоне эпидот-амфиболитовой фации, к слюдоносным пегматитам, расположенным только в зоне амфиболитовой фации (Буряк, 1967), позволяет судить о генетической связи рассматриваемого золотого оруденения с процессами образования слюдоносных пегматитов и вообще с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, обусловившими развитие слюдоносных пегматитов и всего Мамско-Оронского магматического комплекса.

При обычном "постмагматическом" оруденении, не связанном с процессами регионального метаморфизма, метаморфическая зональность в размещении минерализации не сохраняется, и одно и то же оруденение может быть развито при наличии благоприятных структурных факторов в различно-фациальных, в том числе и регионально интенсивно метаморфизованных образованиях. Однако в этом случае регрессивные (гидротермальные) окколорудные изменения пород по своим термодинамическим условиям развития (Р, Т и пр.) близки или соответствуют термодинамическим условиям развития соответствующего оруденения. Применительно к золоторудной минерализации это будут регрессивные изменения (диафторез), соответствующие по условиям проявления фации зеленых сланцев. Применительно к мусковитоносным пегматитам, развивающимся в породах гранулитовой фации метаморфизма, это будут диафторические (регрессивные) преобразования, соответствующие условиям развития амфиболовой фаций метаморфизма, и т.д.

В этом заключается основное отличие метаморфогенно-гидротермального и так называемого магматогенно-гидротермального оруденений: первое - практически изофациальное по отношению к условиям регионального метаморфического преобразования вмещающих пород, второе, наложенное, - явно не изофациальное. Золотое оруденение первого типа локализуется только в зоне зеленосланцевой фации прогрессивного регионального метаморфизма, оруденение второго типа - в породах различных ступеней регионального прогрессивного метаморфизма.

Е.А.Кулиш

(Дальневосточный филиал Всесоюзного  
н.-и. института минерального сырья)

МЕТАМОРФОГЕННЫЙ РУДОГЕНЕЗ  
ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ФОРМАЦИЙ АРХЕЯ  
АЛДАНСКОГО ШИТА

Высокоглиноземистые метаморфические формации представлены во всех свитах алданского архея, но особенно широко они развиты в верхнеалданской свите иенгрской серии. С этими формациями связаны многочисленные и разнообразные месторождения и проявления различных полезных ископаемых (глинозем, кремнистое химическое сырье, абразивы, железо, флогопит, мусковит, марганец, титан, графит, редкие элементы и т.д.).

По своим генетическим особенностям они подразделяются на следующие типы (по Я.Н.Белевцеву).

1. Осадочно-метаморфизованные месторождения, возникшие за счет метаморфизма первично-осадочного вещества, сформировавшегося в миогеосинклинальной обстановке. Роль вулканогенно-осадочного материала незначительна. Сюда относятся: силлиманитовые кварциты и сланцы, корундиты, дистениты, гранатиты, магнетитовые, гематитовые и марганцевые руды и кварциты, графитовые, турмалиновые, рутиловые, цирконовые, ортитовые, породы и др. По своей природе они подразделяются на: глиноземистые осадки перетолженных каолиновых кор выветривания; геосинклинальные осадочные бокситы,

глинистые осадки; хемогенные железистые, марганцовые, карбонатные осадки; органогенные образования, кластогенные кварцевые пески и россыпные (цирконовые, рутиловые, ортитовые и др.). Литологический анализ этих образований позволил выяснить закономерности их размещения в зависимости от условий формирования. По мере движения от береговой линии вглубь бассейна кластогенный и россыпной материалы вытесняются глинистым и коллоидно-дисперсным веществом, а роль карбонатных и других хемогенных составляющих возрастает. Эти породы испытали прогрессивный региональный метаморфизм, достигший гранулитовой фации. Метаморфизм не привел к существенному изменению первичных пластовых и линзовидных форм залегания. Изменения химического состава значительны лишь в отношении летучих и мобильных компонентов (щелочей, воды, хлора, уголекислоты и т.п.). Преобразование рудного вещества сопровождалось перекристаллизацией и формированием минеральных парагенезисов, устойчивых (равновесных) в этих условиях метаморфизма.

II. Метаморфические месторождения представляют результат воздействия метаморфических процессов на первичный материал, вследствие чего возникают промышленные концентрации вещества. Минералообразование и перекристаллизация сопровождаются значительным перераспределением первичного материала внутри метаморфизируемой толщи (метаморфическая дифференциация). Этот тип месторождений развит незначительно с долей условности; сюда можно отнести некоторые силлиманитовые и гранатовые породы.

III. Ультраметаморфические месторождения широко развиты на Алданском щите; из них лишь некоторые имеют отношение к высокоглиноземистым формациям.

1. Некоторые дистеновые и силлиманитовые породы возникли в результате постгранитизационного кислотного выщелачивания глиноземистых пород. При этом концентрации глинозема заметно увеличены, так как этот процесс сопровождается выносом кремнезема, железа,

магния и щелочей. Кислотное выщелачивание приурочено к участкам широкого развития кварцитов и высокоглиноземистых пород.

2. Флогопитовые, магнетитовые и другие месторождения, являющиеся результатом метасоматической переработки основных магнезиальных и железистых парапород, преимущественно развиты в участках, где продуктивные магнезиальные породы переслаиваются с высокоглиноземистыми (А.Р.Энтин).

Распределение ультраметаморфических месторождений также зависит от структуры участка (изоклиальная складчатость и долгоживущие глубинные разломы), характера и степени проявления гранитизации и состава гранитизируемых суперкрупных парапород.

3. Некоторые редкометальные россыпные концентрации в высокоглиноземистых породах преобразуются с формированием мигматитовых участков с более высокими кондициями этих элементов, которые могут быть квалифицированы как гранитизированные редкометальные россыпи.

Таким образом, метаморфический рудогенез высокоглиноземистых формаций алданского архея представлен двумя типами: метаморфическим, зависящим от характера первично-осадочных промышленных концентраций, и ультраметаморфическим, который является продуктом сложного взаимодействия парапород определенного состава и проявления ультраметаморфизма в конкретной геоструктурной обстановке. Все месторождения и проявления полезных ископаемых, связанных с высокоглиноземистыми формациями, образовались в результате метаморфизма первично-осадочных образований или возникли в результате концентрации и преобразования первично-осадочного материала процессами ультраметаморфизма. Месторождений, генетически связанных с интрузивными породами архея, среди высокоглиноземистых формаций не отмечено.

В.А.Цуканов

(Институт геологических наук  
АН УССР)

## К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АРХЕЙСКИХ ПОРОДАХ ЗАПАДНОГО ПРИАЗОВЬЯ

1. В процессе детального изучения геологии Западного Приазовья обнаружены многочисленные проявления меди, приуроченные к мощным полям метасоматитов, которые развиваются вдоль согласных разрывов растяжения. Разрывные нарушения подобного типа установлены в пределах ядерных участков антиклинальных структур, преимущественно ориентированных в широтном направлении. Ядра антиклиналей изобилуют согласно залегающими различными по размерам массивами диоритов, тоналитов и гранодиоритов, образовавшихся в результате кристаллизации палингенной магмы. Эти образования в большинстве случаев и подвергаются разрушению в зонах разрывов. Степень разрушения слабая, преобладают брекчирование и катаклаз пород. Образование разрывов этой группы, представляющих собой по отношению к складчатым структурам согласные продольные трещины отрыва, вызванные растягивающими напряжениями, существовавшими в ядерных участках крупных складок, происходило в завершающие этапы складчатости, когда пластические деформации начинают сменяться разрывными.

2. Метасоматические изменения выражены процессами альбитизации, калишпатизации, хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации и пренитизации. Отличительной особенностью этих процессов является вынос магния, железа и кремния, а также привнос щелочей, кальция и алюминия. Мощность зон метасоматитов достигает 1 км, по простиранию они иногда прослеживаются на расстояние свыше 15 км. В ряде случаев намечается зональность измененных пород, которая в первую очередь выражается в чередовании полос метасоматитов с преобладанием какого-либо из характерных процессов изменения. Поло-

сы альбитизированных пород в большинстве случаев приурочены к центральным участкам зон, ближе к их периферии преобладают калишпатизированные и эпидотизированные породы. Метасоматиты посредством ряда переходных зон постепенно сменяются неизменными диоритами и гнейсами.

3. Медное оруденение представлено неравномерной вкрапленностью сульфидов меди (халькопирит, боронит). Характерно широкое развитие обогащенного медью пирита. Прожилки сульфидов редки. Сульфиды ассоциируют с хлоритом, эпидотом, актинозитом, тремолитом и полевыми шпатами. Кварц в составе рудных тел, как правило, отсутствует. В выветрелых участках рудных тел отмечаются малахит и азурит, развивающиеся в виде налетов по трещинкам (азурит) или лучистых скоплений в пустотах, которыми изобилуют измененные породы. Содержание меди в участках метасоматитов, обогащенных сульфидами, иногда достигает нескольких процентов.

4. Детально изучена геохимия метасоматитов. Статистическая обработка многочисленных химических и спектральных анализов измененных и неизмененных пород ряда зон показывает резкое обеднение первых никелем, кобальтом, хромом, марганцем, ванадием, барием и медью. Например, местный кларк меди в диоритах -  $4,5 \cdot 10^{-3}\%$ , в метасоматитах -  $2 \cdot 10^{-3}\%$ . Измененные породы теряют около 25 г меди на тонну. Учитывая значительное площадное развитие метасоматитов, можно примерно подсчитать то огромное количество меди и других металлов, которое вынесено в процессе изменения приразломных пород. Следует лишь отметить, что  $1 \text{ км}^3$  метасоматита мог бы поставить такое количество меди, которое вполне достаточно для создания среднего по запасам месторождения (свыше 75000 т).

5. Низкотемпературный (регрессивный) метаморфизм завершающих этапов докембрийского тектоно-магматического цикла обусловил перераспределение макро- и микроэлементов в сравнительно узких ослабленных зонах, приуроченных к разрывам растяжения. Среди метасоматитов отмечаются перемежающиеся полосы сильно обога-

шенных медью пород и участки, которые лишены ощутимых следов меди. Судя по обогащению медью и другими металлами периферийных участков крупных зон метасоматитов, вынос этих элементов происходил в сторону неизменных пород. К зонам перехода метасоматитов в неизменные породы приурочены максимальные концентрации меди. Этот вывод аргументирован достаточным количеством фактов, полученных в результате проведения геохимического профилирования и площадной металлометрической съемки. Последующие поисковые работы на медь и другие металлы, генетически связанные с процессами диафтореза метаморфических пород Западного Приазовья, следует ориентировать именно на эти участки.

Ю.Н.Яковлев, А.К.Яковлева  
(Геологический институт Кольского  
филиала АН СССР)

## МЕТАМОРФИЗМ ВКРАПЛЕННЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД В УСЛОВИЯХ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

1. В Аллареченском никеленосном районе, приуроченном к северо-западной части Терско-Нотозерского антиклинория и сложенном сильно метаморфизованными породами кольской серии, широким распространением пользуются небольшие тела ультраосновных пород, отдельные из которых несут сульфидное медно-никелевое оруденение. Ультраосновные массивы залегают примерно согласно с вмещающими породами и относятся к типу межпластовых безкорневых интрузий. Дифференциация в них выражена неотчетливо: лишь отдельные тела обладают закономерным расположением слагающих их метаперидотитов, метаоливинитов и метапироксенитов, а подавляющая часть сложена одной-двумя разновидностями пород.

2. Ультраосновные породы в большинстве случаев подвергались очень слабым аутометаморфическим изменениям, которые выразились в незначительном развитии серпантина. Но в процессе регионального метаморфизма происходит интенсивное преобразование пород, хорошо выделяются три стадии этого процесса. На ранней стадии первичные оливин и пироксен (гиперстен) почти нацело замещаются актинолитом, в меньшей мере - флогопитом, причем тела небольшой мощности актинолитизация охватывает целиком, а в крупных наиболее отчетливо проявляется в краевых частях, где к актинолиту присоединяется биотит. В дальнейшем вдоль секущих и согласных зон смятия и рассланцевания по актинолитизированным ультраосновным породам развиваются существенно куммингтонитовые и биотито-куммингтонитовые породы, а около секущих пегматитов - антофиллит-биотитовые и куммингтонито-антофиллит-биотитовые породы. В заключительную же стадию в локальных зонах дробления и рассланцевания образуются хлоритовые, тальково-хлоритовые и карбонатно-хлоритовые породы.

3. Сульфидное медно-никелевое оруденение в ультраосновных породах представлено двумя генетическими типами - сингенетическим и эпигенетическим. Сингенетическое оруденение наблюдается в ультраосновных телах, испытавших наименьшие метаморфические изменения (серпентинизация, актинолитизация) и не подвергшихся рассланцеванию. Эпигенетическое оруденение развито в сильно измененных ультраосновных породах. В тех и других главными сульфидными минералами являются пирротин, пентландит и халькопирит, однако по своим физическим свойствам и структурным особенностям они резко различны.

4. В сингенетических рудах сульфиды образуют сидеронитовую вкрапленность и мелкие эмульсионные включения. Главный сульфид железа представлен в них исключительно гексогональной модификацией пирротина, а в некоторых ультраосновных телах - троилитом. Пентландит этих руд очень часто содержит включения макиновита и обладает наибольшими параметрами ячейки; халькопирит

почти всегда содержит вроски кубанита и имеет наименьшую анизотропность. Чрезвычайно характерно обилие структур распада твердых растворов всех главных сульфидов: пирротина и пентландита, халькопирита и кубанита, пентландита и макиновита и др. В процессе автومتаморфизма сульфиды сингенетической вкрапленности подвергаются частичному замещению магнетитом, а при актинолитизации и флогопитизации они испытывают интенсивное преобразование: в них исчезают структуры распада твердых растворов, форма вкрапленников становится острозазубренной, появляются признаки замещения силикатов (актинолита).

5. В эпигенетических рудах сульфиды представлены метасоматической вкрапленностью с наиболее сложными формами выделений и отчетливыми признаками замещения силикатов в биотито-актинолитовых и биотито-кумингтонито-актинолитовых породах. В отдельных случаях наблюдаются переходные формы от сидеронитовой вкрапленности к метасоматической. Главный сульфид железа представлен здесь моноклинной модификацией пирротина, пентландит обладает меньшими параметрами ячейки, а халькопирит - интенсивным желтым цветом и отчетливой анизотропностью. Структуры распада твердых растворов в сульфидах почти не наблюдаются, за исключением пластинчатых вросков пентландита в пирротине. Замещение главных сульфидов магнетитом отсутствует.

6. В поздних зонах дробления и рассланцевания сингенетические и эпигенетические руды испытывают глубокие изменения. Здесь все главные сульфиды подвергаются пирритизации, а в дальнейшем пентландит замещается виоларитом, пирротин - мельниковитом и марказитом, а халькопирит - борнитом и халькозином. Из нерудных появляется много биотита, хлорита, талька, карбонатов. В отдельных случаях сульфиды замещаются даже гидроксидами железа и гематитом с примесью карбонатов и сульфатов, а иногда появляется самородная медь.

7. Таким образом, в истории формирования вкрапленных медно-никелевых руд происходит неоднократные из-

менения как самих ультраосновных пород, так и сульфидов. Наиболее важным для образования эпигенетических руд является процесс амфиболизации (развитие актинолита) и изменения сидеронитовой вкрапленности. При формировании богатых руд ("серых"), вероятно имел место привнос никеля.

П.М.Горяинов

(Геологический институт Кольского филиала АН СССР)

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ПРОБЛЕМА БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Метаморфические преобразования в железистых кварцитах обусловлены, с одной стороны, явлениями регионального метаморфизма и метаморфической дифференциации, с другой, - локально проявившимися метасоматическими явлениями. Региональный метаморфизм и метаморфическая дифференциация привели к образованию магнетитовых руд в скарновой ассоциации на контакте лептитов и железистых кварцитов, а также магнетитовых бластомилонитов, специфическая текстура и геологическое залегание которых свидетельствуют о перераспределении компонентов в условиях дифференциальных движений. Рудные метасоматиты обусловлены подвижностью водно-щелочных растворов, появление которых соответствует одному из этапов регрессивного метаморфизма и синхронно с пегматитообразованием.

Установлено, что мартитизация, частичный и полный вынос кремнезема, появление железослюдково-магнетитовых пород с щелочными амфиболами происходят в одном ряду метасоматических преобразований. Изучение всех этих явлений показало, что появление мартита и железной слюдки, начиная от слабо проявившейся мар-

титизации вплоть до образования чисто железослюдковых метасоматитов, происходит в прямой зависимости от исходного состава железистых кварцитов. На Кольском полуострове из большого количества месторождений и рудопроявлений железистых кварцитов только в двух (Оленегорском и Южно-Кахозерском) встречен первичный гематит. И только на этих двух месторождениях проявлена мартитизация и железослюдково-щелочно-амфиболовые метасоматиты. В разрезе Оленегорского месторождения мартитизирован лишь пласт гематито-магнетитовых кварцитов (с первичным гематитом); выше и ниже него мартит отсутствует. Аналогично и железослюдково-щелочноамфиболовые метасоматиты приурочены к слою гематито-магнетитовых кварцитов. В связи с этим вполне возможно, что кислород при региональном метаморфизме (как прогрессивном, так и регрессивном) должен был быть вполне инертным компонентом. В богатых кислородом слоях наиболее активным был и щелочной метасоматоз. О вполне инертной роли кислорода не только при метасоматозе, но и при гранитизации свидетельствуют рудные пегматиты. Рудные минералы в них (гематит или магнетит) появляются лишь в определенной литологической разновидности железистых кварцитов. Когда пегматиты секут гематито-магнетитовые кварциты, они содержат порфиробласты гематита, а когда они секут чисто магнетитовые кварциты, то в пегматитах появляется магнетит.

Изучение минералов коры выветривания показало, что последняя проявлена крайне слабо и не могла генерировать мартит. Преобразование силикатов и окислов железа завершилось в коре выветривания стадией лимонитизации.

Богатые рудные концентрации описанных выше типов на Кольском полуострове незначительны по масштабам и не играют такой роли, как на КМА и УКЩ. Это можно объяснить значительно более высоким региональным метаморфизмом кольских железистых кварцитов и тем, что они выпали из зоны влияния метаморфогенных водно-щелочных растворов. Наиболее благоприятными для

образования богатых метаморфогенных железистых руд следует считать условия зеленосланцевого метаморфизма, как это видно на примере КМА и Кривбасса. Богатые руды этих районов только лишь на значительно более позднем ("гипергенном") этапе подвергались влиянию коры выветривания.

А.Ф.Коптяев, С.С.Шербин  
(Свердловский горный институт)

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ РУД ИЗ ДРЕВНИХ КОНГЛОМЕРАТОВ

1. В кембрийских ( ? ) конгломератах и гравелитах, трансгрессивно налегающих на размытую поверхность гранитного интрузива и осадочно-метаморфических образований, прорываемых этим массивом, обнаружены значительные концентрации рудных минералов: ильменорутила, циркона, торита, ураноторита, ортита, гематита, ильменито-гематита, магнетита, эвксенита и др. В основной своей массе (90 - 95 %) минералы приурочены к цементу конгломератов и гравелитов и представлены мелкими (0,05 - 0,2 мм, реже 1 - 3 мм) окатанными и слабоокатанными зернами и обломками кристаллов. В качестве аксессуаров эти минералы в основном присутствуют в гранитах и меньше - в осадочно-метаморфических образованиях, за счет размыва которых образовались рудоносные конгломераты.

2. Осадочные образования в процессе регионального прогрессивного метаморфизма претерпели значительные изменения: песчано-гравийные и галечниковые отложения превращены в кварцито-песчаники, гравелиты и конгломераты, а глинистые (глубоководные) осадки - в различные по составу сланцы. Основными индекс-минералами метаморфических образований являются кварц, мусковит, микро-

клин, альбит, хлорит, эпидот, т.е. минеральные ассоциации отвечают средней ступени фации зеленых сланцев. В зонах интенсивной складчатости и разрывных нарушений происходило замещение хлорита биотитом, альбита олигоклазом, т.е. проявилась более высокая степень зеленосланцевого метаморфизма.

3. Вследствие метаморфической дифференциации в породах образовались профилобласты хлорита, эпидота, мусковита, биотита, микроклина, а также возникли различные по составу жилы альпийского типа, соответствующие составу вмещающих их пород: кварцевые, микроклин-кварцевые, слюдисто-альбит-кварцевые и др.

4. Аллотипенные рудные минералы, количество которых местами достигает 20 %, в процессе метаморфизма также подвергались значительным изменениям: растворению, перекристаллизации и замещению новообразованными минералами. Наиболее ярко проявились эти процессы в следующих минералах: ортите, который замещается редкоземельными эпидотом и ураноторитом; цирконе, обрастающим прерывистыми зональными каемками малакона; торите, замещаемом силикорабдофанитом, и др. Подобно породообразующим минералам вследствие процесса метаморфической дифференциации происходило образование метакристаллов и прожилков ортита, малакона, ураноторита, монацита, ксенотима, гематита, ильменита, магнетита и др.

5. На основании большого числа химических анализов проб из рудоносных конгломератов и гравелитов делается вывод об отсутствии четко выраженных метасоматических колонок, характеризующих процессы, вызвавшие появление минеральных образований.

Ф.В.Кузнецова  
(Институт земной коры СО АН СССР)

ГЕНЕЗИС ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ  
ГРАНАТ-ДИСТЕНОВЫХ ПОРОД  
НЕЧЕРО-ЖУИНСКОГО РАЙОНА  
(ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

Гранат-дистеновые породы залегают на мощной интенсивно гранитизированной толще биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов и как бы экранируют фронт гранитизации. Выше гранат-дистеновых пород залегают сложный комплекс парапород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, но без следов гранитизации. Все породы лежат между собой согласно и относятся к докембрийскому возрасту.

Установлено, что размещение залежей гранат-дистеновых пород контролируется складчатыми структурами - они приурочены лишь к висячим крыльям, а также перекинальным окончаниям антиклиналей. Мощность пластов гранат-дистеновых пород - около 20 м, суммарная протяженность пластов - около 150 км. Наблюдается отчетливо выраженная сланцеватость внутри пластов, обусловленная чередованием полос с меняющейся крупностью зерен. Сланцеватость подчеркивается также вытянутыми линзами кварца с реликтами дистена и граната.

Средний минералогический состав гранат-дистеновых пород: 30% кварца, 8 - 10% мусковита, 30 - 35% гранат-альмандина, 25 - 30% дистена, 1 - 2% титаномагнетита. Средние размеры зерен граната и дистена от 10 - 30 мм.

За пределами висячих крыльев антиклиналей гранат-дистеновые породы сменяются по простиранию среднезернистыми биотитовыми глаукогнейсами с гранатом. При сравнении средних химических составов этих пород устанавливается, что в гранат-дистеновых породах содержится в два раза больше глинозема и железа, причем в три раза больше окисного железа, значительно меньше содержится кремнезема, щелочей и окиси магнезия.

Породы	Компоненты, %									Среднее по двум анализам
	$SiO_2$	$Al_2O_3$	$+ Fe_2O_3$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O$	суши	
Биотитовые плагиогнейсы с гранатом	68,0	13,9	6,5	1,7	1,7	4,4	2,8	1,0	99,5	Среднее по двум анализам
Гранат-дистеновые	50,8	29,7	13,8	0,5	1,0	0,6	1,2	0,6	98,5	Среднее по четырем анализам

Происхождение гранат-дистеновых пород трудно объяснить простым изохимическим метаморфизмом первичноосадочных пород, богатых глиноземом и железом. Этому противоречат следующие факты: 1) закономерная приуроченность гранат-дистеновых пород к висячим крыльям антиклинальных структур; 2) наличие линзовидных кварцевых тел в гранат-дистеновых породах; 3) пространственная связь гранат-дистеновых пород с подстилающими окварцованными биотитовыми гнейсами; 4) гранат-дистеновые породы экранируют гранитизированные толщи. В то же время существуют другие не менее важные факты, характерные для пород первичноосадочного происхождения: 1) большая протяженность гранат-дистеновых пород по простиранию без изменения мощности и состава; 2) приуроченность их к стратиграфическому горизонту, согласно залегание с вмещающими породами; 3) гранат-дистеновые породы участвуют в складчатости.

Приведенные противоречивые факты можно увязать, если исходить из того, что образование гранат-дистеновых пород протекало в условиях большой глубины (докембрий) при движении широкого фронта растворов, которые гарантировали мощные толщи внизу и осаждали вынесенные компоненты в благоприятной тектонической и термодинамической обстановке на более высоком уровне разреза.

Таковыми благоприятными зонами послужили висячие крылья антиклиналей, где приток растворов был более интенсивен. На контакте двух свит, различных по химическому составу, происходило нарушение равновесия в растворах и осаждении глинозема и железа.

А.И.Байков, А.Ф.Марченко  
(Камчатское ТГУ)

## О РОЛИ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ОРУДЕНЕНИЯ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКИ

1. Альпийская геосинклиальная система на территории Камчатки развивалась на роздробленном фундаменте, сложенном метаморфическими породами, среди которых установлены плагиогранито-гнейсы, кристаллические и метаморфические сланцы палеозой-мезозойского возраста.

2. Образование метаморфических пород рассматривается как результат переработки осадочных и вулканогенных отложений вследствие явлений метаморфизма, происходившего в статических условиях сравнительно больших глубин, и гранитизации при участии щелочно-металльных, существенно натровых растворов. Процессы метаморфизма и гранитизации по времени проявления были приурочены к средним этапам развития доальпийской геосинклиальной системы. Ранние этапы ее развития наряду с накоплением мощных толщ песчано-глинистых осадков сопровождались излияниями лав и эксплозивными извержениями магматического материала преимущественно, основного состава.

3. В поле развития метаморфических пород наиболее крупные по масштабам и концентрациям рудных элементов проявления медно-никелевого и медно-молибденового оруденения приурочены к зонам наложенной трещиноватости на метаморфические породы и интрузивы постметамор-

фических гипербазитов, габброидов и гранитоидов, внедрившихся в этапы магматической активизации фундамента. Известна также редкая рассеянная вкрапленность пирита и халькопирита, ассоциирующая с линзовидными сегрегациями кварца в метаморфических сланцах (жилы "альпийского типа") без видимой связи с интрузивными образованиями. Наиболее широко рассеянная рудная минерализация представлена среди метаморфизованных вулканогенных отложений: в актинолитовых, актинолит-хлоритовых и актинолит-альбитовых сланцах.

4. В одном случае среди рассланцованных альбитофилов обнаружена линза вкрапленных сульфидных руд, центральная часть которой сложена кварц-пиритовой породой, по периферии развиты кварц-серицитозые разности с вкрапленностью пирита, халькопирита, очень редко - магнетита и сфалерита. Здесь же в поле развития хлоритовых и эпидот-хлоритовых сланцев, прорванных интрузивом плагиогранит-порфиоров, вкрапленность пирита и халькопирита, ассоциирующих с магнетитом и гематитом, концентрируется в кварцевых прожилках.

5. В разрезе альпийской складчатой области отчетливо выделяется нижний структурный ярус, сложенный интенсивно дислоцированными позднемеловыми осадочными и вулканогенными отложениями ранних этапов развития геосинклинальсй системы. Породы переработаны вследствие явлений метаморфизма, происходивших в условиях мощного проявления камчатских (позднеларамийских) складкообразовательных движений и сопутствующего им площадного прогрессивного метасоматизма при участии щелочно-метальных (кали-натровых) растворов. По своему минералогическому составу метаморфизованные породы близки к образованиям фации зеленых сланцев. Достаточно четко также представлены проявления локального прогрессивного метасоматизма при участии существенно калиевых растворов, приуроченные к полям развития вулканитов жерловых и околожерловых фаций глубоко эродированных позднемеловых вулканических аппаратов.

6. В позднемеловых отложениях известна рассеянная вкрапленность пирита и халькопирита. Степень концентрации рудных минералов обычно зависит от литологиче-

ского состава рудовмещающих пород и имеет повышенные значения среди эффузивно-пирокластических пород при ее относительном понижении в кремнисто-туфогенных и осадочных отложениях, где изредка встречаются жилы "альпийского типа".

В кремнисто-туфогенных отложениях также известны концентрации окислов марганца и железа по стенкам трещин в породах, иногда с образованием кварц-гематитовых пород с полосчатой текстурой. Встречаются марганцеворудные жилы, сложенные пиролюзитом, родонитом, гидроокислами железа, баритом и карбонатами. Спектральными анализами марганцевых руд устанавливаются повышенные содержания меди, цинка, молибдена и германия.

В эффузивно-пирокластических отложениях рассеянная вкрапленность пирита и халькопирита ассоциирует с явлениями альбитизации, калишпатизации и зеленокаменных изменений пород. Наиболее высокие концентрации рудных минералов приурочены к зонам повышенной трещиноватости и сопровождаются явлениями окварцевания и карбонатизации при возникновении парагенезисов пирита и халькопирита иногда с молибденитом, изредка - с шеелитом и киноварью.

7. Участки проявления локального метасоматизма сложены пироксен (авгит, эгирин-авгит) аноклазовыми метасоматитами, окаймляющимися прерывистой оторочкой пироксеновых (эгирин-авгитовых) метасоматитов с линзовидными жилами и вкрапленностью титано-магнетита. Среди пироксен-аноклазовых метасоматитов встречаются реликты измененных авгитовых порфиритов. Известны прожилки кали-натровых полевых шпатов с оторочками из агрегатов зерен пироксена с вкрапленниками титано-магнетита. Непосредственная связь во времени проявления процессов метасоматизма и динамического метаморфизма при формировании тела пироксен-аноклазовых метасоматитов находит свое частное выражение в формировании директивных структур, представленных субпараллельной ориентировкой уплощенных лейст аноклаза в метасоматитах, и в явлениях перекристаллизации выделений титано-магнетита в рудоносных жилах с

образованием двух генераций рудных минералов, различающихся размерами зерен. В центральных частях участков, в зонах наложенной трещиноватости развиты более поздние образования - биотит-микроклин-альбит-пироксеновые метасоматиты, вмещающие прожилково-вкрапленные и гнездовые выделения халькозина, борнита, халькопирита и пирита. В рудах устанавливаются повышенные концентрации золота, серебра, молибдена, свинца и цинка, в единичных пробах - тантала и ниобия. Меднорудной минерализации предшествовали явления биотитизации, калишпатизации и альбитизации.

8. Осадочные и вулканогенные отложения верхних структурных ярусов альпийской складчатой области сравнительно слабо дислоцированы и вмещают оруденение с широким спектром рудных элементов. Известны медные, свинцово-цинковые, золото-серебряные, сурьмяно-ртутные, мышьяковые и другие проявления, ассоциирующие с измененными породами формаций низкотемпературных пропилитов, вторичных кварцитов и сольфатарных аргиллитов. Распределение рудоносных измененных пород контролируется зонами повышенной трещиноватости и участками развития отложений жерловых и околожерловых фаций в различной степени эродированных вулканических аппаратов.

9. Признаки метаморфогенного рудообразования на территории Камчатки устанавливаются среди метаморфизованных осадочных и вулканогенных отложений ранних этапов развития альпийской и доальпийской геосинклинальных систем. К рудной минерализации метаморфического генезиса может быть отнесена рассеянная вкрапленность пирита и халькопирита, имеющая площадное распространение. Очевидна значительная роль процессов метаморфизма и сопутствующих им явлений прогрессивного метасоматизма при формировании рассмотренного титаномагнетитового оруденения, скорее всего обусловленного перестроением рудных минералов с выполнением ими трещин по зальбандам тела пироксен-анортотлазовых метасоматитов. Не исключается возможность формирования жильных марганцеворудных проявлений в связи с гидро-

термальной деятельностью, сопутствующей процессам метаморфизма и сопровождавшейся вероятно мобилизацией и перераспределением рудного вещества с переходом марганцевых окислов в силикатные соединения марганца. К метаморфизованным рудным проявлениям могут быть отнесены полосчатые кварцево-гематитовые образования в кремнисто-туфогенных отложениях. Существуют также представления о возможности отнесения к этому типу месторождений линзовидной залежи вкрапленных сульфидных руд среди рассланцованных альбитофиров.

10. Рудная минерализация различного состава и осадочных и вулканогенных отложениях средних и поздних этапов развития альпийской геосинклинальной системы, а также оруденение, приуроченное к зонам наложенной трещиноватости на метаморфизованные породы ранних этапов развития геосинклинальных систем, в той или иной степени связано с явлениями общего регрессивного метасоматизма при участии гидротерм с различной химической характеристикой (от щелочно-металльных до кислых). Особенности состава оруденелых пород, в частности широкий спектр рудных элементов, причем для некоторых из них практически полностью исключается возможность заимствования из рудовмещающих отложений, позволяют предполагать существование сравнительно глубинных источников рудного вещества.

Е. П. Сапрыкин

(Дальневосточный геологический институт  
ДВФ СО АН СССР)

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА КАССИТЕРИТОВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОБЛЕМА МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

А. Изучение условий образования гидротермального оруденения на примере касситеритово-сульфидных место-

рождений Кавалеровского рудного района (Приморский край) показывает, что многие особенности их генезиса не находят удовлетворительного объяснения с позиций классической постмагматической гидротермальной теории. К числу таких особенностей относятся следующие:

1. Частичная повторяемость в жильных телах минеральных парагенетических ассоциаций разных стадий рудоотложения и особенно тот факт, что в отложениях поздних стадий нередко преобладают высокотемпературные минералы.

2. Неоднородность состава минеральных продуктов, и особенно рудных парагенезисов, идентичных по времени стадий минерализации. На одних месторождениях (а иногда и в разных жильных сериях одного месторождения) основная масса всех или почти всех рудных минералов отлагалась в течение одной (обычно первой) стадии рудообразования, на других — формирование рудной минерализации происходило в две и более стадий. Крайним выражением неоднородности являются случаи, когда при общности валового состава руд, сформировавшихся в несколько стадий, разновозрастные минеральные ассоциации обнаруживают больше сходства в составе, чем минеральные отложения синхронных стадий.

3. Весьма существенные количественные и качественные различия минерально-химического состава руд в целом на месторождениях, характеризующихся общностью геологических условий, пространственной близостью, синхронностью оруденения, и в совокупности представляющим собой единое рудное поле.

4. Указанные неоднородности обуславливают резкий градиент горизонтальной зональности оруденения в пределах месторождений и на всей площади рудного узла. При этом наибольшей контрастностью оруденения нередко характеризуются именно смежные месторождения, создавая весьма пеструю картину зональности с наличием нескольких "центров" с высокотемпературной минерализацией, окруженных ореолами сравнительно низкотемпературных рудопроявлений.

5. Тесная пространственная приуроченность рассеянного (прожилково-вкрапленного) оруденения в метасома-

тически измененных породах к зонам развития определенных субфаций метасоматоза и отсутствие в нижних зонах метаморфического ореола каких-либо следов последующей переработки пород.

Б. Указанные особенности генезиса гидротермального оруденения, присущие не только касситеритово-сульфидным месторождениям, трудно объяснимы с позиций классической постмагматической концепции, согласно которой непосредственным генератором рудоносных растворов является кристаллизующийся магматический расплав. В рамках метаморфогенной концепции гидротермального рудообразования все эти особенности, каждая в отдельности и вместе взятые, находят свое естественное место.

1. Верхняя граница "водного" фронта в силу различных неоднородностей горных пород не может занимать на больших площадях горизонтальное положение или иметь пологую сводовую или другую правильную форму. Возникающие вследствие этого резкие выступы гидротермального фронта обуславливают горизонтальную зональность крупных порядков: региональную, зональность в пределах рудных районов, узлов, полей и т.п.

2. Существование градиентов физико-химических условий внутри самих выступов, чему в немалой степени способствуют интрузивные процессы, определяют так называемую концентрическую температурную зональность оруденения по отношению к центрам локальных метаморфических ореолов или выходам интрузивных пород.

3. Рудные компоненты транспортируются к областям рудообразования в единой волне метаморфизирующих растворов, что обуславливает тесную пространственную приуроченность рудной минерализации к определенным субфациям метаморфизма (метасоматоза) и отсутствие в нижних зонах метаморфического ореола (тыловых по отношению к оруденению) следов просачивания или трещинной циркуляции каких-то особых рудоносных растворов, якобы поступающих из гипотетического магматического очага.

4. Различная глубина заложения или повторного приоткрывания рудоподводящих и вмещающих структур (тре-

шин) и соответственно различная глубина дренирования дифференцированной гидротермальной колонны предопределяет все отмеченные выше особенности постадийного распределения минеральных ассоциаций в жильных телах и неоднородность оруденения в целом.

Поскольку привнос рудных компонентов в жильные полости осуществляется главным образом путем трещинной циркуляции растворов, минерально-химический состав жильного оруденения в отличие от рудоносных метасоматитов характеризуется менее тесной связью с метаморфизмом вмещающих пород.

Таким образом, сопоставление ряда специфических черт процесса гидротермального оруденения на примере касситеритово-сульфидных месторождений показывает, что метаморфогенная концепция рудообразования приемлема не только для типичных метаморфических месторождений, но позволяет более объективно, чем классическая постмагматическая теория, интерпретировать многие особенности генезиса метасоматических и трещинно-жильных месторождений цветных и редких металлов.

Л.Д.Юрьев

(Институт минеральных ресурсов,  
Симферополь)

## СОСТАВ, ГЕНЕЗИС И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ДРЕВНИХ ФОСФОРИТОВ с.БЕРЕЗНЕВАТОГО

Фосфатные породы (апатитсодержащие кварциты) первично-осадочного происхождения обнаружены нами (Горшников, Юрьев, 1966) на различных уровнях разреза Березневатской свиты Северного Криворожья. Свита относится к образованиям нижнего протерозоя (абсолютный возраст - 2460 млн. лет).

Апатитсодержащие кварциты залегают в виде пачек мощностью от десятков см до 8 - 10 м. Апатит в преде-

лах горизонтов распределен неравномерно и сконцентрирован в небольших прослойках с видимой мощностью от 1 до 5 - 10 см. На основании петрографических исследований среди апатитоносных кварцитов выделены кордиерит-флогопитовые, флогопит-кордиерит-фибrolитовые, флогопит-антофиллит-кордиеритовые и гранат-кордиерит-биотитовые разновидности. Среднее содержание  $P_2O_5$  в этих породах составляет 5 - 6 % при колебаниях 2 - 15 %.

Вмещающие породы представлены слюдисто-кордиеритовыми, антофиллит-кордиеритовыми, фибrolитовыми, полевошпатовыми, плагиоклазовыми и калишпатовыми кварцитами, а также силикатными мраморами, антофиллит-кордиеритовыми породами и амфиболитами.

Глубокий метаморфизм рассматриваемых пород затрудняет установление их первичной природы. О первично-осадочном происхождении кварцитов свидетельствует их переслаивание с карбонатными породами доломитового состава, присутствие в кварцитах высокоглиноземистых минералов и окатанного циркона, совпадение сланцеватых и линейно-полосчатых текстур с гнейсовидностью, а также химический состав пород. Проекция химических составов апатитсодержащих пород на диаграмме А.Н.Заварицкого (1932) попадают в поле кремнистых известняков. О первично-осадочной природе кварцитов свидетельствует также положение проекций химических составов на диаграммах Н.А.Доморацкого (1964) и П.Ниггли.

Как показали наши исследования, большое значение для выяснения генезиса пород имеют исследования их элементарного состава. Содержание основной массы микроэлементов в апатитсодержащих кварцитах понижено в сравнении с их средним содержанием в осадочных породах, за исключением Си, As, Zr, Ag, Pb и U. Примерно такие же соотношения содержания микроэлементов относительно кларковых отмечены в фосфоритах Каратау (Смирнов, 1954) и Северного Казахстана (Науменко, 1956).

Химический состав метаморфических фосфатных пород Криворожья характеризуется либо отсутствием, либо весьма малым количеством как окисного, так и закисного

железа, что не позволяет сделать предположение об образовании фосфоритов в условиях платформы, поскольку для последних постоянным спутником является глаукоцит, содержащий более 30 % Fe. С другой стороны, сравнительно небольшое количество полуторных окислов в породах не позволяет полагать, что фосфатные породы Украины образовались при активном влиянии вулканической деятельности, хотя небольшое влияние вулканизма на фоне нормального осадконакопления и имело место. Глинозем, присутствующий в породах Криворожья и Сибири, скорее всего свидетельствует о некоторой роли глинистого материала в формировании первичного осадка.

Значительная мощность толщ, вмещающих апатитоносные породы, интенсивность процессов складкообразования, литолого-петрографический и химический состав пород свидетельствуют о геосинклинальном характере первичного бассейна.

Преобразование первично-осадочных и других пород свиты происходило в результате регионального метаморфизма и главным образом контактного метаморфизма и метасоматоза.

К образованиям регионального метаморфизма относится гранат, состоящий на 68 % из альмандина, на 22 % из пироба, на 7 % из гроссуляра и на 3 % из спессартина. Наличие в амфиболитах Березневатской свиты ассоциирующих роговой обманки и основного плагиоклаза и наличие силлиманитсодержащих пород указывают на альмандин-амфиболитовую фацию. Состав роговых обманок амфиболитов отвечает амфиболитовой, а состав слюд - гранулитовой фации. Таким образом, региональный метаморфизм протекал скорее всего в условиях амфиболитовой фации, в некоторых случаях - в условиях гранулитовой фации.

Породы Березневатской свиты залегают в зоне ультраметаморфической переработки и гранитизации, что обусловило возникновение ряда минеральных ассоциаций контактного метаморфизма. В результате последнего некоторые роговообманковые амфиболиты превращаются в антофиллитовые амфиболиты. В образовании этой ассоци-

ации существенную роль играют метасоматические процессы. Ассоциации антофиллит-анортит-роговая обманка-флогопит и антофиллит-лабрадор-флогопит характерны для роговообманково-роговиковой фации контактного метаморфизма. На это же указывают широко распространенные в кварцитах ассоциации кварц-кордиерит-флогопит (-мусковит-плагиоклаз) и кварц-кордиерит-андалузит-мусковит (-плагиоклаз). Как следует из литературных данных (Тернер, Ферхуген, 1961), ассоциация мраморов кальцит-форстерит-шпинель-брусит также весьма свойственна роговообманково-роговиковой фации контактного метаморфизма.

Контактный метаморфизм протекал, судя по парагенетическим ассоциациям минералов, их составу и данным экспериментальных исследований, при температуре 500 - 600<sup>o</sup>С.

Находка апатитсодержащих пород в Северном Криворожье, близких по многим чертам к промышленно ценным апатитовым породам Сибири, позволяют предположить возможность нахождения как в Криворожье, так и в других местах Украины перспективных апатитовых месторождений, связанных с докембрийскими осадочно-метаморфическими породами.

Н.А.Корнилов  
(Институт минеральных ресурсов,  
Симферополь)

### ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В БЕЛОЗЕРСКОЙ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ УКШ

Проявления метаморфогенного рудообразования в Белозерском железорудном районе сложны и многообразны. В процессе метаморфической перекристаллизации железистых кварцитов, происходившей в диапазоне от зеленослан-

цевой до амфиболитовой фации метаморфизма, имело место укрупнение зерен кварца нерудных прослоев от тысячных до сотых и десятых долей мм, появление у кварца и карбоната закономерной ориентировки, замещение магнетита карбонатом и перекристаллизация тонкозернистого гематита краснополосчатых кварцитов в более крупнозернистый магнетит. В этот же период происходило обогащение отдельных участков кварцитов железом при:

а) сближении рудных прослоев и выносе кремнезема; б) переотложении пылеватого магнетита; в) увеличении мощности рудных прослоев в 5 - 7 раз в результате нагнетания пластичного рудного вещества в области пониженного давления. Скважиной 427 встречены прослой магнетитовых (сильно гетитизированных и мартитизированных) окварцованных руд, мощность которых не превышает первых метров.

В некоторых плотных гематитовых рудах Южно-Белозерского и Переверзевского месторождений встречен ряд текстурных и структурных признаков, указывающих на первоначальное метаморфогенное обогащение кварцитов железом перед проявлением гипергенного окисления и выщелачивания. Окисленные метаморфические руды имеют преимущественно кварцево-мартитовый состав и пониженное содержание железа.

Другая, более значительная часть плотных гематитовых руд образовалась, как установлено при детальном исследовании, в результате бластической перекристаллизации дисперсного гематита и мартита остаточных руд в зернистый гематит и железную слюдку в зонах тектонического сжатия сбросового характера. Окисленные метаморфические и метаморфизованные остаточные руды, образующие плотные гематитовые руды, составляют в целом около 40 % всего количества гематитовых руд района.

В железистых кварцитах Северо-Белозерского месторождения, подвергшихся щелочному и другому метасоматозу, наблюдаются прослой неокисленных метаморфических железных руд, представленных двумя разновидностями: карбонатно-магнетитовой и карбонатно-железнослюд-

ково-магнетитовой (с подчиненным количеством альбита и других минералов). Парагенетические ассоциации минералов в первой разновидности - анкерит-магнетит-альбит, во второй - марганцовистый сидероплезит (пистомезит) - железная слюдка-серицит. Богатые гипогенные руды образовались при тектоническом сжатии кварцитов и выносе из них кремнезема; при этом вторая разновидность образовалась при гипогенном тектоническом рассланцевании первой в соответствии с реакцией

$$Fe_3O_4 + m(Ca, Mg, Fe, Mn)CO_3 - Fe_2O_3 + n(Fe, Mg, Mn)CO_3 + (m-n)MgO + mCaO + (m-n)SO_2 \uparrow$$

Карбонатно-магнетитовая руда образовалась в начальные стадии натрово-кальциевого метасоматоза до широко проявленных процессов эгиринизации, рибекитизации и пиритизации.

Концентрация железа при метаморфогенном рудообразовании в Белозерском районе осуществлялась главным образом путем сжатия кварцитов и сближения рудных прослоев при одновременном выносе кремнезема из нерудных прослоев, вследствие чего пережимы пласта железистых кварцитов имеют рудоконтролирующее значение. Для поисков залежей гипогенных руд перспективны Восточное крыло Южно-Белозерского синклинала и его призамковая часть, где могут быть встречены кварцево-магнетитовые руды, Западный участок, где могут быть встречены руды типа Володарских аномалий, глубокие горизонты Северо-Белозерского месторождения, где могут быть встречены карбонатно-магнетитовые и карбонатно-железнослюдково-магнетитовые руды, а также области дизъюнктивных тектонических нарушений типа сдвигов и надвигов, в которых могут быть "затерты" участки железистых кварцитов, превращенных в богатые гипогенные железные руды.

А.И.Скоморохов  
(Курская КГРЭ)

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ,  
СВЯЗАННАЯ С ГРАНИТИЗАЦИЕЙ  
(на примере рудопроявлений р-на г.Курска)

При проведении комплексной геологической съемки в р-не г.Курска были встречены отдельные зоны медной и медно-цинковой минерализации, практическое значение которых в настоящее время пока не установлено; тем не менее ясно, что этот тип оруденения заслуживает дальнейшего изучения.

Район располагается в центральной части Воронежской антеклизы, для которой характерно широкое развитие процессов метаморфизма и метасоматоза, имевших место в архее и нижнем протерозое.

Наиболее древними (очевидно, архейскими) образованиями района, согласно предварительным данным, являются глубокометаморфизованные железистые породы, состоящие из переменного количества кварца (40 - 60 %), пироксена (20 - 40 %) и магнетита (25 - 30 %). Аксессуарным является редко встречающийся апатит. Структура породы мелко-реже среднезернистая, гетеробластовая с элементами нематобластовой, текстура, как правило, полосчатая. Пироксен представлен, в основном, феррогиперстеном с подчиненным количеством диоксида. Последний наблюдается в самостоятельных зернах, а также в виде каемок или прорастаний неправильной формы в зернах феррогиперстена.

Более молодыми образованиями, очевидно, нижнепротерозойскими являются интрузии основного и ультраосновного состава (габбро-нориты, пироксениты, реже - оливиновые пироксениты), в пределах изученной территории представленные телами по мощности не более 50 - 60 м. Эти тела встречаются в пространственной связи с глубокометаморфизованными железистыми породами, описанными выше, вместе с которыми они слагают ре-

ликти субстрата среди широких полей, захваченных более поздними процессами гранитизации. Глубокометаморфизованные железистые породы на контакте с этими интрузивными телами испытывают регрессивный метаморфизм, выражающийся в интенсивной амфиболизации: меньшее значение имеет развитие моноклинного пироксена по феррогиперстену.

Наиболее широко развитыми породами в районе являются образования гранитного состава, которые, очевидно, являются результатом ряда последовательных метасоматических изменений. В результате первых стадий этого процесса возникли образования, подобные пятнисто-теневым мигматитам (по К.А.Шуркину).

Конечными продуктами этого ряда последовательных изменений являются породы, по составу близкие к нормальным гранитам, реже - плагиогранитам и щелочным гранитам с бластовыми структурами. Наряду с полосчатыми и такситовыми текстурами таким породам свойственна брекчиевидная текстура, которая устанавливается, как правило, только в шлифах и напоминает брекчиевидный мигматит (по К.А.Шуркину). "Реликты субстрата" в таких случаях имеют достаточно четкие ограничения и в любом случае сложены петрографическими разновидностями, более богатыми плагиоклазом при низком содержании или полном отсутствии кварца и калишпата в сравнении с "жильным материалом". Последний представлен кварцем и микроклином с незначительным содержанием кислого плагиоклаза. "Реликты субстрата" в таких случаях, очевидно, являются промежуточными продуктами метасоматических преобразований.

Основные интрузии, существовавшие к моменту проявления гранитизации, подвергались амфиболизации, плагиоклазизации и биотитизации. Эти изменения, как нам представляется, являются начальными этапами гранитизации основных и ультраосновных пород; они проявились по отдельным зонам и по периферии останцов субстрата, сохранившихся при гранитизации. Практический интерес представляют зоны плагиоклазизации, поскольку ними пространственно и связаны рудопоявления.

Абсолютный возраст процессов гранитизации, согласно определениям по биотиту в лаборатории Воронежской экспедиции ГУЦР, составляет 2030 - 2150 млн. лет. Для определения возраста отбирались образцы из пород различных стадий гранитизации, в том числе из габбро и пироксенитов со следами наложенной биотитизации.

Минерализация, как отмечалось, приурочена к плагио-оклазитам. В первом случае порода состояла на 85 - 90 из плагиоклаза; в подчиненном количестве присутствовали биотит, амфибол и кварц. Структура породы крупно- и грубозернистая, роговиковая или гранобластовая. Они образуют жильное тело мощностью 4 м среди глубоко-метаморфизованных железистых пород и имеют с ними достаточно четкий контакт. Рудная минерализация образует систему мелких сложнопересекающихся прожилков и тонкую вкрапленность и представлена пиритом, халькопиритом с отдельными зернами молибденита. Химические анализы показали, что медь содержится от 0,25 до 0,48 %; в сотых долях процента присутствуют свинец и кобальт; содержание серебра достигает 3,8 г/т; в одной пробе отмечены следы золота. Рудная вкрапленность выходит за пределы жилы плагиоклазита, образуя тело мощностью около 7 м.

Во втором случае рудная вкрапленность пирита, халькопирита и сфалерита приурочена к окварцованным и калишпатизированным плагиооклазитам, образующим тело мощностью 9,2 м среди метасоматических пород гранитного состава. Кроме кварца и плагиоклаза, содержание которых каждого в отдельности достигает 50 %, присутствуют биотит, амфибол, микроклин; в одном случае присутствовал пироксен и шпинель. Рудная минерализация, как и в первом случае, образует сеть прожилков и представлена пиритом, халькопиритом; в единичных зернах встречены арсенопирит, галенит, самородное серебро, пирротин, никелин, молибденит и минералы кобальта. В участках развития микроклина, наблюдается наибольшее содержание сфалерита. Химическим анализом устанавливается содержание меди 0,27 - 0,45 % (при среднем 0,38 %), цинка 0,6 - 1 % (при среднем 0,54 %); содержание кобальта и свинца непостоянное и достига-

ет в отдельных пробах до 0,2 - 0,3 %; кроме того, присутствует в отдельных пробах молибден в сотых долях и серебро - до 4,5 г/т. Абсолютный возраст этой зоны минерализации соответствует возрасту гранитизации.

Итак, в нижнем протерозое в пределах центральной части Воронежского массива широко проявились процессы гранитизации, которые в зависимости от состава пород субстрата и степени проработки последних дали широкую гамму петрографических разновидностей. Одной из этих разновидностей являются существенно плагиоклазовые породы с кварцем, биотитом, амфиболом, микроклином и пироксеном, возникшие на месте основных пород в результате их метасоматической переработки. Пространственно и, очевидно, генетически с ней связана минерализация меди и цинка.

А.И. Карапетян

(Институт геологических наук  
АН АрмССР)

## О МЕТАМОРФОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ В ПАМБАКСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ АРМЯНСКОЙ ССР

1. С комплексом метаморфических сланцев Памбакского рудного района Армянской ССР пространственно и генетически связаны проявления титана (рутил), железа (магнетит, ильменит), золота и ряда нерудных полезных ископаемых. Среди них наибольший интерес представляют проявления железа и титана, образование которых происходило в результате перекристаллизации и перегруппировки вещества вдоль определенных структур с участием минерализаторов на фоне регионального метаморфизма вулканогенных и интрузивных пород докембрий-нижнепалеозойского возраста. Исходные породы - преимущественно основного состава, в подчиненном количестве с ними присутствовали осадочные породы карбонатного и других составов.

2. Выделяются различные фации метаморфизма с проявлениями рутиловой, магнетит-рутиловой и магнетитовой минерализации. В докладе рассматриваются минералого-геохимические особенности каждой из этих типов минерализации.

3. Важнейшими факторами, обуславливающими локализацию тех или иных типов минерализации, кроме состава исходной породы, явились локальные геолого-структурные условия, которые способствовали не только привнесу и выносу различных компонентов, но и создавали соответствующие условия (физико-химические и термодинамические) для метаморфогенного рудообразования.

4. В пределах рассматриваемого рудного района интенсивно проявлен также ультраметаморфизм, приводивший к образованию мигматитов и формации батолитовых (неинтродуцированных) гранитоидов, с которыми связаны слабые проявления золоторудной минерализации.

5. Вопрос возраста регионального метаморфизма и гранитизации является одним из спорных и слабо изученных вопросов не только рудного района, но и всего Малого Кавказа в целом. В Памбакском рудном районе верхний возрастной предел метаморфизма определяется на основании наличия галек метаморфических сланцев и продуктов их гранитизации в базальных конгломератах турон-коньяка. Для соседних районов эта граница значительно ниже и определяется как нижний палеозой на основании наличия галек аналогичных пород в девонских и более древних образованиях. Последний факт находится в некотором несогласии с результатами радиологических исследований, по данным которых последние, наиболее интенсивные процессы метаморфизма и образование отмеченных выше гранитоидов происходило в средней юре. Но если полученные цифры считать значительно заниженными в результате более поздних, интенсивно проявленных в пределах Памбакского рудного района магматических процессов, становится понятным, что время проявления регионального метаморфизма, мигматизации и связанных ними полезных ископаемых не может быть

моложе начала герцинского этапа складчатости, что согласуется с существующими представлениями о времени метаморфизма и гранитизации в общей схеме геосинклинального развития тектоносферы.

М.П.Лобанов

О ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАМОРФОГЕННОМ  
РУДООБРАЗОВАНИИ В ЗОНАХ ПОВЫШЕННОГО  
МЕТАМОРФИЗМА  
(СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Для решения поисковых и металлогенических задач, а также для развития и уточнения общей теории рудообразования важное значение имеет изучение источников рудного вещества.

На примере Даванской зоны смятия (Северо-Западное Прибайклье), характеризующейся высоким динамотермальным метаморфизмом, рассмотрим один из возможных вариантов гидротермально-метаморфогенного рудообразования. Эта зона смятия приурочена к системе глубинных разломов краевого шва юга Сибирской платформы и прослеживается в виде полосы шириной 5 - 50 и более км в субмеридиональном направлении вдоль осевой части Байкальского и Аkitканского хребтов. В геологическом строении зоны смятия принимают участие среднепротерозойские осадочно-вулканогенные и интрузивные образования Прибайкальского вулcano-плутонического пояса.

В пределах зоны смятия в широком масштабе проявляются разрывные нарушения различных генетических типов, приразломная складчатость, неоднородный динамотермальный метаморфизм и интенсивная гидротермально-метасоматическая деятельность, нередко несущая рудную минерализацию. В этом отношении возможно, что Даванская зона подобна многим другим, выделенным на Алтае (Иртышская), в Казахстане (Успенская) и в других районах нашей страны.

В зоне смятия можно выделить три подзоны, отличающиеся между собой различными, присущими только им фациями метаморфизма и тесно ассоциирующими с ними типами оруденения:

1) центральную наиболее подвижную часть зоны смятия с изменением пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма с прогрессирующими процессами мигматизации и палингенного гранитообразования; оруденение представлено редкометальной и специфической минерализацией;

2) промежуточную подзону с изменением пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма с высокотемпературным редкометальным оруденением;

3) периферическую подзону с развитием золото-сульфидного оруденения, сопряженного с зеленосланцевой фацией метаморфизма.

В породах различных ступеней метаморфизма устанавливаются резко неравномерные содержания элементов-примесей и некоторых петрогенных компонентов, а также неодинаковый видовой состав аксессуарных минералов. Наиболее высокие концентрации металлов ( $Mo, Sn, Nb, Ta$  и др.), калия, кремнекислоты и элементов-минерализаторов ( $F$ ) отмечается в породах эпидот-амфиболитовой фации.

При переходе в амфиболитовую фацию метаморфизма наблюдается снижение содержания элементов-примесей и некоторых петрогенных компонентов ( $Si, Ca, Fe$  и др.), особенно калия. Менее разнообразным становится видовой состав аксессуарных минералов.

Значительный перепад вещества наблюдается в тех случаях, когда метаморфические породы подвергаются селективному плавлению. Конечные продукты плавления - палингенные граниты и аплиты по сравнению с вмещающими гранито-гнейсами теряют до 2 - 2,5. вес. % кремнекислоты и окиси калия. Заметно уменьшается количество суммарных окислов железа, магнезии, извести. Содержание глинозема близко к вмещающим гранито-гнейсам. Количество натрия либо соизмеримо с содержанием в гней-

совом субстрате, либо больше его на 1,5 - 2 вес. %.

Кроме того, селективные выплавки крайне бедны металлами и летучими компонентами. Наконец, если учесть, что в продуктах палингенного расплава по отношению к исходному гнейсовому субстрату резко снижается количество гидроксилсодержащих минералов (биотита, амфибола и др.), то, очевидно, следует предполагать значительную потерю из расплава воды и углекислоты.

Таким образом, при наличии достаточного количества высвобожденной воды из исходного гнейсового субстрата в процессе его расплавления и в связи с прогрессирующим развитием гранитизации в более глубоких зонах, где полностью разрушены богатые водой минералы, мог сформироваться рудоносный раствор. Раствор, обогащенный рудными, в том числе некоторыми петрогенными элементами и летучими компонентами в ходе расплава гнейсовой толщи, вероятно, как и всякий гидротермальный раствор, находился под большим давлением и был способен к миграции.

Не исключено, что образованные таким путем гидротермально-метаморфогенные рудоносные растворы поступали из глубинных зон метаморфизма в зону с более низкой степенью метаморфизма - в верхнюю структурную зону, где в благоприятных структурах-"ловушках" при общем понижении температуры и изменения кислотно-щелочного потенциала отлагали свой полезный груз, вызывая околорудные метасоматические изменения боковых пород. С этих позиций можно предположить, что рудоносность метасоматических зон, залежей и жил, ассоциирующих главным образом с эпидот-амфиболитовой и частично с зеленосланцевой фациями метаморфизма, действительно в какой-то мере обусловлена выносом (отгонкой) рудных и летучих элементов (при условии достаточного количества воды) из очагов палингенного гранитообразования.

А.В.Покровский, С.Т.Бадалов, В.Е.Головин,  
Т.А.Карасева, Р.И.Юсупова, К.Максумов  
(Институт геологии и геофизики  
АН УзССР)

## МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКИХ И НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛШ ЮЖНОГО И ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА И ЕГО ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ В РУДООБРАЗОВАНИИ

1. Докембрийские и нижне-среднепалеозойские толщи Южного и Западного Узбекистана метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фаций. Поэтому на их примере представляется возможным рассмотреть особенности метаморфических преобразований пород различного исходного состава и возможную роль их в рудообразовании почти для всех главных фаций глубинности. Наиболее изучены древние метаморфические образования Южного Узбекистана (А.В.Покровский, Т.А.Карасева, В.Е.Головин и др.), а в Западном Узбекистане специальное их изучение только начато (П.Н.Подкопаев, О.М.Ким, Р.И.Юсупова, К.Максумов и др.).

2. Докембрийский метаморфический комплекс Южного Узбекистана по А.В.Покровскому сложен глубоко метаморфизованными нижне-среднепротерозойскими флишеидными карбонатно-песчано-сланцевыми отложениями и вулканогенными образованиями основного и ультраосновного состава (спилито-пикрит-диабазовая формация) и представляет собой кристаллический фундамент Гиссарского эпикаледонского срединного массива южной окраины зоны герцинского геосинклинального пояса Тянь-Шаня. По особенностям состава и метаморфизма этот комплекс подразделяется на две серии: нижнюю кристаллическую (гнейс-амфиболитовую) и верхнюю - метаморфическую (сланцевую) с суммарной не полной мощностью, достигающей 7500 м. В длительной и сложной истории его формирования, кроме наложенных локальных проявлений динамометаморфизма, диафтореза и контактового метаморфизма

ма в герцинскую эпоху, выделяются следующие этапы метаморфизма: позднепротерозойский (байкальский) (604, 677, 696 млн. лет), раннекаледонский (450 - 480 млн. лет) и позднекаледонский (360 - 380 млн. лет), время проявления которых датировано определениями абсолютно-го возраста. С наибольшей интенсивностью и многообразием проявились метаморфические процессы второго (раннекаледонского) этапа, обусловившие в основном современную тектоническую структуру и петрографический облик комплекса. Они начались повторным прогрессивным региональным метаморфизмом с возникновением нормальной вертикальной метаморфической зональности комплекса от пород эпидот-амфиболитовой в верхней до амфиболитовой и гранулитовой в нижней его сериях. В кульминационный период гранитизации имели место явления ультраметаморфизма (селективный анатексис, реоморфизм, палингенез), породившие раннекаледонский комплекс палингенных гранитов.

3. Нижне-среднепалеозойский метаморфический комплекс Южного Узбекистана представляет метаморфическое основание Южно-Гиссарской герцинской субгеосинклинальной зоны. Он включает нижнекембрийские (?), верхнеордовикские и силур-нижнедевонские флишоидные карбонатно-песчано-сланцевые отложения (с подчиненными эффузивами и вулканомиктовыми образованиями основного и среднего состава) с суммарной мощностью около 6000 м, унаследованные от предшествующей каледонской миеогеосинклинали. В нижнем и среднем палеозое (420, 415, 360 млн. лет) этот комплекс претерпел прогрессивный региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой, а в низах толщи эпидот-амфиболитовой фации с образованием различных сланцев, песчаников, мраморов и амфиболитов с соответствующими минеральными парагенезисами. По своему содержанию и времени проявления он соответствует позднекаледонскому этапу диафтореза докембрийского комплекса. Позже, в период становления герцинских гранитоидных интрузий (278 - 240 млн. лет), этот комплекс испытывал неоднократный локальный контактовый метаморфизм, в зависимости от глубины про-

явления выразившийся в мигматизации и приконтактовой гранитизации или ороговиковании. Завершился он разнообразными изменениями и рудной минерализацией под воздействием постмагматических растворов.

4. Западный Узбекистан охватывает западную оконечность центральной части герцинского геосинклинального пояса Южного Тянь-Шаня. Нижне-среднепалеозойские толщи в этом регионе включают кембрийские, ордовикские и нижнесилурийские флишеидные карбонатно-песчано-сланцевые отложения с подчиненными эффузивами спилито-кератофировой формации, а также силур-девонские ( $S_2 - D_4$ ) карбонатные толщи. В последнее время появились данные (М.А.Ахмеджанов и др.) о наличии там докембрийских (вендских) отложений. Суммарная мощность всех этих образований - порядка 5000 м. В среднем палеозое они претерпели прогрессивный региональный метаморфизм зеленосланцевой, а в низах толщ эпидот-амфиболитовой фаций с образованием различных сланцев, песчаников, пара- и ортоамфиболитов и др., с соответствующими минеральными парагенезисами. Следующий этап их метаморфических преобразований связан с внедрением герцинских гранитоидных интрузий, обусловивших неоднократные локальные проявления контактового метаморфизма роговиковых фаций, а также разнообразные гидротермальные изменения пород и рудную минерализацию. В окварцованной метаморфической толще юга Тамды-Тау размещается крупное золоторудное месторождение Мурун-Тау, вероятно, метаморфогенного происхождения.

5. Переход от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма геосинклинальных толщ знаменуется зарождением метаморфогенных растворов, обуславливающих последующее развитие гранитизации и ультраметаморфизма. Интенсивное их проявление в докембрийском комплексе Южного Узбекистана привело к перераспределению вещества пород с обогащением их щелочами, глиноземом, кремнеземом, а также цирконием, стронцием, барием и другими, в том числе и рудными элементами, и выносом из них избыточных количеств фемических и

сидерофильных элементов. Максимального своего выражения оно достигло в продуктах ультраметаморфизма, особенно палингенных гранитах. Последующее развитие кислотного выщелачивания привело к вытеснению кремнеземом из пород в растворы почти всех компонентов, в том числе и рудных элементов, их миграцию и концентрацию в благоприятных условиях. Этим можно объяснить, в частности, появление рудоносных пегматитов и грейзенов в Гиссаре. Проникая по зонам разломов и другим путям в лежащие выше метаморфические толщи эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, эти растворы в совокупности с местными метаморфогенными растворами обуславливают разнообразные гидротермальные изменения пород и, нередко, рудную минерализацию. При этом важное значение имеет состав пород, подвергавшихся гранитизации и кислотному выщелачиванию в глубинных зонах. При метаморфических преобразованиях основных эффузивов и амфиболитов растворы обогащаются  $Fe, Ti, Ni, Co, Al, V, Cu, Ba$ , а при переработке песчано-глинистых толщ -  $Sr, Zr, Pb, Zn, W, Mo, Ag$  и др. с возможным формированием соответствующих рудопроявлений на верхних структурных уровнях. Характер и интенсивность кислотного выщелачивания во многом определяют особенности и масштабы последующего метаморфогенного рудообразования.

6. В герцинских подвижных зонах с высоким эрозионным срезом, как, например, в Южном Гиссаре и Западном Узбекистане, о характере и интенсивности проявления этих процессов на глубине могут свидетельствовать гранитоидные интрузии. Поскольку сами они являются в основном продуктами ультраметаморфизма геосинклинальных толщ, то связанное с ними рудообразование в конечном счете можно рассматривать как метаморфогенное. Роль гранитоидных интрузий фактически сводится к переносу рудных компонентов, мобилизованных в области гранитизации, с последующей их концентрацией и отложением постмагматическими растворами, а также мобилизации рудного вещества во вмещающих толщах посредством теп-

лового и эманационного воздействия с генерацией местных метаморфогенных рудообразующих растворов. Кроме того, ослабленные контактовые их зоны служат путями проникновения поздних метаморфогенных гидротермальных растворов из глубинных областей кислотного выщелачивания, как известно, являющихся наиболее продуктивными в рудном отношении. В выявлении металлогенических возможностей того или иного региона важная роль принадлежит петролого-геохимическим критериям и общему структурно-формационному анализу.

7. Докембрийские и особенно ниже-среднепалеозойские первоначально песчано-сланцевые метаморфические толщи Западного и частично Южного Узбекистана являются потенциальными источниками золота, вольфрама и некоторых других рудных элементов, чем и определяется в основном металлогенический профиль этих регионов. Содержание золота в древних сланцах Западного Узбекистана составляет 0,0х - 0,Х г/т, а в золотоносных кварцевых жилах и окварцованных участках достигает 0,Х - Х,0 г/т, т.е. возрастает в 10 раз. Тем самым намечается возможность мобилизации рассеянного золота в осадочных толщах и концентрации его в метаморфогенных и постмагматических растворах с последующим формированием кварцево-золоторудной формации в благоприятных условиях. При этом важное значение имеет определение критериев образования безрудных и золотоносных кварцевых жил и зон окварцевания, метасоматической зональности и др. В мобилизации рассеянного в осадочных толщах вольфрама и его концентрации преобладающую роль играют герцинские гранитоидные комплексы. При этом существенное значение приобретает состав вмещающей среды интрузий и характер их взаимодействия.

В.А.Глоба

(Казахский н.-и. институт минерального сырья)

## ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Исследованиями КазИМСа в последние годы на территории Центрального Казахстана выявлена золотая минерализация в терригенных отложениях докембрия. Она наделена рядом специфических особенностей, заслуживающих внимания при освещении некоторых вопросов докембрийской металлогении золота.

1. Золотоносность относится к типу метаморфизованных россыпей. Наибольший интерес представляет золотая минерализация в древнейшей бектурганской серии, в продуктивных горизонтах которой фиксируется спорадически высокая концентрация металла, иногда в самородном видимом скоплении. Повышенное содержание золота имеет место также в базальных отложениях кантюбинской свиты (Керегет) и в некоторых пластах железорудной пачки карсакпайской серии протерозоя (Джетыкыз).

2. Геотектоническая позиция золотоносных структурно-фациальных зон определяется их положением в докембрийском Урало-Казахстанском геосинклинальном поясе, а также значительным удалением от известных платформенных сооружений того времени - устойчивых областей питания геосинклинальных прогибов осадочно-терригенным материалом. Последнее не укладывается в известные региональные металлогенические схемы, ограничивающие перспективные на золото площади лишь протоплазмами и их обрамлением, по аналогии с зарубежными месторождениями. Обнаружение золотой минерализации первичнороссыпного генезиса в пределах геосинклинальных структур типа Улутауской зоны на примере Центрального Казахстана значительно расширяет перспективы докембрийской золотоносности.

3. Золотая минерализация законсервирована в средне-грубообломочных отложениях, претерпевших региональный

метаморфизм высоких ступеней - гранулитово-гнейсовой (бектурганская серия) и амфиболитовой фаций (кантиюбинская и карсакапайская серии). Указанное не соответствует представлениям об универсальной стерильности древних кристаллических толщ на золото. В этой связи небезынтересны данные о первичной золотоносности докембрийских гнейсов Мадагаскара и других районов (Нойзе, 1965; Мойн, 1965 и др.).

4. Продуктивными на золото являются преимущественно кварцито-песчаники. Отложения венчают разрез бектурганской серии в виде самостоятельной литолого-стратиграфической единицы. Они представляют собой образования промежуточные между молассовой и флишевой формациями, в которых, по-видимому, совмещены дельтово-речные и прибрежно-морские фации осадков. Устанавливаются четыре разновидности кварцитов - пиритовые, с минералами окисного железа (мартит-магнетитовые и гематитовые), со смешанной минерализацией и без железистых минералов. Наиболее золотоносны полосчатые пиритсодержащие кварциты. В кантиюбинской серии золотая минерализация захоронена в базальных кварцитах прибрежно-морской фации. Это почти мономиктовые образования с незначительным присутствием железистых минералов (пирита и гематита) и повышенным скоплением титанистых минералов. В карсакапайской серии золотоносны монокварциты с рассеянной пиритизацией, залегающие в пачке железистых кварцитов и сланцев. Золотоносность докембрийских кварцитов, очевидно, нужно рассматривать как составную часть общего вопроса в проблеме древних золотоносных конгломератов. Это подтверждается зарубежной практикой, где нередко промышленную концентрацию золота наряду с конгломератами несут и кварциты, (Дю-Тойт, 1957 и др.). Данный вопрос освещен в литературе недостаточно.

5. Аллотигенно-обломочное происхождение золота (на примере кварцитов бектурганской серии) подтверждается реликтами обломочных структур в кварцитах, отчетливо выраженным литолого-стратиграфическим контролем минерализации, локализацией золота лишь в средне-груботерригенных отложениях, наличием в гальке внутрiformационных конгломератов обломков золотоносных кварцитов из

низов той же пачки и повышенной в них концентрацией металла в местах перебива подстилающих кварцитов, струйчатым распределением золота в пластах, отсутствием какой-либо связи оруденения с магматическими проявлениями и тектоническими нарушениями, отсутствием эпигенетических гидротермальных воздействий, своеобразной формой золотинок, полосчатыми текстурами кварцитов, специфическими ассоциациями пирита, магнетита и гематита и низким содержанием полиметаллов в рудных пластах, некоторой прямой корреляцией концентрации минералов тяжелой фракции и золота в шлихах и другими признаками.

6. Первично-обломочное золото в кварцитах претерпело метаморфические преобразования, чем обуславливается отсутствие окатанных золотинок. Преобладают зерна комковатой, крючковатой, пластинчатой, амебовидной и других форм, а в трещинках - пленочное золото, нередко в "рубашке", обычно мелких размеров (в сотые доли мм) и только в единичных случаях более крупное, улавливаемое обычным шлихованием или видимое простым глазом. Основная часть золота тесно ассоциируется с аутигенно-метаморфогенным пиритом в виде мельчайших включений. С другой стороны, отсутствует дендритовидное золото, столь характерное для гидротермального типа. По сравнению с последним оно более изометричной формы, по-видимому, унаследованной от межзерновых пор кварцитов. Золотая минерализация в общем испытывает незначительный локальный по масштабам перенос, не выходящий за пределы продуктивных пластов первичных кварцевых песков и галечников даже при высоких ступенях метаморфизма, сопровождаясь лишь укрупнением золота и его местным перераспределением.

7. Отмечается ряд других особенностей в пространственной приуроченности золота минерализации, обуславливаемых спецификой гидродинамического режима россыпеобразования и другими факторами.

И.Л.Комов

(Всесоюзный н.-и. институт синтеза  
минерального сырья)

## МЕТАМОРФОГЕННЫЕ РУДЫ АЛЮМИНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

1. Западная окраина Сибирской платформы и Енисейский кряж богаты сырьем для производства алюминия. Известен ряд месторождений бокситов и нефелиновых сиенитов. В последние годы в центральной части Енисейского кряжа (междуречье Енашимо, Еруды, Теи, Чапы, бассейн р.Уволги) обнаружен новый тип месторождений алюминия, представленный силлиманитовыми, дистеновыми и андалузитовыми сланцами. Путем электротермического плавления описываемых пород можно получать алюминий и силумин.

2. В геологическом строении этого района принимают участие интенсивно метаморфизованные отложения докембрия (свита хребта Карпинского, пенченгинская, кординская, горбилкокская и удерейская свиты). Широко распространены интрузивные породы (граниты, амфиболиты, диабазы).

3. Метаморфические породы продуктивных толщ относятся к протерозою. Силлиманитовые сланцы относятся к свите хребта Карпинского; дистеновые и андалузитовые сланцы принадлежат кординской свите. Наблюдаются они в виде изолированных пятен и полос, приуроченных к крыльям антиклинальных структур второго порядка.

4. В строении рудоносных горизонтов принимают участие силлиманитсодержащие сланцы, кварцево-биотитовые сланцы с андалузитом и дистеном, залегающие в виде пластов, не выдержанных по простиранию. Изменения в пределах этих горизонтов наблюдается как по падению, так и по простиранию, что выражается в незначительном колебании мощности отдельных слоев, а также в постепенном переходе одних разновидностей пород в другие.

5. Минералогический состав силлиманитовых сланцев довольно прост (главные - силлиманит, кварц, калишпат, альбит, мусковит, биотит; в виде примеси присутствуют магнетит, циркон, ильменит). Андалузит и дистен приуроче-

ны к грубозернистым сланцам, состоящим из кварца, биотита, ставролита, граната (альмандина). Андалузит и дистен образуют квадратно-призматические кристаллы. Наиболее распространенными текстурами описываемых пород являются полосчатые, обусловленные чередованием прослоек разного состава. Структуры пород являются результатом интенсивных и неоднократных перекристаллизаций.

6. В каждом из названных типов руд в зависимости от количества породообразующих минералов можно выделить силлиманитовые, кварцево-силлиманитовые, кварцево-биотит-андалузитовые, кварцево-биотит-дистеновые, слюдисто-кварцево-силлиманитовые и другие разновидности. Переходы между ними постепенные, местами резкие.

7. По химическому составу рассматриваемые породы разнообразны; в целом наблюдается пересыщенность пород глиноземом относительно кальция и щелочей. Выделяются разновидности с избытком кремнезема и недосыщенные кремнеземом. Калий обычно преобладает над натрием. Спектральными анализами в породах определены цирконий, рубидий, литий, марганец.

8. Алюминий присутствует в рудах в количествах от 9 - 10 до 42 %. Основная часть  $Al_2O_3$  связана с силлиманитом, дистеном, андалузитом.  $TiO_2$  является полезной примесью и содержится в количестве 0,5 - 1,5 %.  $Fe_2O_3$  содержится в количестве 1 - 11 % и является вредной примесью.

9. Силлиманитовые, дистеновые и андалузитовые сланцы образовались в результате глубинного регионального метаморфизма осадочных пород с последующим наложением контактового метаморфизма. Исходным материалом метаморфических высокоглиноземистых пород являются осадочные породы (а также, возможно, переотложенные коры выветривания), обогащенные глиноземом. Об этом свидетельствует их химический состав, ассоциация этих пород с типичными парапородами, характер залежей, текстура и структура.

10. Описываемые метаморфические породы развиты на значительных площадях в Енисейском кряже. Значение этого типа месторождений состоит и в том, что описываемые

силлиманитовые и дистеновые сланцы при их комплексной переработке могут служить сырьем для производства высокотемпературных, электрокерамических и кислотоупорных материалов.

И.Л.Комов

(Всесоюзный н.-и. институт синтеза минерального сырья)

## РОЛЬ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

1. Металлогенический анализ территории Енисейского края показывает, что золоторудные проявления тесно связаны с процессами метаморфизма.
2. Более интенсивная золотоносность приурочена к участкам, где породы относительно слабо метаморфизованы. Так, наиболее крупное золоторудное месторождение "Советское" приурочено к филлитам удерейской свиты. Минеральный состав кварцевых жил соответствует парагенезисам вмещающих метаморфических пород. Золото неизвестно на участках развития амфибодитовой фации метаморфизма (верховье р.Теи, Чиримбы, Лендахи), где развиты гнейсы, роговики, мраморы. Эти данные свидетельствуют о том, что процессы золотого оруденения контролировались теми же физико-химическими условиями, что и метаморфизм.
3. Мы полагаем, что рудные компоненты имеют двойственную природу. Они поставлялись в результате метаморфической мобилизации из вмещающих пород, а также вследствие привноса их по разломам из глубоких горизонтов земной коры.
4. Вынос золота происходил из пород более глубоких зон метаморфизма под влиянием метаморфогенных растворов. Это хорошо согласуется с экспериментальными данными В.Г.Моисеенко по термическому метаморфизму золота в вакууме и воздушной среде. Им установлено, что при повышении температуры золото в руде перекристаллизовыва-

ется с образованием более крупных разностей. В определенной среде скорость диффузии золота (особенно по межзерновому пространству) выше скорости диффузии серебра и других элементов. Перемещение вещества может происходить в твердом состоянии благодаря процессам диффузии; это подтверждает тот факт, что при метаморфизме в определенных условиях могут произойти значительные перераспределения золота. По материалам Бойля (1961), в Канаде на месторождении Йеллоунайф первично рассеянное в основных эффузивах золото в результате метаморфизма было переотложено в зонах рассланцевания. Безусловно, некоторую роль в золотом оруденении играют гранитоиды, которые, по-видимому, приводили к активизации процессов минералообразования в метаморфических толщах.

5. В районах Енисейского кряжа наблюдается тесная связь месторождений золота с литологическим составом вмещающих пород (золотое оруденение концентрируется в основном в филлитах, углистых сланцах, реже - в кварцитах). Эти данные, а также незначительные окolorудные изменения доказывают, что образование месторождений тесно связано с метаморфизмом.

6. В настоящее время первостепенное значение имеет проблема поисков золотоносных конгломератов, содержащих значительные концентрации золота. В Енисейском кряже установлены следующие типы древних металлоносных конгломератов: а) метаморфизованные протерозойского возраста, развитые в центральной части кряжа в основании кординской свиты; б) слабометаморфизованные нижнего кембрия, приуроченные к окраинным (северной и южной) частям Енисейского кряжа. Во внутренних частях региона они сохранились лишь в грабенах и грабен-синклиналиях.

7. Продуктивными и перспективными являются наиболее метаморфизованные древние (сульфидные) конгломераты типа Витватерсранд. Анализ литературных данных показывает, что для месторождений этого типа характерны следующие особенности: а) локализация рудных тел среди метаморфизованных древних кор выветривания, образование которых связано с крупными региональными перерывами; б) рудовмещающие толщи состоят из кварцевых конгломератов:

в) для рудоносных толщ типична ассоциация золота с пиритом, осмистым иридием; весьма характерен серицит; г) основная масса золота представлена чешуйками размерами 0,01 - 0,07 мм, которые встречаются в гальке и цементе; наблюдаются прожилки золота (в ассоциации с пиритом), пересекающие цемент и гальки.

8. Для правильного проведения поисковых работ необходимо четко представлять особенности этих месторождений, учитывая, что ряд исследователей (Ю.П.Ивенсен) считают их аналогом древних погребенных россыпей. Установлено, что в архейских и нижнепротерозойских породах (в Африке, Канаде) нет древних месторождений, которые могли бы обеспечить огромные массы переотложенного золота. Определяющая роль в образовании золотоносных конгломератов принадлежит процессам метаморфизма.

9. Формирование металлоносных конгломератов происходило в пределах крупных прогибов, вдоль разломов глубокого заложения. Большое значение имели процессы интенсивного корообразования, предшествовавшие метаморфизму. Причины метаморфизма не ясны. Не исключено, что главным фактором был тепловой поток, поступающий вдоль разломов. По данным Д.Ферхугена, региональный метаморфизм также сопровождается повышением теплового потока, идущего с больших глубин. Рудоносные растворы, вероятно, генетически не связаны с определенными магматическими образованиями, а явились продуктом глубоких метаморфических преобразований вмещающих пород. Эти растворы усваивали на своем пути золото из основных пород и их туфов (обладающих повышенным содержанием золота) и выносили его в остаточные коры выветривания; последние были превращены в кварцсерицитовые породы.

10. Большую роль при этом сыграл литологический фактор. Олигоклазовые конгломераты и гравелиты в силу своей высокой пористости служили хорошими проводниками растворов и местом активных химических реакций.

11. Зависимость оруденения от степени метаморфизма вмещающих пород может быть использована при поисковых работах на золото и при составлении металлогенических карт

Р.М.Полуновский, А.И.Белевцева  
(Трест "Артемгеология")

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ НЕКОТОРЫХ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИАЗОВЬЯ

1. В процессе детального изучения разрезов гнейсовой серии Центрального Приазовья и металлогенических особенностей слагающих их пород выявлены отдельные закономерности локализации пироксено-магнетитовых кварцитов, карбонатных пород, графитовых и высокоглиноземистых гнейсов. Установленные закономерности объединяют ряд факторов стратиграфического и литологического контроля оруденения.

2. Наиболее мощные, представляющие промышленный интерес тела пироксено-магнетитовых кварцитов приурочены к верхней части разреза гнейсовой серии Центрального Приазовья, выделяемой в демьяновскую подсвиту. С гнейсовыми образованиями демьяновской подсвиты генетически и пространственно связаны мощные рудные залежи всех участков Мариупольской группы железорудных месторождений, а также пачки пироксено-магнетитовых кварцитов, установленные по р.Берде на участках у совхоза им.Кирова и восточнее х.Сачки. По предварительным данным, закономерность концентрации мощных железорудных пачек в верхней части разреза гнейсовой серии подтверждается на отдельных участках Западного Приазовья (г.Куксунгур).

В нижней части разреза гнейсовой серии (темрюкская свита и богдановская подсвита сачкинской свиты) магнетитсодержащие кварциты и кристаллические сланцы слагают незначительные по мощности и протяженности пачки (разрезы р.Берды у х.Глодово и Сачки, участок у Стародубовского гранитного массива и др.).

3. С образованиями демьяновской подсвиты генетически и пространственно связаны мощные пачки карбонатных пород. На западном крыле синклинали мощность линз мраморов и кальцифиров достигает 105 м (Стародубовский

структурный профиль, скважины № 4п и 5п). По простиранию отдельные пачки прослеживаются на 5 - 6 км.

В осевой части Центрально-Приазовской синклинали мощность карбонатных пород, вскрытых скважинами № 71к - 77к между Дзержинским и Первомайским участками Мариупольской группы железорудных месторождений, достигает 500 м. В отдельных случаях в мраморах демьяновской подсвиты установлена флогопитовая минерализация.

В нижней части разреза гнейсовой серии (темрюкская свита) отмечено до 5 пачек карбонатных пород. Мощности пачек невелики и только в редких случаях достигают 5 - 7 м. Для описываемой части разреза характерно широкое развитие кальцифиров и диопсидо-плаггиоклазовых пород типа скарноидов; мраморы в разрезе темрюкской свиты не отмечены.

4. Графитовые гнейсы встречены во всех частях разреза гнейсовой серии. Установлено, что наиболее мощные пачки приурочены к нижней части разреза (темрюкская свита). На крыльях Центрально-Приазовской синклинали графитовые гнейсы темрюкской свиты слагают все известные в настоящее время месторождения (Троицкое, Сачкинское, Темрюкское, Каратюкское на западном крыле и старокрымское на восточном). Мощности отдельных пачек достигают 50 - 70 м, а содержание свободного углерода - 30 - 40%.

В верхней части разреза (богдановская и демьяновская подсвиты сачкинской свиты) отмечено до 11 пачек графитсодержащих гнейсов. Мощности пачек, как правило, невелики и колеблются в пределах 0,15 - 5,0 м. В отдельных случаях (Демьяновский участок) мощность пачек достигает 15 - 20 м. Содержание свободного углерода в гнейсах верхней части разреза колеблется от 0,1 до 2,0 - 3,2% и очень редко достигает 7,9%.

5. С метаморфическими образованиями нижней части описываемого разреза связаны почти все известные в настоящее время месторождения и проявления высокоглиноземистых силлиманит-корунд-шпинель- и кордиеритсодержащих гнейсов. В разрезе темрюкской свиты эти гнейсы тесно ассоциируют с полевошпатовыми кварцитами.

В разрезах западного крыла синклинали установлено три пачки высокоглиноземистых гнейсов мощностью (видимой) 0,8 - 5,5 м. Содержание корунда в породе достигает 16%, силлиманита - 20 - 25%. По простиранию пачки прослежены на значительные расстояния (до 10 - 12 км).

6. Установленные закономерности локализации отдельных метаморфогенных полезных ископаемых представляют практический интерес, так как совместно с материалами геофизических, структурных и геохимических исследований определяют направление дальнейших поисковых работ.

Л.И.Федоровская, Г.И.Князев  
(Институт минеральных ресурсов,  
Днепропетровск)

### РОЛЬ МЕТАСОМАТОЗА В ОБРАЗОВАНИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ПЕТРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Петровская магнитная аномалия расположена в 55 км северо-западнее Кривого Рога. Петрографические исследования по 15 скважинам, вскрывшим железистые кварциты, позволили установить следующие их особенности.

1. Железистые кварциты приурочены к небольшим массивам метаморфизованных басполевошпатовых ультраосновных пород, залегающих среди гнейсов и мигматитов. Последние широко распространены вдоль западной границы Криворожско-Кременчугской зоны.

2. Метаморфизованные ультраосновные породы представлены существенно амфиболовыми разностями, иногда - сланцеватыми (с реликтами моноклинного пироксена) и серпантитами с реликтами оливина и моноклинного пироксена.

3. В результате регрессивного метаморфизма амфиболиты местами превращены в существенно актинолитовые, реже - в куммингтонитовые, иногда - в гранатсодержащие сланцы. Локально проявлялась биотитизация. Серпен-

тиниты подверглись оталькованию, тремолитизации, мусковитизации, антофиллитизации и карбонатизации.

4. В железистых кварцитах, связанных постепенными переходами с ультраосновными породами, широко развиты кристаллобластовые структуры замещения (метасоматические); типичные же гранобластовые структуры почти совершенно отсутствуют.

Наиболее идиоморфными минералами являются магнетит и гематит. Кварц принадлежит двум генерациям: ранней (мелкозернистый - кварц 1) и более поздней (крупнозернистый - кварц 2). Амфиболы, пироксен, редкобитит и плагиоклаз присутствуют в железистых кварцитах в подчиненном количестве как реликтовые минералы (сохранившиеся от замещения кварцем и магнетитом). Эти минералы по своим оптическим свойствам идентичны минералам ультраосновных пород.

5. Полосчатые текстуры железистых кварцитов являются вторичными, образованными в процессе железистого и кварцевого (кварц 2) метасоматоза рассланцованных ультраосновных пород и сланцев. Кварциты с массивной текстурой - это типичные окварцованные (кварц 1) и оруденелые (магнетит, гематит) существенно амфиболовые породы и пироксениты. В массивных кварцитах выявлены реликты пироксенитов с сидеронитовой структурой.

Намечается такая последовательность метасоматических процессов: амфиболитизация → окварцевание → железистый метасоматоз.

6. Железистые кварциты Петровского участка не выходят за пределы массивов ультраосновных пород и в разрезах по скважинам не наблюдается непосредственного контакта железистых кварцитов с окружающими гнейсами и мигматитами. Это исключает возможность их осадочного происхождения.

Г.Ф.Гузенко, А.И.Никонов  
(Институт минеральных ресурсов,  
Днепропетровск)

## О РОЛИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОРУДЕНЕНИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ БЕЛОЗЕРСКОГО РАЙОНА

В продуктивном горизонте железистых кварцитов Белоозерского района установлено широкое развитие процессов гидротермального метасоматоза, выразившихся в карбонатизации и ошелачивании пород. Как правило, они тесно связаны с тектонически нарушенными зонами, в которых создались благоприятные условия для циркуляции растворов.

Процессы карбонатизации развиты преимущественно на Южно-Белоозерском и Переверзевском месторождениях, обуславливают образование в железистых кварцитах больших количеств (40 - 70%) железистых карбонатов, замещающих магнетит и кварц. Количество магнетита при этом уменьшается от 28 - 30 до 2 - 9, кварца - от 48 - 50 до 14 мол.%, иногда они совсем исчезают. Содержание железа остается постоянным, наблюдается только переход его из окисной формы в закисную. При процессах окисления карбонатизированные кварциты в зависимости от степени их изменения переходят в мартит-дисперсногематитовые кварциты или руды, в которых количество дисперсного гематита достигает 70 - 75%. Такие руды и кварциты с высоким содержанием дисперсного гематита по простиранию и падению переходят в неизменные исходные породы.

В связи с карбонатизацией нарушается твердо установленная для Криворожско-Кременчугской полосы зависимость минералогического состава руд от исходных пород. Этими же процессами дорудной карбонатизации обусловлено и необычное количественное распределение типов руд в Белоозерском районе. Так, из общего числа запасов на долю мартитовых руд приходится примерно 20%, дисперсногематит-мартитовых - 45% и мартит-дисперсно-

гематитовых - 35% при резком, не менее чем в 10 раз преобладания площади развития мартитовых и дисперсно-гематит-мартитовых кварцитов над мартит-дисперсно-гематитовыми.

Однако до настоящего времени не были выявлены причины преимущественного оруденения карбонатизированных железистых кварцитов по сравнению с неизменными, которые являются менее плотными и, следовательно, более водопроницаемыми. По-видимому, в начальный период процессов окисления они захватывают в первую очередь неизменные трещиноватые железистые кварциты и по контакту также карбонатизированные разности их. Общеизвестна неустойчивость железистых карбонатов в окислительных условиях. При этом за счет замещения карбоната дисперсным гематитом, занимающим вдвое меньший объем, в породе резко (в 2,8 - 4,6 раза) увеличивается пористость (до 7 - 12%). Пористость в окисленных неизменных кварцитах в основном не изменяется (4,6%). Тем самым создаются более благоприятные условия для циркуляции растворов и дальнейшего развития процессов окисления именно в карбонатизированных железистых кварцитах.

Пересчет баланса вещества при этом показал возможность образования богатых железных руд мартит-дисперсно-гематитового состава из интенсивно карбонатизированных железистых кварцитов в процессе окисления даже без дополнительного выщелачивания. Обязательным условием протекания процессов прудообразования в измененных кварцитах является локальный характер процессов карбонатизации в них. Такие участки наиболее перспективны для поисков богатых железных руд.

Процессы щелочного метасоматоза установлены только в богатых разновидностях железистых кварцитов Северо-Белозерского месторождения вблизи крупных надвигов. Магнетитовые кварциты здесь превращены в эгириновые, эгирин-рибекитовые и альбит-эгирин-рибекитовые разновидности. Содержание щелочных минералов в наиболее интенсивно измененных кварцитах достигает 65 - 70%. Количество кварца уменьшается до 3 и магнетита -

до 15 мол.%. Содержание железа остается почти неизменным, на 5 - 6% увеличивается количество окисного железа, но основная часть его связана с силикатами, что значительно снижает качество железистых кварцитов. Кварциты становятся массивными, плотными, с незначительной пористостью (1 - 3%), т.е. практически водонепроницаемыми. Процессы окисления в них проявляются слабо, процессы оруденения отсутствуют. Таким образом, процессы щелочного метасоматоза в железистых кварцитах являются отрицательным признаком на поиски богатых железных руд.

Д.А.Михайлов

(Институт геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР)

## ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ФЛОГОПИТА В ДИОПСИДОВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ АЛДАНА

1. Развитые на Алданском докембрийском массиве флогопитовые месторождения связаны со своеобразным комплексом существенно диопсидовых пород. Со времени открытия и всестороннего изучения этих месторождений сформировались три точки зрения на их генезис. Первая рассматривает эти образования как скарны (Д.С.Коржинский, Л.И.Шабыкин, М.А.Лицарев), вторая - метаморфогенная (Д.П.Сердюченко, В.А.Галюк) и третья - гидротермально-метасоматическая (Н.Г.Судовиков, Л.В.Климов, Д.А.Михайлов, С.П.Мурзаев, М.Е.Салье). Различия во взглядах сводятся к различному пониманию вопросов геологии, петрологии диопсидовых пород, вмещающих рудные концентрации, и источника элементов, входящих в их состав.

2. Несмотря на широкое развитие диопсидовых метасоматитов в докембрийских образованиях Алдана, только часть их содержит рудные концентрации флогопита. Сле-

довательно, проблема генезиса флогопитовых месторождений состоит из разрешения вопроса происхождения диопсидовых метасоматитов и выяснения причин образования в них промышленных концентраций флогопита.

3. Если на происхождение самих диопсидовых пород существует резкое различие во взглядах, то большинство упомянутых выше исследователей рассматривают образование флогопита в этих породах путем метасоматоза. Однако причины возникновения метасоматоза, приведшего к флогопитообразованию, опять-таки понимаются по-разному.

4. В результате комплексного изучения геологии и петрологии диопсидовых пород было определено их место в истории геологических событий. При этом отмечено, что в алданском докембрии имеются три группы диопсидовых пород: метаморфические, контактово-метасоматические и жильные. Первые две группы незначительны по масштабам развития и лишены рудных концентраций флогопита. Третья группа диопсидовых пород, слагающая различные по величине и форме тела жильного характера, имеет разнообразный состав и с ней генетически связаны флогопитовые месторождения.

5. Установлено, что флогопитоносные метасоматиты развивались после консолидации метаморфических толщ, претерпевших также ультраметаморфизм и, как показали исследования В.Л. Дука, ряд последовательно проявленных деформаций. Согласно В.Л. Дуку, флогопитоносные метасоматиты образованы после (или в период) IУ стадии образования зон наложенной сланцеватости. Установлен изотопный возраст флогопитоносных метасоматитов и вмещающих их пород, в том числе и диопсидовых пород первых двух групп.

6. Установлено, что кроме линейных зон наложенной сланцеватости диопсидовые метасоматиты локализуются в областях контактов различных пород (гранит-пегматитов и сланцев), зон трещиноватости или избирательно замещают породы, наиболее проницаемые для растворов.

7. Кроме структурного контроля выявляется литологический контроль в размещении метасоматитов. Установлено, что диопсидовые жильные метасоматиты пространственно локализованы в участках либо развития доломитовых мрам-

морев, либо кристаллических сланцев основного состава, замешая при этом породы любого состава.

8. Внутри диопсидовых жил с правильной симметричной зональностью, развитых вдоль трещин, крупнопластинчатый флогопит слагает обычно осевые части в виде линейно-вытянутых зон или гнезд. В метасоматических телах, замещающих метаморфические породы по широкому фронту, вытянутых по простиранию этих пород и унаследующих их текстуру (полосчатость, мелкую складчатость), промышленные зоны флогопита имеют секущее положение по отношению к залеганию самого тела метасоматита. Ориентировка этих секущих зон одинакова для всего месторождения и связана с трещинной тектоникой вмещающей метаморфической толщи. Образование секущих зон флогопита происходило во время метасоматоза и связано, вероятно, с большей пористостью метасоматитов по сравнению с вмещающими их породами.

9. Геологическая позиция флогопитоносных метасоматитов указывает на то, что замещаемые ими гранитоиды являлись источником калия для образования флогопита. Расчеты М.Е.Салье показали, что при флогопитообразовании не происходит привноса калия извне, а он заимствуется из вмещающих пород. Детальное изучение миграции щелочей и других элементов при метасоматозе позволяет судить о режиме кислотности-щелочности процесса.

10. Таким образом, образование промышленных залежей флогопита в диопсидовых телах связано с развитием метасоматитов вдоль широких и протяженных зон наложенной сланцеватости, пересекающих породы основного состава, что обеспечило образование мощных и протяженных метасоматических тел. Вследствие изменения пористости в метасоматитах образовывались контракционные трещины, по которым шло образование крупнопластинчатого флогопита.

Ю.С.Лебедев  
(Институт минеральных ресурсов,  
Симферополь)

## О РОЛИ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИАЗОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В 1963-64 гг. в результате поискового бурения, проведенного Приазовской геологической экспедицией, в пределах Мангушской группы магнитных аномалий были открыты Северное, Демьяновское, Дзержинское и Первомайское железорудные месторождения (Я.Н.Белевцев, М.Д.Бойчук, А.И.Зарицкий и др., 1964). В конце 1967 г. в этом же районе было выявлено Юрьевское месторождение. Указанные месторождения образуют генетически единую группу, получившую название Мариупольской. Район развития этих месторождений определяется как Мариупольский железорудный.

Железные руды месторождений мариупольского района представлены пироксено-магнетитовыми, гранато-пироксено-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами. Господствующим развитием в пределах месторождений пользуются пироксено-магнетитовые кварциты.

В составе железных руд исследованных месторождений магнетит представлен двумя генерациями.

Магнетит первой генерации пользуется преимущественным развитием в магнетитовых и пироксен-магнетитовых прослоях железистых кварцитов. Образовался он в процессе регионального метаморфизма первичных вулканогенно осадочных железных руд, происходившего в условиях гранулитовой фации. Метаморфическая перекристаллизация исходных железистых пород происходила при этом без значительных перемещений вещества в пределах рудного пласта.

Магнетит второй генерации образует преимущественно согласные, послойные прерывистые жильные выделе-

ния в железистых кварцитах района. Мощность подобных выделений достигает 10 - 20 мм (обычно меньше). Местами в железных рудах наблюдаются участки мощностью до 10 - 25 см, обогащенные выделениями магнетита второй генерации. Судя по морфологическим особенностям этих выделений, магнетит второй генерации образовался преимущественно в результате мобилизации и перекристаллизации рудного материала в пределах рудного пласта. Почти повсеместное, хотя и подчиненное по отношению к магнетиту первой генерации, развитие его в железных рудах района свидетельствует о происшедшем уже после завершения регионального метаморфизма насыщении рудного пласта метаморфогенными мобилизующими растворами.

Предположение о том, что железные руды района образовались в результате обогащения магнетитом в связи с процессами гранитизации метаморфических железистых пород, содержащих сравнительно небольшое количество этого минерала, не подтвердилось. Установлено, что концентрации железа, характерные для этих железных руд, образовались еще в седиментогенезе. Существенного приноса магнетита в рудный пласт в последующем не установлено.

Можно допустить, что наблюдающаяся в железных рудах района частичная мобилизация и перекристаллизация магнетита связана с процессом гранитизации, широко проявившемся в кристаллических породах Восточного Приазовья. Однако признаки метасоматической гранитизации в железных рудах Мариупольского рудного района отсутствуют. Гранитизирующие кремнево-щелочные растворы не оказали заметного воздействия на железистые кварциты. В связи с этим допускается, что наблюдаемая в регионально метаморфизованных железистых кварцитах района последующая дифференциация вещества связана с другими частными проявлениями процесса ультраметаморфизма.

Особенности минерального состава и химизма железных руд района свидетельствуют о том, что ультраметаморфизм был вызван действием потока гидротермальных растворов, характеризующихся очень низким содержанием

щелочей. Не исключена возможность, что эти растворы могут быть отнесены к сквозьмагматическим (Д.С.Коржинский, 1955).

Обнаружение в пределах Мариупольского железорудного района жильных пород сиенитового комплекса позволяет также предполагать возможность поступления потока растворов, вызывающих ультраметаморфизм железистых кварцитов, из сиенитового магматического очага. В случае правильности этого предположения в тех районах Приазовья, где активность связанных с сиенитовой магмой метасоматических растворов была более высокой, могут быть обнаружены значительные образования богатых железных руд.

Проведенные исследования позволяют считать, что метаморфогенное рудообразование в Мариупольских железорудных месторождениях происходило в процессе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и не было связано с привнесом значительных количеств рудного материала извне.

М.В.Миткеев

(Трест "Днепрогеология")

## ЛОКАЛИЗАЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ДОКЕМБРИЯ НА ПРИМЕРЕ БЕЛОЗЕРСКОГО РАЙОНА

1. Белозерский железорудный район расположен в юго-восточной части Украинского кристаллического щита, на склоне Причерноморской впадины, и занимает южную часть Конско-Белозерской структурно-фациальной зоны. Породы докембрия перекрыты осадочными образованиями мезокайнозоя мощностью от 180 м на севере до 700 м на юге района.

2. Богатые железные руды (сложного генезиса) приурочены к мартитовым кварцитам белозерской свиты и в основном локализируются в складчато-трещинных участках западного крыла Центральной и Северо-Белозерской син-

клиналей, представляющих структуры четвертого и пятого порядков.

3. Богатые руды залегают в форме столбообразных, линзообразных и пластообразных тел, имеющих сложное выклинивание.

4. Рудные тела круто падают на восток, согласуясь с общим падением железистых кварцитов, и уходят на глубины свыше 800 м от аэррозионной поверхности кристаллического фундамента.

5. Метаморфизованные железные руды, требующие обогащения и представленные грюнерит-магнетитовыми кварцитами, залегают в виде пластовых тел среди пород метабазитовой свиты (западный участок) и магнетит-карбонатными кварцитами - среди пород белозерской свиты (восточное крыло, северное замыкание, южная часть Центральной синклинали и северная часть Переверзевского месторождения).

А. Я. Хмара

(Институт минеральных ресурсов,  
Симферополь)

## МЕТАМОРФИЗМ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТА

1. Месторождения антофиллит-асбеста локализируются в ультрабазитах, испытавших изменения в условиях амфиболитовой и в ряде случаев гранулитовой фаций регионального метаморфизма. В геологическом отношении антофиллит-асбестоносные ультраосновные породы залегают в зонах ультраметаморфизма среди гранито-гнейсовых и гнейсово-мигматитовых комплексов (Сысертско-Ильменогорский и Мугоджарский мегантиклинории Урала, Северная Карелия, Западное Приазовье).

Среди асбестоносных ультраосновных пород по составу и петрохимическим особенностям выделяются ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации Сысертско-Ильмено-

горского мегантиклинория и габбро-перидотитовой формации Западного Приазовья.

2. Массивы ультрабазитов Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория имеют сложное зональное строение. Общая метаморфическая зональность их выражается такой последовательностью зон (от центра к периферии): серпентинизированные дуниты, гарцбургиты или оливино-энстатитовые породы - энстатито-антофиллитовые и тальково-карбонатно-антофиллитовые породы - тальково-карбонатные породы - актинолитовые породы - хлоритовые породы. Зональность ультрабазитов формируется под воздействием метаморфизирующих растворов, просачивающихся от периферии к центру массивов. Первичные гарцбургиты и дуниты в прогрессивный период метаморфизма сначала испытывают серпентинизацию, а затем - антофиллитизацию в термодинамических условиях амфиболитовой фации. В участках высоких давлений и температур серпентиниты перекристаллизовываются в оливиново-пироксеновые и пироксеновые породы, преимущественно оливиново-энстатитовые и энстатитовые (Меренков, 1957; Романович и Смирнова, 1963). Образуются породы оливиново-пироксеновой (гранулитовой по Тернеру) фации.

В условиях регрессивного метаморфизма оливиново-энстатитовые породы испытывают антофиллитизацию, серпентинизацию, оталькование и карбонатизацию, что приводит к образованию пород антофиллитовой и тальково-карбонатно-серпентиновой фаций. Антофиллитовые породы, сформировавшиеся по серпентинитам и серпентинизированным перидотитам, также подвергаются оталькованию и карбонатизации в период регрессивного метаморфизма.

Изменение ультрабазитов в период регрессивного метаморфизма характеризуется высокой активностью магния, железа, силиция и воды в течение всего процесса. Магний и железо находятся в избытке и выносятся из системы, причем вынос Fe превышает вынос Mg, вследствие чего с усилением регионального метаморфизма увеличивается отношение магния к железу и уменьшается общая железистость продуктов метаморфизма. В целом вынос магния достигает 32 - 46%, а железа - 40 - 56%.

Силиций привносится только при антофиллитизации и отальковании. Высокими химическими потенциалами воды и углекислоты обусловлены соответственно серпентинизация и карбонатизация. Развитие актинолитовой и хлоритовой зон характеризует проявление кальциевого и алюминиевого метасоматоза локального значения.

3. В изученных ультрабазитах антофиллит-асбестовая минерализация локализуется в существенно антофиллитовых (энстатито-антофиллитовых, тальково-карбонатно-антофиллитовых - Урал и хлорито-карбонатно-антофиллитовых - Западное Приазовье) породах. Процесс асбестизации протекает на одном из этапов регрессивного метаморфизма и заключается в развитии антофиллит-асбеста пр энстатиту, тальку и преимущественно антофиллиту. В случае, когда асбест развивается по пороодообразующим минералам, формируются массивные руды, которые по структурному признаку подразделяются на столбчатые, пучковатые, звездчатые, пучковато-звездчатые и звездчато-пучковатые. В ультрабазитах встречаются также жильные проявления антофиллит-асбеста. При этом антофиллит-асбест развивается по антофиллиту в жильных выделениях тальково-карбонатно-антофиллитовых пород или образуется в ассоциации с кварцевыми жилами в антофиллитовых породах и серпентинитах. Асбестизация в жильных тальково-карбонатно-антофиллитовых породах распространена на уральских месторождениях, а в ассоциации с кварцевыми жилами - в ультрабазитах Западного Приазовья. Асбестизация антофиллита совершается посредством взаимодействия его с водными растворами и сопровождается значительным выносом катионов железа (до 29%), частично магния (до 2,4%) и привнесом конституционной воды (до 45%). Вода в виде иона гидроксония входит в кристаллическую решетку, замещая катионы магния и железа. Уменьшается общая железистость образованного по антофиллиту асбеста, что указывает на резкое изменение термодинамических условий и, в первую очередь температуры и давления (в связи с широко развитыми явлениями анатексиса и палингенезиса), поскольку с увеличением температуры распределения  $eO : M O$  смещается в магнезиальную область, а вынос катионов железа и частич-

но магния возможен при большем давлении на антофиллит в системе антофиллит - поровый раствор. Таким образом, асбестизация антофиллита является гидротермально-метасоматическим процессом. Образование жильного антофиллит-асбеста в ассоциации с кварцевыми жилами в серпентинитах и антофиллитовых породах происходит за счет магния и железа ультрабазитов при наличии кремнезема и относится к гидротермально-биметасоматическому процессу.

4. Масштабы проявления антофиллит-асбестовой минерализации в продуктах метаморфизма ультрабазитов разных генетических типов различна. Она в основном развита в продуктах метаморфизма ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации, среди которых преобладают существенно антофиллитовые породы, и в значительно меньшей степени в продуктах метаморфизма ультрабазитов габбро-перидотитовой формации, где антофиллитовые породы имеют ограниченное распространение.

Я.З.Дорфман

(Институт минеральных ресурсов,  
Днепропетровск)

## О КАРБОНАТИЗАЦИИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ИНГУЛЕЦКОГО ТИПА В КРИВОМ РОГЕ

В залежах богатых железных руд средней свиты у контакта ее с верхней свитой (ингулецкий тип оруденения) ярко проявился углекислый кальциево-магнезиальный метасоматоз. Карбонатизированные руды распространены в Саксаганской антиклинали, Основной и Лихмановской синклиналях на глубине от 120 до максимальной глубины подсечения скважинами 1500 м. Метасоматоз выражен в вытеснении и избирательном замещении кварца и силикатов карбонатами ряда доломит - анкерит на заключительных стадиях метаморфогенного формирования руд. Неполнота замещения нерудных минералов и инертное поведение

рудных (магнетита, гематита) свидетельствуют о слабой интенсивности карбонатизации.

Карбонатный метасоматоз проявился и во вмещающих породах висячего и лежащего бока залежей. Вследствие метасоматического преобразования сланцев верхней свиты в висячем боку образовались пластообразные зоны кварц-карбонатных пород и доломитов мощностью 10-30 м. В железистых роговиках и джеспилитах средней свиты (лежащий бок), по которым образовались богатые руды, карбонатизация выражена слабее - наблюдаются лишь секущие прожилки и частичное замещение кварца роговиковых слоек.

Химические, термические и оптические свойства новообразованных карбонатов из богатых руд и вмещающих пород одинаковы.

Отмеченные особенности углекислого кальциево-магнезильного метасоматоза позволяют утверждать, что щелочноземельные элементы (кальций и магний) выносились из мощных толщ осадочных доломитов верхней свиты дегидратационными метаморфогенными водами, выделявшимися в процессе метаморфизма из осадочных пород той же свиты. Зоны тектонически ослабленного контакта средней и верхней свит стали основными путями миграции этих растворов и обусловили их активное воздействие на руды и вмещающие породы именно у контакта свит.

Основной фактор карбонатного метасоматоза - региональный метаморфизм главной фазы складчатости, проявившийся после отложения пород верхней свиты.

Гипогенно-метасоматический характер карбонатизации подтверждается рядом признаков: проявлением карбонатизации только в неокисленных рудах магнетитового и железослюдково-магнетитового состава с кварцем и силикатами; нарастанием ее интенсивности с глубиной; распространением карбонатов на всю мощность залежей; резким несоответствием состава карбонатов в рудах (доломит - анкерит) составу диагенетических карбонатов в железистых роговиках средней свиты и породах верхней свиты (сидерит - сидероплезит).

Карбонатизация повышает модуль основности руд в результате вытеснения из них кремнезема и глинозема, что улучшает их качество как сырья для металлургического передела.

Ю.Н.Ануфриев  
(Всесоюзный н.-и. институт синтеза  
минерального сырья)

## ОСОБЕННОСТИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ГНЕЗД НА УРАЛЕ

1. На Урале известны гидротермально-альпийские хрусталеносные жилы, генетической особенностью которых является гидротермальный способ образования жильного кварца и латераль-секреционное (метаморфогенное) происхождение гнезд, содержащих кристаллы горного хрусталя и сопутствующие минералы.

2. Различие в генезисе жил и гнезд подчеркивается многими факторами. Жилы практически мономинеральны, сложены плотными агрегатами неограниченных зерен кварца, минеральное выполнение жил не зависит от состава вмещающих пород, околожильные изменения их проявлены слабо и обуславливаются привнесением компонентов (окварцевание и др.). В отличие от жил гнезда полиминеральны, содержат индивидуализированные хорошо ограниченные кристаллы, минеральный состав их полностью зависит от состава вмещающих пород, окологнездовые изменения которых четко проявлены и выражаются в выносе компонентов (выщелачивание, аргиллизация).

3. Минерализующая полость и зона выщелачивания окружающих ее пород представляет собой систему, близкую по характеру к закрытой системе автоклава. В автоклаве в результате температурного градиента происходит растворение кварцевой шихты в более нагретой его части и перенос и отложение кремнезема на затравках в менее нагретой части автоклава. В природных условиях ведущую роль в процессе играет градиент давления. Происходит растворение пород поровыми растворами, испытывающими большее давление, диффузия компонентов в сторону полости и отложение минерального вещества из растворов полости, находящихся под меньшим давлением.

4. Как и при синтезе кристаллов кварца, природный процесс метаморфогенного хрусталеобразования происхо-

дит наиболее активно в щелочных (натриевых) средах. По этой причине наиболее крупные хрусталеносные гнезда образуются в существенно натриевых породах - плагиоаплитах, кварц-плагиоклазовых метасоматитах, альбитизированных породах.

5. Метаморфогенное хрусталеобразование происходит в регрессивную стадию метаморфизма, преимущественно на границе фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации. Этому отвечают температуры образования минералов и минеральные парагенезисы (кварц, хлорит, эпидот, кальцит, альбит, адуляр и др.). На ряде объектов отмечены следы проявления низкотемпературной метаморфической дифференциации с образованием халцедона вместо кварца и нонтронита (хлоропала) вместо хлорита.

6. Регрессивный метаморфизм указанных фаций проявился преимущественно в краевых зонах геосинклинальных поднятий. В центральных частях поднятий имел место более высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации с образованием в результате магматического замещения формации батолитовых гранитов. Во внутренних частях геосинклинальных погружений породы испытали главным образом прогрессивный зелено-сланцевый метаморфизм.

7. В соответствии с этим минерагеническая формация метаморфогенных хрусталеносных образований закономерно размещается в краевых зонах поднятий и отсутствует во внутренних их частях и в погружениях. Исключения составляют те локальные внутренние части поднятий, которые испытали наложенный более низкотемпературный зеленосланцевый регрессивный метаморфизм вдоль ослабленных зон.

8. В пределах благоприятных для хрусталеобразования зон регионального зеленосланцевого регрессивного метаморфизма наиболее крупные скопления высококачественных кристаллов кварца формируются также в благоприятных существенно натриевых древних породах нижнепалеозойского возраста, отличающихся интенсивной и неоднократной дислоцированностью с рассланцеванием и милонитизацией, делающей их пористыми, удобными для процессов метаморфической дифференциации.

А.С.Яценко

(Бурятское геологическое управление)

## МЕТАМОРФОГЕННАЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ЗОЛОТОКВАРЦЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-МУЙСКОГО ХРЕБТА

1. В восточной части Северо-Муйского хребта в бассейне р.Витима развиты архейские и нижнепротерозойские образования (по Л.И.Салопу). Первые представлены кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами илеирской свиты, а вторые - метаморфизованными конгломератами, песчаниками, парасланцами, мраморизованными известняками, эффузивами, реже - кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами муйской серии. Широко развиты габбро, диориты и граниты муйского комплекса нижнего протерозоя. Стратифицированные образования и интрузии имеют северо-восточное простирание.

2. Архейские образования приурочены к северо-западной части района, а нижнепротерозойские - к юго-восточной части. Архейские и нижнепротерозойские образования сочленяются по системе тектонических зон северо-восточного простирания. На участке сочленения архейских и нижнепротерозойских образований в пределах полосы, вытянутой в северо-восточном направлении и имеющей ширину порядка 10 км, встречаются небольшие блоки как архейских, так и нижнепротерозойских пород и наиболее интенсивно развиты граниты муйского комплекса.

3. Широко распространены кварцевые жилы и прожилки. На всей исследованной площади они образовались в один этап докембрийского жилобразования. Жилы имеют незначительную (от нескольких до 50 м) протяженность по простиранию и падению. Мощность жил колеблется от первых сантиметров до 5 м (в раздувах).

4. Жилы и прожилки выполнены кварцем трех генераций: непрозрачным сливным темно-серым, серым и светло-серым; непрозрачным молочно-белым и полупрозрачным стекловатым светло-серым до белого. Относительно высокотемпературный кварц серых тонов окраски прояв-

ляется в глубоко измененных породах в северо-западной части района и в полосе сочленения разновозрастных образований. Сравнительно низкотемпературный молочно-белый кварц встречается по всему району, но наиболее широко распространен в его юго-восточной части. Полупрозрачный стекловатый кварц светло-серого до белого цвета также встречается в пределах всего района, но везде имеет незначительное развитие.

5. Нами выделено два типа кварцевых жил и прожилков, образование которых происходило в разной тектонической обстановке.

Большая часть жил и прожилков локализуется в малопротяженных (десятки и первые сотни метров) зонах и трещинах, по которым в процессе жилообразования слабо происходили подвижки. В таких жилах обычно наблюдается постепенная смена непрозрачного сливного кварца серых тонов окраски непрозрачным молочно-белым, а последнего - полупрозрачным стекловатым светло-серым и белым. Состав жил и прожилков тесно связан с составом вмещающих пород. В кварцитах отмечаются практически мономинеральные кварцевые жилы, в гнейсах - полевошпат-кварцевые, в известковистых сланцах - карбонат-кварцевые. Зависимость состава кварцевых жил от состава вмещающих пород указывает на метаморфогенный генезис этих жил.

Другая часть жил и прожилков приурочивается к крупным (протяженностью до 20 км) разломам и оперяющим эти разломы тектоническим зонам и трещинам в полосе сочленения разновозрастных толщ. При жилообразовании происходили интенсивные подвижки, свидетельством чего является наложение поздних генераций кварца после значительного дробления ранних. Жилы бывают кварцевыми, анкерит-кварцевыми, пирит-анкерит-кварцевыми. Состав их незначительно изменяется в участках смены одних пород другими. Даже в известняках доля карбонатов не поднимается выше 30 - 40% минерального выполнения жил. Здесь налицо факт переноса минерального вещества. Такие жилы и прожилки следует рассматривать как гидротермальные. Между метаморфогенными и гидротермальными кварцевыми жилами и прожилками имеются постепенные переходы.

6. Различными методами анализов золото устанавливается во многих кварцевых жилах и прожилках района. Наиболее золотосны жилы и прожилки в пределах полосы сочленения разновозрастных толщ, где каждая десятая проба показывает золото. В юго-восточной части района золото встречается реже (5% проб), а с северо-западной части района оно обнаруживается в единичных пробах.

Фактический материал по юго-восточной части района (довольно равномерное распределение проб с золотом по площади и повышенное содержание золота в жилах, залегающих в наиболее золотосных вмещающих породах) позволяет сделать заключение о метаморфогенном генезисе золотого оруденения в этой части района.

Равномерная, но резко пониженная золотосность жил и прожилков в северо-западной части района, на наш взгляд, также находит объяснение с позиций метаморфогенного оруденения. В этом блоке слабо раздробленных пород золото укрупнялось сравнительно редко вследствие более высокотемпературного жилообразования.

Крайне неравномерное, узловое размещение золота в полосе сочленения разновозрастных толщ обусловлено качественно отличными особенностями его перераспределения при жилообразовании. Здесь при интенсивных тектонических подвижках было резко выражено приоткрывание отдельных участков зон и трещин. Постепенно остывающие и обогащающиеся золотом растворы мигрировали по сети разрывных нарушений в приоткрывающиеся участки зон и трещин. При кристаллизации минерального вещества поздних порций растворов локально обособлялся более продуктивный кварц второй и третьей генераций нередко в ассоциации с крупным (до 4 мм в поперечнике) золотом.

Ю.Н.Размахнин, Э.М.Размахнина  
(Приморское геологическое управление)

О СВЯЗИ СИХОТЭАЛИНСКИХ БИОТИТИТОВ И ИХ  
КИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ С ОЛОВЯННЫМ  
ОРУДЕНЕНИЕМ  
(на примере Приморья)

1. Приморье в своей восточной сихотэалинской части это область регионального развития своеобразной метаморфической субфации биотитов - метасоматических биотитовых роговиков, развившихся здесь в основном в алевропелитах и песчаниках верхнего палеозоя и мезозоя. В литературе (Толок, 1964; Размахнин, Размахнина, 1966 и др.) кратко уже освещались особенности состава и развития этих образований. В частности, подчеркивалось, что при процессе биотитизации, протекавшем без видимой связи с интрузивными массивами, ярко выражено стремление к замещению пород практически мономинеральным агрегатом биотита при относительно слабых кристаллизационных изменениях структуры исходных пород. В рамках классических представлений о метаморфических фациях биотитовую субфацию, вероятно, следует рассматривать как занимающую промежуточное положение между фацией эпидотовых амфиболитов и амфиболитовой фацией.

2. Время формирования биотитов в общем ряду оловяносных интрузивных образований верхнего мела (Изох и др., 1957; Размахнин, 1959; 1966 и др.) установлено нами по развитию биотититов по дайкам и штокам среднеосновных пород, внедрившихся перед становлением плутонов гранитоидов главной фазы, и по наложению на биотититы секториально сдвойникованных сетчатых профиробласт-кордиерита в экзоконтакте интрузивов главной фазы. Таким образом, время формирования биотититов - "догранитовое", но более позднее, чем упомянутых "догранитовых" штоков и даек.

3. Отмеченное указывает на отсутствие непосредственных связей между формированием биотититов и интрузивны-

ми телами как в пространстве, так и во времени. Ранее нами отмечалось (1966), что биотититы сформировались в результате движения восходящих растворов, возможно, типа сквозьмагматических растворов Д.С.Коржинского.

4. В 1966 - 1967 гг. авторы изучили на 12 рудных полях оловянных и оловянно-полиметаллических месторождений Приморья (Лифудзинское, Смирновское, Дальнее, Октябрьская группа месторождений и др.) распределение минерализации в зависимости от степени и характера метаморфических (метасоматических) изменений пород в плане каждого рудного поля. В результате установлено, что в обнаруженной ранее нами и другими авторами связи оловянной минерализации с биотититами существует промежуточное звено, раскрывающее сущность явления. Дело в том, что на каждом рудном поле отмечается мощное кремнекислотное выщелачивание биотититов. В плане региональных полей биотититов такого рода выщелачивание носит отчетливо местный характер. При этом промышленные месторождения располагаются на тектонически более нарушенных окраинах региональных полей биотититов, а малые и непромышленные месторождения - во внутренних зонах этих полей с развитой сетью более мелких трещин.

5. Приурочиваясь к зонам трещиноватости и ядрам антиклинальных структур, выщелачивание проявляется в виде ореолов чаще округло-овальной формы. Иногда в центре этих овалов сохраняется блок слабо выщелоченных биотититов (месторождения Перевальное, Октябрьское и др.). Эти структурные формы проявления выщелачивания позволили предварительно назвать их ядрами выщелачивания или метасоматическими ядрами рудных полей.

6. В метасоматических ядрах происходит серицитизация, хлоритизация и окварцевание биотититов. Биотит при этом распадается на хлорит, серицит и биотититы, которые имеют обычно вишневый оттенок в окраске, покрываются пятнами, зонами, просечками обеления с тенями замещающего субстрата.

7. Метасоматические ядра окаймляются пропилюто-видной зоной серицит-хлорит-эпидот-карбонатного изменения пород с неравномерным их окварцеванием мета-

коллоидного происхождения. Местами в случае промышленных месторождений (Лифудзинское, Смирновское месторождения и др.) наблюдается весьма интенсивное хлорит-эпидот-карбонатное замещение пород.

8. Метасоматическая зональность изученных рудных полей определяется пятью типовыми метасоматическими зонами: 1) биотититов; 2) пятнисто-полосчато-теневой (захватывающей неравномерно выщелоченные биотититы); 3) кварцитовидной (участки максимального проявления выщелачивания); 4) кварцевых серицититов (участки и зоны особенно интенсивной серицитизации пород) и 5) пропилитовидных изменений и окварцевания (зона, обрамляющая метасоматическое ядро).

9. Основные рудные столбы месторождений располагаются не в метасоматических ядрах, а на их периферии и в зоне пропилитовидных изменений.

10. Общее сосредоточение концентрированного многосульфидного оловянного оруденения на периферии метасоматических ядер, по-видимому, объясняется эволюцией состава растворов в сторону снижения кислотности и повышения их основности по мере снижения температуры растворов при их движении к периферии метасоматических ядер.

11. Метасоматические ядра на рудных полях могут рассматриваться, по-видимому, как рудогенерирующие центры. Можно полагать, что в этих ядрах происходит освобождение и вынос петрогенных и металлогенных элементов из одних зон метасоматических колонок и отложение их в других зонах или рудных жилах на периферии этих ядер.

Иными словами, развитие биотититов на рудных полях и последующая дезинтеграция биотита этих образований при их выщелачивании позволяют ставить вопрос о том, что олово привносилось из глубин, очевидно, дважды. В первом случае оно поставлялось сквозьмагматическими растворами (или, быть может, базифицирующими - биотитизирующими растворами, продвигавшимися впереди фронта глубинной гранитизации). При этом олово осталось связанным в биотите биотититов. Как известно, ряд авторов (Барсуков, Дурасова, 1966 и др.) подчер-

квивают роль биотита как носителя-концентратора олова. С поступлением более поздних постмагматических кислотных растворов, характеризующихся самостоятельной оловоносностью олово было привнесено из глубин вторично. Обусловив дезинтеграцию биотита выщелоченных биотититов постмагматические растворы, следует полагать, дополнительно обогатились оловом. Такой суммарный эффект двух эндогенных процессов в сочетании с другими факторами (литолого-структурными и т.д.) определяет потенциальную оловоносность конкретных месторождений. И биотититы, и следы их выщелачивания сравнительно легко картируются, что позволяет интерференционный эффект упомянутых двух эндогенных процессов рассматривать в качестве нового оценочного метаморфогенно-метасоматического критерия для оловянных и оловянно-полиметаллических месторождений.

В.П.Крамаренко

(Харьковская геологоразведочная экспедиция)

А.А.Вальтер

(Харьковский госуниверситет)

Т.И.Печенина

(Причерноморская геологоразведочная экспедиция)

## О ПРИРОДЕ ПЕГМАТИТОВ С ГРАНУЛИТОВОЙ СТРУКТУРОЙ

(на примере некоторых месторождений Украинского щита)

1. При ревизионных и поисково-разведочных работах на высококалийное полевошпатовое сырье в пределах Украинского щита нами были встречены породы гранулитового облика, по составу, размерам кристаллов и условиям залегания близкие к пегматитам. Петрографическое изучение этих пород показало, что они являются пегматитами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Такие пегматиты установлены в районе с.Мигея

(Николаевская область), с.Ново-Троицкое (Запорожская область) и в ряде других пунктов.

2. Пегматиты с.Мигея - средне-крупнозернистые (размеры кристаллов - 1 - 20 мм), состоят из микроклина, кварца плагиоклаза и небольшого количества граната альмандинового ряда. Квартц находится в виде отдельных зерен и агрегатов, вытянутых в одном направлении в виде прожилков и линз длиной до нескольких сантиметров. Наблюдается два вида микроклина. В оптически гомогенных центральных частях крупных зерен присутствует менее упорядоченная фаза, отвечающая, по данным оптического и рентгеновского исследования, промежуточному микроклину и ортоклазу. Решетчатый микроклин слагает внешнюю кайму кристаллов шириной примерно 2 мм и распространяется в виде полосок шириной 0,2 - 0,4 мм вдоль трещин спайности, по которым развиваются метасоматические пертиты. Решетчатый микроклин присутствует также в мелких зернах (0,01 - 0,5 мм), образовавшихся в результате перекристаллизации.

Плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 17), слагающим зерна размерами 1 - 10 мм, и альбитом, местами образующим каемки вокруг зерен микроклина и олигоклаза.

Вмещающие породы представлены пироксеновыми, пироксено-гранатовыми и пироксено-биотитовыми гнейсами. Согласно схеме Н.П.Семененко и др. (1966), они, как и залегающие в них пегматиты, относятся к докембрию П (нижний протерозой).

3. В районе с.Ново-Троицкое имеется пегматитовая жила мощностью не менее 10 м. Минералогический состав пегматитов близок к описанному для Мигейского месторождения. Структура породы гранулитовая, с размером линзовидных выделений кварца до 1 м. в длину.

А.М.Плякин  
(Ухтинское геологическое управление)

## НИОБИЕВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ТИМАНА

1. Тиман сложен метаморфическими терригенными (кварциты, алевролиты и сланцы) и карбонатными (известняки и доломиты) породами рифейского возраста. Абсолютный возраст метаморфизма этих пород, по определениям кали-аргоновым методом, составляет 500 - 800 миллионов лет.

2. В структурном отношении район представляет собой крупную асимметричную антиклиналь, осложненную мелкими брахискладками, согласными с общим северо-западным простиранием основной структуры, и микрогффрировкой на крыльях. Широко развиты в районе дизъюнктивные нарушения двух основных систем: северо-западной и северо-восточной, сочетание которых обуславливает глыбовую структуру Тимана.

3. На Тимане известны массивы гранитов и различных сиенитов (от кварцевых до нефелиновых), образование которых связывается с гранитизацией различных по составу диоритов. В 1958 г. здесь установлены карбонатиты, являющиеся продуктом щелочного метасоматоза габбро-пироксенитов. Внедрение габбровых и диоритовых пород сопровождалось образованием жильных тел диоритовых порфиритов и слюдяных лампрофиров, которые в процессе метасоматоза были превращены в плагиоклазиты (альбититы) и породы альбит-эгиринового состава. Известны здесь также кварцевые и карбонатные жильные породы. Возраст гранитов и сиенитов (в абсолютном летоисчислении) составляет 525 - 595 млн.лет, карбонатитов - 460 - 760 млн.лет, порфиритов и лампрофиров - 500 - 625 млн.лет. Возрастная характеристика свидетельствует о тесной временной связи этих пород. Четко прослеживается и тесная пространственная связь лампрофиров и других жильных образований как с гранитами, сиенитами, так и с карбонатитами.

4. Карбонатиты и жильные рудные тела, представленные плагиоклазитами (альбититами) и породами альбит-эгиринового состава, а также кварцевые жилы характеризуются комплексным ниобиево-редкометальным оруденением. В составе жильных руд метасоматического происхождения установлены колумбит, ильменорутил. Для карбонатитов характерны пирохлор, бастнезит и колумбит. Помимо основных ниобиево-редкометальных минералов в рудных представлено большое количество второстепенных минералов. Ниобиево-редкометальное оруденение сопровождается ториевым оруденением (ферриторит и ауэрлит) и контролируется четырьмя основными факторами: а) стратиграфическим - приуроченность его к среднерифейским терригенным отложениям и отсутствие на других стратиграфических уровнях; б) литологическим - приуроченность рудных скоплений к относительно более проницаемым кварцитам и почти полное отсутствие в сланцах; в) структурным - рудные тела выполняют полости разломов северо-восточного простирания или зоны сопряжения разломов северо-восточного и северо-западного простирания; г) магматическим - наиболее богатые руды приурочены к тем разломам, которые были выполнены жильными образованиями, позднее метасоматически переработанными.

5. Происхождение рудовмещающих пород (карбонатитов, плагиоклазитов и пород альбит-эгиринового состава) и ниобиево-редкометальных минералов представляется нам как результат многостадийного, но единого процесса щелочного метасоматоза, связанного с региональным метаморфизмом. Об этом свидетельствует пространственная связь карбонатитов и жильных образований, а также связь во времени между региональным метаморфизмом и образованием метасоматитов (карбонатитов, плагиоклазитов, пород альбит-эгиринового состава), явившихся рудовмещающими для метасоматического ниобиево-редкометального оруденения. Об этом же свидетельствуют взаимоотношения и замещения минералов, наблюдаемые при микроскопических исследованиях. Первично осадочные породы явились после образования системы разломов и внедрения интрузивных пород не только объектом регио-

нального метаморфизма, но и источником ниобиево-редкометалльного вещества, выщелоченного из них водными растворами и переотложенными в зонах полной переработки (полного замещения) пород. Эти же породы явились, по-видимому, и источником воды, которая была высвобождена в процессе регионального метаморфизма.

М.А.Ярошук

(Институт геологических наук АН УССР)

## МАГНЕТИТОВЫЕ И СУЛЬФИДНО-МАГНЕТИТОВЫЕ МЕТАМОРФОГЕННЫЕ РУДЫ ВОЛОДАРСКИХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

1. Район Володарских магнитных аномалий находится в центральной части Украинского щита, на территории Киевской области. Богатые железные руды района открыты в 1959 г. при наземной проверке ряда аэромагнитных аномалий.

Метаморфические породы района залегают в виде линзовидных останцов среди гранитоидов и представлены железисто-кремнистыми и карбонатными породами, а также породами основного и ультраосновного состава.

2. Богатые железные руды Володарских магнитных аномалий образуют выклинивающиеся линзовидные залежи мощностью 1,5 - 3,5 м и протяженностью 100 - 150 м, согласные с падением и простираанием вмещающих железисто-кремнистых пород. В замковых частях складчатых структур мощность рудных залежей возрастает до 15 м. По мощности и простираанию руды имеют постепенные структурные и минералогические переходы с вмещающими породами.

Среди богатых железных руд по минеральному составу выделяются магнетитовые руды с оливином и пироксеном и сульфидно-магнетитовые руды с амфиболами и биотитом, содержащие 10 - 40% сульфидов железа - марказита, пирротина, халькопирита.

3. Вмещающие железисто-кремнистые породы представ-

лены железистыми силикатно-магнетитовыми кварцитами, железистыми силикатными сланцами и массивными фаялитовыми или гиперстеновыми породами, нередко залегающими в зоне перехода от руд к железистым кварцитам или сланцам:

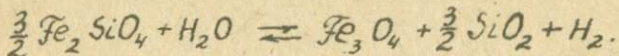
Железисто-кремнистые породы, вмещающие богатые железные руды, метаморфизованы в гранулитовой фации (гиперстен-магнетитовые и фаялит-магнетитовые кварциты, гранат-гиперстеновые сланцы, фаялитовые массивные породы), а также диафторированы в фации амфиболитовой с образованием амфиболитизированных и биотитизированных разностей железисто-кремнистых пород. Диафторез проявлен в периферических участках мощных залежей железисто-кремнистых пород и в маломощных залежах их среди гранитоидов.

4. В Володарском районе отчетливо выявляется связь процессов рудообразования с процессами регионального метаморфизма, так как намечается очевидная пространственная и генетическая связь рудных залежей как с железисто-кремнистыми породами гранулитовой фации, так и с породами, претерпевшими диафторез. Богатые магнетитовые руды с пироксеном и оливином связаны с породами гранулитовой фации, а сульфидно-магнетитовые руды - с диафторированными породами.

5. Образование основной массы руд происходило в процессе прогрессивного метаморфизма железисто-кремнистых пород. В этот период образуются магнетитовые руды с оливином и пироксеном. Расположение рудных залежей указывает на то, что они находятся в участках особенно интенсивной фильтрации газовой-водных флюидов: в складчатых толщах это седла складок, в участках моноклиналиного залегания - зоны контакта двух разностей пород.

Рассмотрение условий образования богатых магнетитовых руд из силикатных железисто-кремнистых пород на основании термодинамического анализа показывает, что существенное изменение окислительной емкости, необходимое для образования руд, было возможно только в тех участках метаморфической толщи, где происходила интенсивная фильтрация растворов. Именно в этих участках роль окислителя играла вода, которая при достижении тем-

ператур, достаточных для преодоления потенциального барьера, окисляла силикатные минералы с образованием магнетита и выделением водорода:



Возможно, диффузия водорода в околорудную зону, где он мог накапливаться в условиях менее интенсивной фальтации, способствовала образованию в этой зоне в восстановительной обстановке высокожелезистых фаялитовых пород, сопутствующих рудным залежам.

Температурный интервал устойчивости оливина вообще достаточно широк (250 - 950°C), но, как показывают термодинамические расчеты, при низких температурах оливин может устойчиво существовать лишь в резко восстановительной обстановке. Володарские магнетитовые руды с оливином, образующиеся при прогрессивном метаморфизме, нужно считать достаточно высокотемпературными, поскольку оливин в рудах, где обстановка была окислительной, мог существовать лишь при высоких температурах.

8. При процессах диафтореза мощные рудные залежи, образовавшиеся при прогрессивном метаморфизме, вероятно, остаются устойчивыми, но в них образуются участки сульфидно-магнетитовых руд. Кроме того, при диафторезе происходит образование небольших скоплений магнетита, залегание которых полностью подчинено структурным условиям диафторированных пород.

Изучение взаимоотношений минералов сульфидно-магнетитовых руд указывает, что сульфиды образуются позже магнетита, причем вначале магнетит замещается пирротинном, который в свою очередь замещается марказитом. Такой ход минералообразования указывает на подвижное поведение серы, которая привносилась при процессах наложенного метаморфизма в магнетитовые руды и железисто-кремнистые породы. Наличие в рудах именно пирротина, наблюдавшиеся случаи распада его на два компонента, неполное замещение магнетита сульфидами, по-видимому, свидетельствуют о том, что процесс образования сульфидно-магнетитовых руд был также высокотемпературным, что отвечает представлениям с рудообразованием в период диафтореза в условиях амфиболитовой фации.

7. Связь процессов рудообразования с процессами прогрессивного и наложенного метаморфизма прослеживается с еще большей очевидностью по поведению элементов-примесей.

Богатые магнетитовые руды, образующиеся при прогрессивном метаморфизме, содержат те же элементы-примеси и примерно в тех же количествах, что и вмещающие их железистые кварциты и сланцы. В магнетитах из руд и вмещающих пород содержание элементов-примесей также является одинаковым. Таким образом, привнос элементов, чуждых железисто-кремнистым породам, в богатых железных рудах не отмечается. Правда, в рудах появляется цинк, что, очевидно, связано с локализацией богатых руд в участках наиболее интенсивной фильтрации газово-водных флюидов.

Сульфидно-магнетитовые руды, образующиеся в период диафтореза железисто-кремнистых пород, содержат подобно диафторированным породам в повышенном количестве никель, кобальт, титан, ванадий и хром. Повышенное количество этих элементов наблюдается также в магнетитах из сульфидно-магнетитовых руд. В магнетитах из магнетитовых руд содержание никеля равно 0,001%, хрома - 0,013%, меди - 0,0005%. Содержание этих элементов в магнетитах из сульфидно-магнетитовых руд составляет: никеля - 0,015%, хрома - 0,05%, меди - 0,006%, появляется ванадий.

Возможно, источником этих малых элементов, а также частично железа в сульфидно-магнетитовых рудах являлись породы основного состава, богатые никелем, хромом, титаном и ванадием. В районе Володарских магнитных аномалий породы основного состава представлены амфиболитами, которые образуют многочисленные мелкие останцы среди гранитоидов и, вероятно, испытывают гранитизацию в условиях амфиболитовой фации в тот период, когда железисто-кремнистые породы подвергаются диафторезу и повторному оруденению. Расчеты показывают, что при гранитизации амфиболитов в результате разрушения решетки темноцветных минералов из 100 см<sup>3</sup> породы может быть вынесено 0,045 г ванадия, 0,016 г никеля,

0,0084 г кобальта, 0,023 г хрома, 0,629 г марганца и 0,548 г титана, т.е. именно тех элементов-примесей, привнос которых наблюдается в сульфидно-магнетитовых рудах. Вероятно, амфиболиты, содержавшие рассеянную вкрапленность сульфидов, при гранитизации могли явиться и источником серы в сульфидно-магнетитовых рудах.

8. Рассмотрение условий залегания, степени метаморфизма, минерального состава и геохимических особенностей богатых магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд Володарских магнитных аномалий убедительно указывает на образование этих руд во время процессов регионального метаморфизма, т.е. позволяет относить их к метаморфогенному типу руд.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ

Ю.А.Долгов

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ПЕГМАТИТЫ

1. При развитии геосинклиналей и складчатых сооружений всегда имеет место инверсия режима вертикальных движений. Для перехода от геосинклинального трога (обращенный свод) к прямому мегантиклинальному своду складчатого сооружения происходит инверсия напряжений. Последние обладают свойством гетерогенности по отношению к нулевой линии. Условия для метаморфизма возникают во втором этапе формирования складчатого прямого свода. При довольно жесткой аппроксимации формы свода для оценки напряжений можно применить некоторые аксиоматичные правила статики сооружений. Согласно этим правилам, при возникновении прямого свода ниже нулевой линии литостатические давления могут превышать. Это обстоятельство объясняет одно из затруднений — расхождения давлений литостатических и давлений, получаемых на основании физико-химических экспериментов для метаморфогенных минералов.

2. Пегматиты, приуроченные к древним метаморфическим толщам (Мамские, Канские, Приазовские), формировались много позже главной фазы метаморфизма в условиях регрессивного изменения термодинамических параметров. Это обстоятельство подтверждают данные абсолютного возраста и характеристика термодинамических условий, полученная по включениям.

3. Пористость и состояние растворов в процессах метаморфизма определяются осуществлением правила Рикке в условиях высоких давлений. Особый вид включений уплотненных жидкостей в метаморфических минералах дает возможность методом криометрии определить их плотность. Наличие экспериментальных данных позволяет определить давления, которые хорошо совпадают с существующими в природе.

С.В.Мельгунов

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

### МИГРАЦИЯ УРАНА И ТОРИЯ В ПРОЦЕССЕ ПРОГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В зоне смятия Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае нами проведено изучение распределения урана и тория в процессе прогрессивного метаморфизма пород, начиная от низких его ступеней и вплоть до ультраметаморфизма, сопровождаемого образованием автохтонных гранитоидов. Зона смятия проходит в замке крупной антиклинальной структуры, в которую собраны монотонные флишеидные толщи горно-алтайской серии нижнепалеозойского возраста.

В зоне смятия породы серии испытали метаморфизм с образованием кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов и автохтонных гранитоидов. Возрастание степени метаморфизма от периферии к центру структуры проявляется зонально. По степени метаморфизма выделяются три подзоны:

1) внешняя, сложенная кварцево-биотитовыми и биотитовыми пятнистыми сланцами с реликтами псаммитовой и алевритовой структур; эти породы связаны переходами через филлиты с обычными флишеидными породами горно-алтайской серии;

2) промежуточная, представленная биотитовыми кристаллическими сланцами, иногда с гранатом и кордиеритом;

3) центральная, состоящая из гнейсов (часто с грана-

том, кордиеритом, андалузитом, ставролитом, силлиманитом, иногда дистеном), мигматитов и связанных с ними автохтонных гранитоидов.

На основе массового геохимического опробования по большому числу разрезов, ориентированных вкрест прости- рания зоны, получены средние содержания урана и тория для разных типов пород.

Название породы	Среднее содержа- ние урана, $10^{-4}$ , %	Среднее содержа- ние тория, $10^{-4}$ , %
Песчаники, алевролиты и сланцы горно-алтай- ской серии	2,8	10,1
Кристаллические слан- цы внешней подзоны	2,6	8,7
Кристаллические слан- цы промежуточной под- зоны	2,2	8,2
Гнейсы	1,9	7,9
Мигматиты	1,0	6,9
Автохтонные гранитои- ды в контакте с гней- сами	4,3	17,1
Автохтонные гранитои- ды в удалении от кон- такта	2,1	6,0

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в процессе прогрессивного метаморфизма происходит направ- ленная миграция радиоактивных элементов с последую- щим их накоплением в участках гранитизации. Изменения содержания урана и тория закономерны и находятся в прямой зависимости от степени метаморфизма пород.

А.В.Покровский

(Институт геологии и геофизики АН УзССР).

ПРИРОДА И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
ГРАНИТИЗИРУЮЩИХ РАСТВОРОВ  
РАННЕКАЛЕДОНСКОГО ЭТАПА МЕТАМОРФИЗМА  
ДОКЕМБРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО  
УЗБЕКИСТАНА

1. Докембрийский комплекс Южного Узбекистана представляет собой кристаллический фундамент Гиссарского эпикаледонского срединного массива. Он претерпел длительную и сложную историю формирования, в которой автором выделяются следующие три главные этапа метаморфизма: позднепротерозойский (байкальский) (604 - 696 млн. лет), раннекаледонский (460 - 480 млн. лет) и позднекаледонский (360 - 380 млн. лет).

2. С наибольшей интенсивностью и многообразием проявились метаморфические процессы раннекаледонского этапа, обусловившие в основном современную тектоническую структуру и петрографический облик докембрийского комплекса. Они начались прогрессивным региональным метаморфизмом (который постепенно перерос в интенсивную гранитизацию пород, сопровождающуюся явлениями ультраметаморфизма) и завершились широким проявлением кислотного выщелачивания и диафореза. Все эти процессы нашли свое отражение в минеральных парагенезисах и изменениях состава пород и других их особенностях, позволяющих проследить последовательность, стадийность и общую направленность их развития.

3. Региональный метаморфизм обусловил возникновение нормальной вертикальной метаморфической зональности комплекса от пород эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой и гранулитовой фаций. Наиболее высокотемпературными его продуктами являются кинциты, представленные разнообразными гранатсодержащими кордиеритовыми, кордиерит-силлиманитовыми и силлиманитовыми гнейсами, возникшими за счет биотитовых плагиопарагнейсов и сланцев эпидот-амфиболитовой фации предшествующего позднепротерозойского этапа метаморфизма комплекса.

Образование этих пород рассматривается автором как результат процесса дегранитизации (по К. Менерту), поскольку оно происходило путем принципиальной перестройки пород с диссоциацией биотита и других гидроксилсодержащих минералов и замещением их "сухими" гранатом, кордиеритом и силлиманитом. При этом отщеплялись щелочные, существенно калиевые, водные метаморфогенные растворы, обусловившие последующее развитие гранитизации.

4. Гранитизация и завершающее ее интенсивное кислотное выщелачивание пород выразились в основном в щелочном и кремнекислом метасоматозах, охватывающих всю совокупность минеральных преобразований ранней щелочной, нейтральной и поздней щелочной стадий (по Д.С. Коржинскому). По данным 60 химических анализов, их продукты по составу образуют единый комплементарный ряд, свидетельствующий о генетическом единстве этих процессов. В их развитии автором выделяется ряд последовательных этапов, стадий и субстадий, проявившихся биотитизацией, калиевой фельдшпатизацией, олигоклазизацией, альбитизацией, окварцеванием, средне- и низкотемпературным кислотным выщелачиванием (с появлением промежуточных метастабильных минеральных фаз - турмалина, силлиманита, андалузита, граната и других, фиксирующих отдельные субстадии), минералообразованием поздней щелочной стадии (мусковитизация, повторная альбитизация и др.) и, наконец, карбонатизации.

5. Температура образования калишпатов, рассчитанная по соотношениям альбитового компонента в них и сосуществующих плагиоклазах по Т. Барту и уточненному методу И.Д. Рябчикова, составляет соответственно 460 - 610 и 490 - 570 °С, а новообразованных олигоклаза и альбита (по диаграмме равновесия плагиоклазов с эпидотом Т. Барта) - 250 - 300 °С. С учетом этого обстоятельства, а также характера минеральных преобразований делается вывод, что в процессе гранитизации и кислотного выщелачивания изменялся не только состав метаморфизирующих растворов, но и их физическое состояние. В период биотитизации и калиевой фельдшпатизации они представ-

ляли собой надкритический флюид, а последующие субстадии - гидротермальный водный раствор с постепенно возрастающей степенью ассоциированности растворенных компонентов.

6. По данным многочисленных химических и спектральных анализов, в процессе гранитизации породы освобождались от избыточных магния и железа, а также титана, марганца, ванадия, хрома, никеля и кобальта, но обогащались, кроме глинозема, щелочей и кремнезема, галлием, скандием, цирконием, барием и стронцием, а иногда - свинцом, цинком и некоторыми другими элементами. При кислотном выщелачивании происходит интенсивный вынос из пород почти всех породообразующих и микроэлементов, вытесняемых кремнием. Только в конечном продукте этого процесса - метакварцитах, отмечается тенденция к обогащению железом с сопутствующими кобальтом и никелем. Привносятся олово, молибден, серебро, иногда образующие заметные концентрации. Для выносившихся элементов отмечается возможность концентрации их на путях миграции и в областях локализации с образованием метаморфогенных рудопроявлений и месторождений на более высоких структурных уровнях. Из них в районе обнаружены рудоносные пегматиты и грейзены, а также метасоматические альбититы с редкометальной минерализацией.

А.М.Блох

(Всесоюзный н.-и. институт минерального сырья)

## СКАЧКИ СТРУКТУРНОГО СОСТОЯНИЯ ВОДЫ КАК ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ ВОЗНИКНОВЕНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ И ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

1. При седиментации в осадочных образованиях "консервируется" значительное количество воды Мирового океана, часть которой сохраняется в связанном состоянии даже при довольно больших нагрузках вышележащих слоев.

2. Структура связанной воды, молекулы которой испытывают искажающее влияние заряженных поверхностей стенок пор, существенно отличается от структуры свободной воды. Это определяет заметные отличия ее физических свойств, которые приближаются к свойствам неполярных аналогов воды: гидридов серы, теллура и селена. В частности, растворяющая способность связанной воды значительно меньше, чем у свободной.

3. При погружении слоев, тектонических сжатий, внедрениях интрузий и других явлениях, способствующих возрастанию температуры и давления осадочных толщ, связанная вода будет высвобождаться и переходить в свободное состояние. Ее растворяющие возможности при этом скачкообразно возрастут, и она приобретет способность к интенсивному выщелачиванию пород на путях ее миграции, пока концентрация элементов в ней не достигнет уровня соответствующего данным условиям.

4. Таким образом, можно говорить об особой агрессивности связанных вод, отжимающихся из толщ пород. В противоположность обычному пониманию эта агрессивность определяется не химическим составом воды, а скачком ее физического состояния. Известен ряд геологических фактов, прямо подтверждающих повышенную выщелачивающую способность связанной воды при ее переходе в свободное состояние.

5. При циркуляции к местам разгрузки эти глубинные воды будут выносить огромные количества микроэлементов, выщелоченных из вмещающих толщ в момент скачка их структурного состояния, которые в состоянии обеспечить формирование в подходящих местах крупных месторождений различных металлов.

6. Попадая в области разгрузки и поднимаясь на более высокие горизонты земной коры, эти воды в конце концов попадают в зоны смещения, где смешиваются с пластовыми водами, претерпевая новый скачок своего структурного состояния. Последний связан с появлением в составе глубинных вод других растворенных компонентов, присутствовавших ранее в пластовых водах, что в итоге может привести к высаливанию микроэлементов и выпадению их в твердую фазу.

7. Скачкам структурного состояния природных растворов и соответствующим изменениям их способности к содержанию компонентов в растворенной форме способствуют также резкие изменения температуры, давления окружающей среды, воздействия внешних полей и т.д. Все это следует учитывать при расшифровке условий рудообразования.

А.И.Чердниченко  
(Институт геологических наук АН УССР)

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДООТЛОЖЕНИЯ  
В ПРЕДЕЛАХ ГРАНИТОИДОВ

1. Под тектонофизическими условиями рудоотложения здесь подразумевается комплекс явлений, которые происходят в твердых горных породах в результате их реакции на напряженное состояние, вследствие чего образуются месторождения полезных ископаемых.

2. В докладе рассматриваются условия рудоотложения только для тех гранитоидов, которые залегают согласно с вмещающими породами.

3. Указанные гранитоиды обладают рядом особенностей, совокупность которых позволяет указать на определенный механизм, с помощью которого можно получить представление о тектонофизических условиях рудоотложения. Первая особенность таких гранитоидов состоит в том, что они залегают в ядрах складчатых структур. Вторая особенность отчетливо проявляется в минеральном составе, который всегда коррелируется минеральным составом вмещающих пород. Во всех случаях текстура вмещающих пород отчетливо прослеживается в гранитоидах. Рудные комплексы в районе гранитоидов полностью зависят от состава вмещающих пород. Наконец, последняя особенность рассматриваемых гранитоидов состоит в том, что они на эрозионном срезе имеют сходную форму.

4. При изучении перечисленные выше особенности гранитоидов нами было установлено, что гранитоидные те-

ла оконтуриваются касательными напряжениями и не выходят за пределы силового поля касательных напряжений определенной интенсивности. Это дает возможность качественно охарактеризовать силовое поле гранитоидов.

5. Можно показать, что силовое поле гранитоидов характеризуется тем, что наибольший градиент напряжений и деформаций направлен от центра гранитоидного тела к его торцевым частям.

6. Известно, что направление диффузионного потока химических компонентов определяется градиентом напряжений и деформаций.

7. Полезные ископаемые в районе гранитоидов должны под влиянием силового поля концентрироваться в торцевых частях гранитоидов, а не в апикальной части, как это до сих пор принято считать.

Г.В.Тохтуев

(Институт геологических наук АН УССР)

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СЖАТИЕ КАК ФАКТОР ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД В ДОКЕМБРИИ УКРАИНЫ

Многие железорудные залежи месторождений Большого Кривого Рога приурочены к участкам значительного уменьшения мощности железистых пластов. Это явление одни исследователи объясняли гравитационными (усадка), другие - фациальными (выклинивание) факторами.

Изучение участков сокращенной мощности позволило установить их тектоническую природу и тесную связь со складчатыми структурами. Эти формы дислокации относятся к типу структур будинаж.

Процесс формирования межбудинных пережимов состоял в удалении из зоны сжатия кварца, который в условиях высоких давлений становился неустойчивым, легко растворялся и выносился метаморфическими растворами. Рудное вещество в этих условиях в основном неподвижно, оно на-

капливалось в пережимах, происходило относительное обогащение, а в конечном счете - формирование рудных тел.

Механизм растворения и выноса кварца является крайне сложным в связи с периодической сменой обстановки сжатия перпендикулярно слоистости растяжением параллельно слоям. Процесс формирования структур будинаж в железистых роговиках и джеспилитах можно представить в виде бесконечного чередования микроциклов сжатия и растяжения при общем преобладании сжатия.

Одновременно с описанным процессом, по-видимому, осуществлялся (в некоторых участках) привнос рудного вещества из соседних пластов. Происходило, таким образом, абсолютное обогащение зон пережимов рудным компонентом.

Зоны сжатия (межбудинные пережимы), в которых размещены рудные тела, характерны закономерной ориентировкой относительно шарниров складок и складчатых зон. Различные типы ориентировки структур будинаж обуславливают разнообразия в склонении рудных тел и изменчивость с глубиной их пространственного положения.

Г.В.Ицксон

(Всесоюзный н.-и. геологический институт)

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ПРОЦЕССАХ МЕТАМОРФИЗМА И ИХ РОЛЬ В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ЗОН

1. Формирование интрузий и месторождений *Au, Hg, Sb, Sn, W, Be* периода постконсолидационной активизации происходит или непосредственно в кристаллических породах фундамента или в слабодиагенезированном чехле при неглубоком залегании фундамента. Тип метаморфизма периода консолидации оказывает существенное влияние на магматизм и постмагматическую минерализацию.

2. Метаморфизм в период консолидации структур отве-

чает двум главным геотектоническим состояниям: а) доминирующему сжатию - зоны линейных региональных надвигов и сходных с ними структур; б) доминирующему растяжению - сводовые части сводово-глыбовых поднятий.

3. В зонах с доминирующим сжатием (а) трансформация пород подчинена химическим и кристаллохимическим закономерностям пластической деформации кристаллов и горных пород. Этот тип геоструктурных зон сложен продуктами динамотермального метаморфизма, которые: 1) имеют определенную геохимическую специализацию по ведущему щелочному элементу - доминанта  $Nd$ ; 2) сложены определенными минеральными ассоциациями (кислые плагиоклазы,  $Al-Mg$ -слюды, высокоглиноземные минералы, гранаты, амфиболы, пироксены с возрастающей магнезиальностью), т.е. определенными кристаллохимическими концентраторами рудных элементов; 3) характеризуются дифференцированно-сегрегационным распределением минеральных ассоциаций, в том числе рудных. В соответствии со свойствами иона  $Ns$  и его кристаллохимической фиксацией эта обстановка благоприятна для создания потенциально металлогенного фона  $Au, Hg, Sb, Mo$ .

4. В зонах с доминирующим растяжением (б) на первых стадиях процесса консолидации трансформация пород имеет характер пластической деформации. Под влиянием растягивающих усилий в сводовых частях поднятий возрастает роль упругих и хрупких деформаций. Химическая и кристаллохимическая направленность трансформации пород проявлена в форме кремнекалиевого, железокремнекалиевого метасоматоза ("калиевые граниты", гранито-гнейсы, гнейсы с развитием микроклина, железистого биотита, зоны интенсивной биотитизации). Комплекс пород структур с господствующим состоянием растяжения (б) характеризуется доминантой калия и ассоциацией кристаллохимических концентратов, среди которых главные - микроклин, железистый биотит. В соответствии с кристаллохимией калия здесь происходит концентрация  $Sn, W, Be$ , отчасти -  $Ta-Nb$ .

5. Таким образом, в Период метаморфизма, предшествующий формированию магмаконтролирующих и рудоконтролирующих разрывных нарушений, два типа ведущих геотектонических напряжений создают два контрастных геохимических и достаточно контрастных металлогенных фона. Контрастность обусловлена различием геохимических процессов, определяемых доминантой *Na* или *K*, и отражает в итоге резко различные свойства атомов и ионов этих элементов. Ведущим типом геологических процессов, управляющих распределением этих компонентов, являются пластические деформации горных пород, порождаемые полями геомеханических напряжений. Следует говорить не о "магматической рудной специализации геоструктурных зон", а о "металлогенной специализации метаморфизма в условиях двух геотектонических состояний - сжатия и растяжения".

6. Анализ намечающихся связей между геодинамикой и кристаллохимической сепарацией элементов представляет возможность дальнейшего развития идей А.Е.Ферсмана и Б.А.Билибина о региональных геохимических поясах и идей Н.Г.Судовикова о роли метаморфизма в металлогении той или иной области.

С.И.Шерман

(Институт земной коры СО АН СССР)

### ВЛИЯНИЕ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ И МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛОМОВ НА МЕТАМОРФИЧЕСКУЮ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МЕТАМОРФОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ИХ ЗОНАХ

Как известно, вся группа разрывов, встречающаяся в земной коре, может быть классифицирована на надвиги, взбросы, сдвиги и сбросы с многочисленной гаммой переходных разностей между ними. С точки зрения механизма разрушения твердого тела все разрывы подразде-

ляются на две группы: а) обжатые своим происхождением напряжениям растяжения и б) — напряжениям сжатия. В условиях растяжения земной коры образуются сдвиги и сбросы с гаммой переходных разностей между ними; в условиях сжатия — надвиги, взбросы, а также сдвиги и более сложные переходные разности между ними. По внутреннему строению две диаметрально противоположные группы существенно отличаются друг от друга. Внутренние зоны разрывов, образованных в условиях растяжения, в начальный этап развития характеризуются брекчиевидными, катализированными породами, чаще всего с хорошо выраженной гидродинамической связью между мелкими трещинами внутри зоны. При образовании разрывов в условиях сжатия земной коры их внутренние зоны будут представлены милонитами, лишь в приповерхностной части переходящими в катаклазиты. Гидродинамическая связь между трещинами внутри зоны слабая, затрудняющая свободное движение растворов.

Теплопередача из глубинных недр земной коры в верхние горизонты может осуществляться двумя механизмами теплопроводностью, или кондуктивным тепловым потоком, и конвекцией, или конвекционным тепловым потоком, а весь тепловой поток — сумма его кондуктивной и конвекционной составляющих. В глубинах земных недр в общем случае господствует кондуктивный механизм передачи тепла, и по мере подъема в верхние горизонты все большее значение в общем объеме теплового потока падает на конвективную составляющую. Заметим, что конвекцией переносится большая доля всего теплового потока.

При одинаковой глубине проникновения глубинные сбросы и другие близкие к ним по генезису разрывы будут выводить на дневную поверхность более высокие тепловые потоки, чем, например, взбросы или другие аналогичные разрывы. Разница возникает за счет конвекционной составляющей, которая несет подавляющую долю теплового потока и максимально может проявиться только в разрывах, образованных в условиях растяжения земной коры.

Первый тип зональности характерен для зон глубинных сбросов. Вдоль них обычно фиксируется правильная

последовательность расположения фаций от высоких ступеней к низким. Проникновение глубинного разлома до соответствующего геотермического уровня определяет главным образом тот максимальный тепловой поток, который может трансформироваться через зону разлома и, таким образом, контролировать максимальную степень развития метаморфизма в осевой зоне разлома. Что касается асимметричного расположения зон и фаций метаморфизма по отношению к центральной части разрыва, то это явление легко объясняется наклонным положением плоскости сместителя.

Более сложные процессы происходят в зонах разломов, у которых фиксируется второй тип зональности метаморфизма. По генетическому типу такие разрывы чаще всего классифицируются как надвиги, взбросы или сдвиги; здесь хорошо проявлен катакластический метаморфизм, по парагенезису продуктов относящийся чаще всего к низкотемпературной зеленосланцевой фации метаморфизма. Появление низкотемпературной фации, если она не носит явно наложенного характера, связывается автором с физическим процессом развития разрыва. Как в настоящее время установлено (М.В.Гзовский), развитие разрыва во времени переживает три стадии, причем процесс зарождения будущего скола происходит достаточно медленно, а образование плоскости (скола) — очень быстро, резко и носит лавинообразный характер. Последнее приводит к резкому спаду давления в очень узкой зоне, что влечет за собой временное перераспределение путей движения метаморфизующих флюидов, в частности воды. Последнее служит одной из причин появления низкотемпературной фации среди фации более высокого метаморфизма.

Установленная закономерность предопределяет потенциальную металлогеническую специфику глубинных разломов, во всяком случае той ее части, которая генетически связана с метаморфизмом. В.И.Смирновым (1957), Я.Н.Белевцевым (1966) и некоторыми другими было показано, что для различных метаморфических фаций характерны определенные типы метаморфогенных месторождений. Безусловно, помимо развития той или иной фации в зоне глубинного разлома для формирования генетически

связанного с ней определенного типа оруденения необходимы и другие дополнительные факторы (масштаб проявления фации метаморфизма, определенный исходных литологический состав пород и некоторые другие). Однако названная закономерность может уже служить тем индикатором, который позволит связать генетический тип глубинного разлома с прогнозной оценкой его потенциальной метаморфогенной металлоносности.

# ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДООТЛОЖЕНИЯ

---

А.А.Куденко, В.П.Стеценко  
(Казахский н.-и. институт минерального сырья)  
Е.С.Зорин  
(Южно-Казахское геологическое управление)

## ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Ряд исследователей считает стратиформные свинцово-цинковые месторождения Казахстана и другие сходные с ними образованными в результате действия ортогидротермальных растворов, отделившихся от некоего гипотетического магматического очага, и называют их телетермальными метасоматическими залежами. Другая группа исследователей считает эти месторождения образованными в результате осадконакопления в специфических условиях аридного климата.

В характере размещения месторождений и составе руд имеются особенности, необъяснимые с изложенных выше позиций.

Построение диаграмм, характеризующих метасоматический процесс рудообразования руд указанных месторождений, показало полное несоответствие полей распространения руд с теоретическими построениями. Таким образом, отвергается гипотеза их метасоматического образования.

Наряду с этим анализ тектонических особенностей структур рудных полей крупнейших месторождений Казахстана не позволяет допустить возможности их образования путем заполнения полостей. Об этом же свидетельствуют и текстурно-структурные особенности руд.

Установленная связь высоких концентраций марганца и железа со свинцово-цинковым оруденением, а также имеющиеся данные по геохимии свинца, цинка дают основание отвергнуть гипотезу об их осадочном происхождении.

Исследованием геохимических особенностей рудовмещающих осадочных пород раннегерцинского карбонатного комплекса установлено, что средние содержания ряда рудных элементов, в том числе свинца и цинка, превышают кларки пород соответствующего состава в 100 и более раз. На основании этого предполагается, что рудовмещающие породы были обогащены рудными компонентами почти на всей площади их распространения еще в процессе осадконакопления.

Анализ палеографических условий осадконакопления указывает на справедливость для данного района основного закона карбонатонакопления, сформулированного А.Б.Роновым и связывающего карбонатонакопление с вулканизмом в смежных районах. На основании этого предполагается, что источником металлов для описываемых месторождений являются очаги активного вулканизма, располагавшиеся в отдалении от бассейнов седиментации.

Исследованием степени метаморфизма различных компонентов рудовмещающих пород установлена довольно высокая степень метаморфизма глинистых компонентов, выражающаяся в образовании аутигенного плагиоклаза, кремнистых компонентов, аутигенного кварца, органического вещества, железистых компонентов; аутигенных карбонатов и окислов железа. Наряду с этим установлена и довольно высокая степень метаморфизма карбонатных компонентов пород, выражающаяся их структурными особенностями и физическими свойствами.

На фоне сравнительно высокой степени метаморфизма рудовмещающих пород установлен глубокий метаморфизм первичных соединений рудных компонентов, выра-

жающийся в их перемещении и формировании сульфидов с последующим переотложением последних. На основании этого предполагается, что рудовмещающие породы претерпели довольно глубокие метаморфические преобразования без изменения их валового химического состава. Такой тип минералогического процесса назван А.К.Болдыревым аутогенезом.

Исследованием вещественного состава рудовмещающих пород установлено широкое распространение в них органического вещества различной степени карбонизации. Проведенными расчетами установлено, что содержащейся в их составе органической серы достаточно для перевода имеющихся в породах свинца, цинка и железа в сульфидную форму. Наряду с этим установлено, что при полимеризации органических соединений они генерировали большое количество воды с растворенными в ней сероводородом, окисью углерода и металлогеническими соединениями и др. За счет погружения пород в область повышенных температур (геотермический градиент), а также тепла, выделившегося при окислении части органического вещества и теплоты тектонических движений, поровые и органогенные воды были нагреты и приобрели облик гидротерм-парагидротерм. На основании этого предполагается, что эпигенетический характер рудной минерализации обязан действию парагидротерм, возникших в процессе метаморфизма пород. Благодаря этому же возникли и метасоматические структуры пород и руд.

Благодаря возникновению одностороннего давления в породах при формировании тектонических нарушений гидротермальные растворы перемещались в пространстве и вследствие этого происходило рудоотложение в тектонически подготовленных зонах. Эти рудные тела имеют облик, типичный для гидротермальных месторождений.

Главным фактором, определяющим формирование промышленных руд описываемых месторождений, является процесс метаморфизма. При преобладании в рудах аутигенных рудных металлов мы предлагаем называть их аутигенными, а в случае ясно эпигенетического характера оруденения - парагидротермальными.

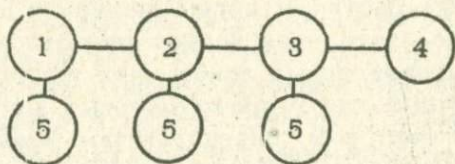
А.А.Куденко, В.А.Нарсеев  
(Казахский н.-и. институт минерального сырья)

## О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПАРАГИДРОТЕРМ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Представление о парагидротермах и их роли в рудообразовании получает все большее признание. Способы возникновения парагидротерм весьма разнообразны: они формируются в цикле большого круговорота воды в областях с повышенными температурными градиентами, при процессах дегидратации водосодержащих пород и минералов в зонах интенсивного метаморфизма и т.п. Одним из реальных источников рудоносных парагидротерм являются процессы метаморфизма пород, обогащенных органическим веществом.

При метаморфизме осадочных пород в условиях недостатка кислорода содержащееся в них органическое вещество любого происхождения претерпевает серию весьма сложных превращений. При этом, если состав и структура промежуточных продуктов изменения определяются типом органического вещества, то конечным продуктом во всех случаях является элементарный углерод.

Структурная сущность превращений органического вещества состоит в нарастании степени его карбонатизации. Химические превращения сводятся к уничтожению реакционноспособных функциональных групп и переходу гетерополимера в гомополимер. В общем виде процесс может быть представлен схемой



где 1 - кольцевые и цепные полимеры (с разветвленными цепями и кольцами); 2 - сетчатые и каркасные (конденсированные гетерополимеры с разветвленными цепя-

ми); 3 - каркасные и сетчатые гетерополимеры с боковыми неразветвленными цепями; 4 - сетчатые гомополимеры; 5 - летучие вещества (водород, азот, сера, кислород и т.п.).

Освобождающиеся при карбонизации органики водород, углерод, сера, гидроксил, азот и другие компоненты, взаимодействуя, образуют новые соединения - воду, сероводород, аммиак, углекислый газ и т.п. Простейшие расчеты показывают, что при метаморфизме одной тонны клетчатки до графита может образоваться до 4 т  $H_2O$ , 0,5 т  $H_2S$ , 0,1 т  $NH_3$ .

Из опыта изучения пород, обогащенных органическим веществом, известно, что последнее постоянно содержит повышенные количества рудных элементов. Часть этих элементов образует металлоорганические соединения типа хелатов, другая - находится в сорбированном состоянии. Карбонатизация сопровождается уничтожением функциональных групп, увеличением степени гомогенизации полимеров и, как следствие, падением сорбционной способности органического вещества и разрушением хелатов. Содержание рудных элементов (свинца, цинка, урана и др.) может достигать при сорбции на бурых углях целых процентов и последовательно снижаться с увеличением степени метаморфизма органического вещества. Если сорбцию на буром угле принять за 100%, то для шунгитов она составит лишь 10%. В этом же направлении резко уменьшается процент прочной сорбции элементов.

Таким образом, метаморфизм органического вещества приводит к высвобождению значительной части связанных ранее элементов и переходу их в возникающие растворы. Необходимо учесть при этом, что процессы карбонизации являются экзотермическими. При окислении 1% органического вещества, заключенного в породе, весь объем породы может быть нагрет на 125 град. Для рудовмещающих пород содержание органического вещества в 2 - 3% является обычным. Из этого вытекает, что при карбонизации реально возникновение типичных гидротерм, способных к движению и рудогенезу. Источником металлов в этом случае являются сами породы с органическим веществом, подвергающиеся метаморфизму.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ФЛОГОПИТООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ФОРМАЦИЯХ (АЛДАН)

1. Структурными и петрологическими исследованиями установлено, что флогопитовые месторождения образовались одновременно со структурами IY генерации (зоны вторичного рассланцевания) иенгрской серии Алданского щита и пространственно контролируются этими зонами.

2. Исследования условий метаморфизма, в которых сформированы структуры разных генераций иенгрской серии, показали, что структуры I - III генерации образовались в условиях типичной роговообманково-гранулитовой субфации гранулитовой фации, структуры У генерации представляют собой узкие зоны пород, диафорированных в условиях амфиболитовой фации, тогда как рудоконтролирующие структуры IY генерации сформированы в условиях, имеющих переходные значения от гранулитовой к амфиболитовой фации.

3. Петрохимическими и геохимическими работами для месторождений, залегающих в контакте мраморов и алюмосиликатных пород, и для пород из зон вторичного рассланцевания установлено:

а) необходимость при их образовании дополнительного привноса  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ;

б) накопление в них  $\Sigma TR$  и  $Li$ , не могущее возникнуть за счет вмещающих пород вследствие низкого содержания в них указанных элементов;

в) появление в диопсидовых породах и зонах Y-группы редкоземельных элементов, также отсутствующей во вмещающих породах.

4. Парагенетический анализ флогопитоносных диопсидовых тел позволяет сделать вывод о подвижности  $Mg$  в процессе их образования и оценить условия щелочнос-

ти, при которых образуются собственно диопсидовые и промышленные концентрации флогопита.

5. Оценка температур образования диопсидовых тел возможна на основании изучения изотопных отношений  $O^{18}/O^{16}$  в карбонатах, в частности в кальцитах разных генераций:

- а) из неизмененных вмещающих мраморов;
- б) из мраморов в рудоконтролирующих зонах вторичного рассланцевания;
- в) из зон диопсидовых кальцифиров, жил кальцита и кальцита поздних генераций собственно диопсидовых тел.

6. Сопоставление данных по физико-химическим и геохимическим условиям образования рудоконтролирующих зон и собственно диопсидовых тел определяет интервал условий, благоприятных для образования флогопита, и позволяет сделать выводы об их генетической связи.

А.Г. Давыдченко

(Всесоюзный н.-и. институт синтеза минерального сырья)

## ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛАЗУРИТА, ШПИНЕЛИ И ФЛОГОПИТА В РЕГРЕССИВНЫЙ ЭТАП УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ПАМИРЕ

1. Лазуритовые и генетически связанные с ними породы метасоматических зон на контакте силикатная порода - доломитовый мрамор всегда образуются за счет будинированных в регрессивную стадию ультраметаморфизма пегматит-аплитовых жильных тел ультраметаморфического комплекса повышенной щелочности (гастингсит-калишпатовые, гиперстен-калишпатовые парагенезисы). Геологические и петрографические данные свидетельствуют о том, что образование лазурита связано с биметасоматическими процессами регрессивного этапа ультра-

метаморфизма в связи с проявлением диффузионной метасоматической десиликации (Коржинский, 1955) без привноса растворов извне. Несмотря на образование за счет нормальных пегматит-аплитов лазуритовых, т.е. более щелочных, пород, этот процесс следует относить к процессам выщелачивания, поскольку происходит вынос в раствор  $K_2O$  (замещение калиевого полевого шпата) и осаждение  $Na_2O$ , т.е. замещение более щелочного компонента менее щелочным. Образование лазурита (и других щелочных  $Na$ -содержащих минералов) в этих условиях становится возможным благодаря процессам десиликации. Процессы лазуритообразования в толщах мраморов соответствуют процессам мирмекитизации и альбитизации в ультраметаморфических породах в раннюю щелочную стадию регрессивного этапа (привнос  $Na_2O$ , вынос  $K_2O$ ), где они протекают в условиях достаточного количества  $SiO_2$  в системе.

Следовательно, явления десиликации возможны только при отсутствии связи с послеультраметаморфическими или постмагматическими растворами окружающих мраморы силикатных пород.

2. Диопсид-шпинелевые и связанные с ними породы различных метасоматических зон в толщах доломитовых мраморов, образовавшиеся в регрессивную стадию ультраметаморфизма, характеризуются жильной формой залегания, отчетливой связью с вмещающими ультраметаморфическими образованиями. Необходимым условием образования диопсид-шпинелевого парагенезиса является недостаток или низкий химический потенциал щелочей в системе и привнос  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ .

3. Флогопитовые месторождения образуют жильные тела первичного генезиса или со следами флогопитизации более ранних диопсид-шпинелевых образований, что указывает на повышение активности  $K_2O$  в растворе на более поздней стадии регрессивного этапа.

4. Исходя из характера и последовательности минералообразования, в регрессивный этап, устанавливается инфильтрационный генезис диопсид-шпинелевых и флогопитовых жильных образований, богатство растворов кремнеземом и глиноземом и бедность щелочами на наибо-

лее ранней стадии регрессивного этапа, обогащение поступающих растворов калием на последующей стадии минералообразования регрессивного этапа. Это обогащение растворов  $K_2O$ , вызывающее наложенную флогопитизацию диоксид-шпинелевых образований, очевидно, следует связывать с процессами мирмекситизации и альбитизации в ультраметаморфических породах, ведущих к осаждению  $Na_2O$  и выносу в раствор  $K_2O$ . Поступление уже обогащенного калием раствора в зону метасоматоза приводит к замещению флогопитом неустойчивого в присутствии калия парагенезиса диоксида со шпинелью и образованием диоксид-флогопитовой и флогопитовой метасоматических зон. При образовании трещин в эту стадию образующаяся метасоматическая зональность соответствует типу нормальной щелочности, т.е. первично формируются флогопитовые жилы.

5. При всех типах метасоматического минералообразования регрессивного этапа в мраморах не устанавливается признаков повышения активности щелочей растворов при поступлении их в толщи карбонатных пород (Коржинский, 1947, 1957).

# ТЕРМОДИНАМИКА МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

---

Ф.А.Летников, А.Ш.Мивчис  
(Институт земной коры СО АН СССР)

## О ВЛИЯНИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА НА ПРОЦЕССЫ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

При развитии процессов прогрессивного регионального метаморфизма наблюдается тенденция постепенного повышения основности пород в прямой зависимости от степени их метаморфизма. Наиболее отчетливо это проявляется при образовании пород гранулитовой и эклогитовой фаций; в их составе содержания  $H_2O$ ,  $K$ ,  $Na$  резко уменьшаются и  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $Fe$  - увеличиваются. Суть этого явления заключается в следующем. Известно, что с глубиной парциальное давление кислорода в земной коре уменьшается. На фоне нарастающего дефицита кислорода в условиях прогрессирующего метаморфизма должно происходить разделение элементов на две группы в зависимости от их сродства к кислороду. Элементы с большим сродством к кислороду будут создавать свои собственные соединения, а те, у которых величина сродства мала для данных условий, должны испытывать тенденцию к миграции в вышележащие породы, характеризующиеся меньшими значениями  $P$  и  $T$  и более высокой активностью кислорода.

Как было показано ранее (Летников, 1965), своеоб-

разным термодинамическим барьером, разделяющим элементы в эндогенных процессах, является значение  $\Delta Z_T$  образования воды для данных условий, т.е. значение сродства кислорода и водорода. Элементы с большей, чем у водорода величиной  $\Delta Z$  будут накапливаться в породе, а с меньшим значением  $\Delta Z$  - переходить в поровые растворы и испытывать склонность к миграции. Исходя из значений  $\Delta Z$  окислов соответствующих элементов, все они разбиваются на две группы по отношению к изобарному потенциалу образования воды в жидкой и газовой фазе: первая группа (в порядке уменьшения  $\Delta Z_T$ ) - Ca, Be, Mg, Ba, Al, Zr, Ti, Si, Ta, Na, Nb, K, Zn, Mo, Sn, Fe; II группа - Sb, As, Pb, Cu, Hg, Ag, Au.

В первой группе проблематично положение Fe, поскольку при  $T > 600^\circ$   $\Delta Z_{H_2O_{\text{газ}}}$  больше  $\Delta Z_{FeO}$ , т.е. до этой температуры железо будет находиться в первой группе, а выше ее - перейдет во вторую. Элементы второй группы, мигрирующие из областей высоких степеней метаморфизма, будут отлагаться в породах более низких степеней метаморфизма. Кроме того, что этот процесс создает определенный геохимический фор в породах, не исключена возможность формирования в этих условиях самостоятельных рудоносных гидротермальных систем, которые могут быть впоследствии реализованы в конкретные месторождения. Нами рассмотрены такие условия и выделены критерии, позволяющие более четко выделять рудопроявления, связанные с процессами метаморфизма.

Развиваемые нами представления иллюстрируются обширным материалом по Кокчетавской глыбе (Сев.Казхстан) и Западному Прибайкалью.

А.А.Куденко

(Казахский н.-и. институт минерального сырья)

СТОЙКОСТЬ МИНЕРАЛОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ  
РУДООБРАЗОВАНИЕ

1. Поведение химических соединений (минералов) под воздействием изменения параметров внешней среды определяется физико-химической стойкостью этих соединений. По определению А.Е.Ферсмана, "понятие устойчивости или стойкости есть понятие энергетическое и определяется уровнем энергии данной системы в данных условиях".

2. Энергия любой молекулы разлагается на три составляющих: кинетическую энергию, зависящую от температуры окружающей среды, среднюю потенциальную энергию, которая по данным физической химии (Мелвин-Хьюз, 1962) является только функцией молекулярного объема, и энергию смещения, зависящую как от температуры, так и молекулярного объема.

3. Одним из проявлений стойкости минералов является их растворимость. Идеальная растворимость определяется уравнением И.Ф.Шредера:

$$\ln N = - \frac{\lambda (T_{пл} - T)}{RT_{пл}}$$

где  $N$  - мольная доля растворенного вещества в растворе;  $\lambda$  - теплота плавления; ккал/моль;  $T_{пл}$  - абсолютная температура плавления растворимого вещества;  $T$  - абсолютная температура раствора;  $R$  - газовая постоянная ( $1 \cdot 987$  кал/град · моль).

Это уравнение справедливо при распространении закона Рауля на всю область концентраций и поэтому только качественно характеризует реальную растворимость. Для определения последней М.И.Шахпароновым выведено уравнение

$$N_{нас} = \frac{N_{иг}}{f_a^T},$$

где  $N_{нас}$  - концентрация компонента в реальном насыщенном растворе;  $N_{ид}$  - идеальная растворимость из уравнения Шредера при температуре  $T$ ;  $f_a^r$  - коэффициент активности компонента при температуре  $T$ ;

Использование этого уравнения для практической оценки растворимости минералов ограничено отсутствием экспериментальных данных об активностях соединений, слагающих многие минералы, и чрезвычайной условностью расчетных активностей при высоких температурах и больших значениях ионной силы растворов.

4. Из определения метаморфизма как процесса, протекающего в твердом состоянии следует, что роль растворимости при метаморфизме ограничена только метасоматическими явлениями, далеко не охватывающими метаморфизм в целом.

5. В связи с изложенным становится очевидной необходимость выбора уравнения общего характера, которое бы позволило оценить стойкость любого соединения в твердом состоянии. Учитывая, что метаморфизм контролируется главным образом температурой, таким может быть уравнение, определяющее термическую стойкость минералов, выведенное из понятия энергии смещения. Последняя может быть выражена функцией Линдемана, определяющей число колебаний, обуславливающих распад решетки:

$$W_1 = 3 \cdot 1 \cdot 10^{12} \frac{T_{пл}^{\frac{1}{2}}}{M^{\frac{1}{2}} \nu^{\frac{1}{2}}}$$

где  $M$  - молекулярный вес;  $\nu$  - частота тепловых колебаний атомов в решетки.

А.Е.Ферсман считает наиболее удобным и важным в геохимическом отношении коэффициент связи Антропова:

$$W_2 = \frac{\nu^2 A}{4\pi^2}$$

где  $A$  - атомный вес.

По указанным формулам рассчитана стойкость кристаллических решеток простых веществ, однако применение их для минералов почти невозможно ввиду отсутст-

вия данных о частотах колебания ионов в кристаллах большинства минералов.

Наряду с приведенными выше для простых веществ известен коэффициент термической стойкости Анри, определяемый по формуле

$$КС = \frac{T_{пл} d}{A},$$

где  $d$  - плотность;  $A$  - атомный вес;  $T_{пл}$  - абсолютная температура плавления.

А.Е.Ферсманом проведено сопоставление расчетов стойкости простых веществ по трем указанным формулам и получена хорошая их сходимость.

6. Предлагается распространить представление о коэффициенте стойкости Анри на минералы, для которых указанная формула имеет вид

$$КС = \frac{T_{пл} d}{M},$$

где  $M$  - молекулярный вес.

7. Расчет коэффициентов стойкости наиболее характерных минералов полиметаллических месторождений, залегающих в карбонатных породах, привел к следующим результатам: доломит - 26,03; аргентит - 32,42; барит - 35,72; кальцит - 13,72; галенит - 43,88; пирит - 47,70; кварц - 78,23; сфалерит (вуртцит) - 88,90.

Величина коэффициента стойкости отражает способность соединений к диффузии, ионно-электронному переносу и внутреннему электролизу - процессам миграции вещества в твердом состоянии. Эти процессы протекают довольно медленно даже при значительных температурах и дают ощутимый эффект при большой длительности процесса формирования руд, что является одним из важнейших отличий аутигенного метаморфического рудообразования от эпигенетического рудогенеза с большой долей привноса вещества извне.

## ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПИРИТОВ И МАГНЕТИТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Исследованы пириты и магнетиты многочисленных сульфидных и железорудных месторождений Украины, Восточного Забайкалья, Урала и других районов.

1. Изучены пириты из месторождений, относимых к гидротермальному, осадочно-метаморфогенному, осадочно-диагенетическому типам. Большинство пиритов гидротермальных полиметаллических месторождений обладает положительной термоэлектродвижущей силой - до 800 мкв/град (Восточное Забайкалье, Нагольный Кряж, Закарпатье). Отрицательную термоэлектродвижущую силу обнаруживают некоторые пириты золото-полиметаллических и молибденовых месторождений (Восточное Забайкалье), а также многие пириты медно-колчеданных месторождений (Урал). Пиритам из докембрийских железистых кварцитов (Криворожье, Белозерка, Корсак-Могила) свойственно преобладание отрицательной термоэлектродвижущей силы (до 500 мкв/град). Для пиритов осадочно-диагенетического происхождения (пиритовые конкреции в неогеновых глинах Закарпатья, углях Донбасса и др.) характерна переменная по знаку термоэлектродвижущая сила - до 150 мкв/град. Значительные вариации термоэлектрических свойств природных пиритов обусловлены, вероятнее всего, широким диапазоном термодинамических условий их образования.

2. Определена термоэлектродвижущая сила магнетитов из месторождений магматогенного, скарнового и осадочно-метаморфогенного типов (Качканарское, Магнитогорское, Криворожское, Белозерское, Чертомлыкское, Корсак-Могильское, Таежное и другие месторождения). По своим термоэлектрическим свойствам магнетиты всех

названных типов месторождений обнаруживают сходство. Большинство из них свойственны сравнительно низкие отрицательные значения термоэлектродвижущей силы (до 100 мкв/град). Относительная стабильность термоэлектрических свойств магнетитов разнотипных месторождений может служить косвенным подтверждением незначительных вариаций термодинамических условий их возникновения.

Е.И.Паталаха

(Институт геологических наук АН КазССР)

## ТЕРМОДИНАМИКА ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКОЙ РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Фиксируемое макроскопически ламинарное течение горных пород в процессе динамометаморфизма протекает на молекулярно-зерновом уровне с помощью двух ведущих термодинамических механизмов - межзернового и внутризернового диффузионного переносов. Первый механизм известен в петрологии, а второй - вытекает из анализа уравнения Больцмана и современных кристаллофизических представлений. Стимулятором переноса вещества являются градиенты давлений, достигающие в масштабе зерен огромных величин. Роль механического переноса в перегруппировке вещества не так велика, как принято думать.

В.А.Нарсеев, В.А.Лось

(Казахский н.-и. институт минерального сырья)

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМОДИНАМИКИ И КИНЕТИКИ ПРОЦЕССОВ МОБИЛИЗАЦИИ ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАМОРФОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

1. Одной из важных констант, связывающих термодинамические и кинетические параметры реакции, является

величина энергии активации однопородных реакций.

Большинство элементов в породах находится в нескольких формах, из которых наиболее важными являются сорбированная, изоморфная и минеральная. Последняя включает в основном четыре класса соединений - силикаты, окислы, карбонаты и сульфиды. Естественно, что для разных элементов и пород соотношение указанных форм различно.

Переход элемента в подвижное состояние осуществляется путем десорбции и разложения минерала-носителя. Для этих случаев могут быть написаны однопородные реакции и рассчитаны энергии активации по методике, предложенной О.П.Мчедловым-Петросяном и В.М.Бабушкиным (1965):

$$\Delta E = \Delta \bar{E} + RT \ln(A_1/A_2). \quad (1)$$

Используя приближенный метод Темкина-Шварцмана, можно показать, что  $\Delta \bar{E}$  является функцией температуры и свойств данного вещества:

$$\Delta E = \Delta H_{298}^{\circ} + T \Delta S_{298}^{\circ} - T [\Delta \alpha f_0(T) + \Delta \beta f_1(T) + \Delta \gamma f_2(T)]. \quad (2)$$

Функции  $f_0(T)$ ,  $f_1(T)$  и  $f_2(T)$  табулированы.

Таким образом, переход элемента в подвижное состояние для данного типа соединения и температуры будет определяться изменением последней, а ряд перехода - величиной энергии активации.

2. Если в области мобилизации  $V$  содержится элемент  $A$  в  $K$  формах, то  $X_i^A$  (количество элемента  $A$  в объеме пробы  $\sigma$ ) можно представить, как

$$X_i^A = X_{i1}^A + X_{i2}^A + \dots + X_{ij}^A + \dots + X_{iK}^A.$$

Диапазон изменения температур от  $T_0$  до  $T_K$ : При  $T_j$   $j$ -ая форма элемента  $A$  переходит в подвижное состояние ( $\bar{x}_j$ ). Температура  $T_K$  переводит

весь элемент  $A$  в подвижное состояние. По всей области  $V$  в подвижное состояние при  $T_j$  перейдет

$$Q_V^A(T_j) = \sum_{i=1}^n \tilde{x}_i^A(T_j), \quad (9)$$

где  $n = \frac{V}{v}$ .

Величина  $Q_V^A(T_j)$  показывает, какое количество элемента  $A$  при  $T_j$  в принципе может быть сконцентрировано. Однако, чтобы данная возможность реализовалась, должны протекать процессы концентрации, интенсивность которых может быть оценена через измерение энтропии элемента  $A$  в областях мобилизации и концентрации:

$$K = \frac{H(x) - H(y)}{H(x)},$$

где  $H(x)$  и  $H(y)$  - энтропия  $A$  в области мобилизации и концентрации. Вычисляя ее для приведенных объемов, получаем изменение  $K$  от 0 (концентрация не происходит) до 1 (максимальная концентрация). В общем случае большие значения  $K$  менее вероятны. Анализ показывает, что возможность получения определенных концентраций элемента  $A$  увеличивается с увеличением  $\tilde{x}$  и не зависит от  $V$ .

3. Преобразование пород при метаморфизме имеет определенную структурно-энергетическую направленность, которая может быть выявлена при термодинамическом анализе. С этой целью нами рассчитаны значения "энергосодержаний" типовых составов пород различных фаций контактового и регионального метаморфизма и вынесены на диаграмму  $Q_{\Delta z} - \bar{P}_{\varphi}$ .  $Q_{\Delta z}$  - "энергосодержание" породы, выраженное через значение  $\Delta z$  в единице объема (ккал/см<sup>3</sup>) (по Летникову, 1965).  $\bar{P}_{\varphi}$  - среднее значение степени полимеризации  $SiO_4$ -тетраэдров в силикатах (по Нарсеэву, 1965).

Для пород различных фаций регионального метаморфизма средние значения  $Q_{\Delta z}$  и  $\bar{P}_{\varphi}$  таковы: цеолитовая - 6,0 и 2,65; зеленых сланцев - 6,5 и 2,6; амфиболитовая (субфация  $Amf-gz$ ) - 6,8 и 2,4; гранулитовая - 7,6 и 2,3; эклогитовая - 8,3 и 1,95; силлиманитовая субфация - 10,5 и 1,6. Особенностью ряда являет-

ся ступенчатый переход между группой фаций низких ступеней (цеолитовая, зеленосланцевая и амфиболитовая), с одной стороны, и гранулитовая, экологитовая, - с другой. По структурно-энергетическим контактам породы силлиманитовой субфации следует выделять в самостоятельную группу. Возможно и предположение об отсутствии экологитов метаморфического происхождения.

Ряд пород фаций контактового метаморфизма не обнаруживает ступенчатого строения, он непрерывен. Средние значения  $\alpha_{\Delta z}$  и  $\bar{P}_{cp}$  таковы: эпидот-альбитовые роговики - 6,5 и 2,8; роговообманковые - 7,5 и 2,6 (7,0 - 8,0 и 2,8 - 1,8); пироксеновые - 8,5 и 2,2; санидинитовая фация - 10,0 и 1,2. Для пород контактового метаморфизма возможен прямой переход к расплавам (и соответственно магматическим образованиям), тогда как для фаций регионального метаморфизма на диаграмме  $\alpha_{\Delta z} - \bar{P}_{cp}$  отмечается большой разрыв между точками. Поскольку стадиям метаморфизма соответствуют определенные значения температур и термодинамических потенциалов (в частности, приведенные к единице объема  $\alpha_{\Delta z}$ ), то на основании (1) - (3) для них можно говорить в соответствующих значениях энергии активизация, приведенных к единице объема ( $\alpha_{\Delta E}$ ). Это означает, что породам каждой стадии присущи спектры элементов, перешедших в подвижное состояние, а также некоторая потенциальная возможность создания определенных концентраций рудного вещества.

Н.А.Корнилов

(Институт минеральных ресурсов,  
Симферополь)

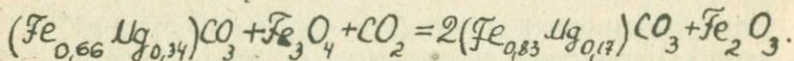
### ТЕРМОДИНАМИКА НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ДОКЕМБРИЯ

Железистые кварциты докембрия в преобладающей своей части метаморфизованы очень слабо, в пределах хлоритовой зоны метаморфизма Х.Л.Джеймса. При изу-

чении железистых кварцитов Белозерского, Криворожского и Кременчугского районов автором встречены следующие характерные особенности низкотемпературного метаморфизма; 1) перекристаллизация кварца нерудных прослоев с укрупнением зерна; 2) перекристаллизация магнетита в железную слюдку в зонах смятия; 3) перекристаллизация тонкозернистого гематита краснополосчатых кварцитов в более крупнозернистый магнетит; 4) замещение магнетита карбонатом в рудных прослоях.

Новым энергетическим аспектом низкотемпературного метаморфизма является возможность повышения температуры за счет освобождения поверхностной энергии кварца и других минералов при перекристаллизации с укрупнением зерна. Расчеты показывают, что нагревание кварцитов до 150°С (верхняя граница хлоритовой зоны по Х.Л.Джеймсу) может быть обусловлено перекристаллизацией кварца с первоначальным размером зерна около 10 мμ, что соответствует размерам коллоидных частиц кремнезема (5 - 40 мμ). Согласно существующим представлениям (Ван Хайз и Лизс, Н.М.Страхов, Н.А.Плаксенко и др.), кварциты образовались за счет коллоидных железисто-кремнистых осадков, перекристаллизация которых могла обусловить их своеобразный автометаморфизм, вызванный освобождением поверхностной энергии минералов.

На материале Белозерского района установлено, что замещение магнетита карбонатом сопровождается возрастанием светопреломления и железистости последнего при одновременном замещении оставшегося магнетита гипогенным мартитом и железной слюдкой, что можно показать реакцией



Термодинамический расчет условий равновесия реакции показывает, что при давлении  $p_{\text{CO}_2}$  выше 0 - 80 атм (при температуре ниже 150°С), т.е. в пределах почти всей хлоритовой зоны метаморфизма, магнетит и листомезит метастабильны и замещаются сидеронлезитом и

гипогенным мартитом. В условиях хлоритовой зоны магнетит устойчив лишь в обстановке более быстрого повышения температуры по сравнению с возрастанием давления углекислоты, что характерно для контактового метаморфизма. Интересно отметить, что перекристаллизация тонкозернистого гематита краснополосчатых кварцитов в магнетит наблюдается в ряде районов именно в контактовой зоне интрузий. Быстрое повышение температуры может быть обусловлено также освобождением поверхностной энергии минералов при вовлечении коллоидных железисто-кремнистых осадков в складчатость и метаморфизм. Преимущественное развитие в железистых кварцитах низких ступеней метаморфизма метастабильных минералов объясняется с позиций термодинамики очень низким парциальным давлением кислорода, обусловившим его инертное поведение.

Приведенные данные подтверждают существующие взгляды о первично-осадочном или диагенетическом происхождении основной массы магнетита железистых кварцитов.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ В ОБЛАСТИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

---

Ф.В.Сыромятников, Г.В.Румянцева  
(Всесоюзный н.-и. институт  
минерального сырья)

### О ВЛИЯНИИ МЕХАНИЧЕСКОГО НАПРЯЖЕНИЯ НА РАСТВОРИМОСТЬ КВАРЦА В ВОДЕ И ЩЕЛОЧНЫХ РАСТВОРАХ

При изучении влияния механического напряжения (сжатия) на изменение растворимости кварца в воде и щелочных растворах проведена серия опытов с образцами кварца различных генетических типов - с Полярного Урала (гидротермальный) и из пегматитов Волини. Опыты проведены в стрессоклаве конструкции проф. Сыромятникова. Нагрузка на образец в опытах поддерживалась равной  $400 \text{ кг/см}^2$ , боковое давление в одной части опытов составляло 500 атм, в другой - 1000 атм. В результате получен ряд кривых, позволяющих сделать некоторые выводы о характере влияния на изменение растворимости кварца в исследованных растворителях механического сжатия, в частности бокового давления: 1) растворимость кварца резко увеличивается при приложении к образцу одностороннего сжатия; 2) растворимость кварца возрастает с ростом бокового давления при постоянном одностороннем давлении; 3) растворение боковых граней происходит равномерно; 4) растворимость кварца практически не зависит от генетического типа и состава исследованных образцов.

В.Б.Коваль, В.А.Самсонов  
(Институт геологических наук АН УССР)

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ АКТИВИЗАЦИЙ УРАНА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ КАРБОНАТНЫМИ РАСТВОРАМИ

1. В последнее время уранил-карбонатные комплексы рассматриваются многими исследователями в качестве основных форм переноса шестивалентного урана в гидротермальных карбонатных растворах. Шестивалентный уран в них вступает во взаимодействие с ионами  $\text{CO}_3^{2-}$ , образуя два стабильных комплексных иона: трикарбонат-ураниловый  $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$  и диакво-дидикарбонат-ураниловый  $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2(\text{H}_2\text{O})_2]^{2-}$ , меняя в результате процессов комплексообразования растворимость и стандартный окислительно-восстановительный потенциал. Восстановить шестивалентный уран, находящийся в карбонатном комплексе, значительно труднее, чем простые ионы уранила, что обуславливает его высокую миграционную способность.

2. Вместе с тем формирование устойчивого уранил-карбонатного комплекса является сложным процессом. Сущность его, как показали исследования Черняева И.И. и др., заключается в переходе от нейтрального комплекса уранила, имеющего во внутренней сфере акво- и гидроксогруппы, к анионному комплексу, содержащему во внутренней сфере карбонат-ионы, путем последовательного замещения  $\text{OH}^-$  и  $\text{H}_2\text{O}$  группами  $\text{CO}_3^{2-}$ . В связи с этим процессы активизации урана из пород гидротермальными карбонатными растворами будут определяться в основном скоростью формирования устойчивого уранил-карбонатного комплекса и окислительно-восстановительным потенциалом среды.

3. С целью экспериментального изучения условий активизации шестивалентного урана гидротермальными растворами были проведены опыты с 0,5 и 1,0 н. растворами  $\text{NaHCO}_3$ , которые при температурах 200, 300,

400°С и давлении 300 кг/см<sup>2</sup> извлекали уран из смеси трехокси урана с куммингтонитовыми сланцами, доломитовыми породами, эгирином, роговой обманкой, магнетитом, пиритом, кварцем и альбитом.

Было установлено, что в сильно концентрированных 1 н. растворах уран извлекается в раствор, не осаждаясь на породах и минералах при температуре 200 и 300°С.

При температуре 400°С препятствует переходу урана в раствор пирит, осаждая его на своей поверхности в форме уранинита, а в опытах с кварцем образуется силикат урана.

В 0,5 н. растворе осадительная способность пирита проявляется уже при температуре 300°С; при этой же температуре в опытах с кварцем происходит образование силиката урана.

При повышении температуры до 400°С начинают препятствовать переходу урана в раствор куммингтонитовый сланец, роговая обманка и магнетит.

Полученные результаты опытов позволяют уточнить некоторые физико-химические условия перехода урана в раствор при метаморфогенном рудообразовании.

А.С.Лалухов.

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИФфуЗИОННОГО ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ ЗОН В КАРБОНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОДАХ ПРИ ПОВЫШЕННЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

Экспериментально исследован процесс диффузии раствора хлористого железа сквозь межзерновое пространство предварительно водонасыщенного кварц-карбонатного песчаника и мрамора в интервале температур 150 - 530°С и давлении до 1000 атм. Опыты проводились при изобарно-изотермических условиях в специальных

сконструированных автором автоклавах. Исследование распределения железа в образцах цилиндрической формы производилось методом послойных сечений. Содержание железа в сечениях определялись количественным спектральным анализом, а количество магнетита в них — по магнитной восприимчивости.

В случае повышенной контрастности кислотности-щелочности диффундирующего раствора и среды (эксперименты с мрамором) в самих образцах горных пород магнетит не образовался, реакция локализовалась у поверхности образца и по мере его выщелачивания на стенках автоклава осаждались обильные выделения магнетита.

При взаимодействии растворов хлористого железа с кварц-карбонатным песчаником на всем температурном интервале, вплоть до  $400^{\circ}\text{C}$ , в образцах развивались в течение суток зоны магнетита шириной от нескольких до 12 мм. В большинстве случаев магнетитовые зоны имеют довольно резкий передовой фронт, сопровождающийся затухающим ореолом вкрапленной магнетитовой минерализации. С повышением температуры ширина магнетитовых зон в песчанике убывала, вплоть до полного их исчезновения, а плотность магнетитовой минерализации в пределах этих зон увеличивалась. Дальнейшее возрастание температуры свыше  $500^{\circ}\text{C}$  приводит к тому, что реакция переходит во внешне-диффузионную область, и в участках, непосредственно прилегающих к образцу, синтезируются друзовидные образования фаялита.

Величины средних эффективных коэффициентов межзерновой диффузии 30% раствора хлористого железа в кварц-карбонатном песчанике, сопровождающейся химической реакцией с образованием магнетита, следующие:  $250^{\circ}\text{C}$  —  $1,3 \cdot 10^{-8}$  см<sup>2</sup>/сек;  $350^{\circ}\text{C}$  —  $2,8 \cdot 10^{-8}$  см<sup>2</sup>/сек;  $400^{\circ}\text{C}$  —  $5,2 \cdot 10^{-8}$  см<sup>2</sup>/сек.

В интервале температур  $250 - 400^{\circ}\text{C}$  величина энергии активации железа составляет 6,5 ккал/моль, что примерно на порядок меньше соответствующих значений, полученных, например, для случая диффузии железа

сквозь кристаллическую решетку магнетита. Эти коэффициенты диффузии достаточно велики и могут представлять геологический интерес, однако абсолютная их величина примерно на два порядка меньше тех значений эффективных коэффициентов диффузии, которые получены для тех же пород и растворов при стандартных условиях ( $25^{\circ}\text{C}$  и давлении 1 атм).

В.С.Балицкий

(Всесоюзный н.-и. институт синтеза минерального сырья)

### ОСОБЕННОСТИ РАСТВОРИМОСТИ И ПЕРЕНОСА КРЕМНЕЗЕМА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА

1. Обзор исследований по растворимости кремнезема в воде и водных растворах оснований, кислот и солей показал, что наиболее полно (до температур  $900^{\circ}\text{C}$  и давлений 1000 атм) растворимость кремнезема изучена в чистой воде. В растворах оснований, кислот и солей растворимость кремнезема изучена значительно слабее. Однако и эти сведения позволяют заключить, что самым существенным фактором (при прочих равных условиях), влияющим на растворимость кремнезема, является температура, с повышением которой растворимость возрастает. Только в случае условий, близких к критическому состоянию воды и до давлений порядка 700 атм, существует область ретроградной растворимости кремнезема, т.е. с ростом температуры растворимость уменьшается. Повышение давления начинает заметно сказываться на растворимости кремнезема только выше параметров критического состояния воды и тем сильнее, чем выше температура.

Наиболее высокой растворимостью кремнезем обладает в растворах гидроокисей щелочных металлов. Несколько меньшую растворимость он имеет в растворах

сильных оснований и слабых кислот. Повышение концентрации растворов в этих случаях (до возникновения в системе "тяжелых фаз") приводит к возрастанию растворимости кремнезема. Характерно, что и температурная зависимость растворимости при этом также становится более существенной.

В растворах сильных кислот и слабых оснований, сильных кислот и сильных оснований, а также в изученных кислотах (кроме плавиковой) растворимость кремнезема ниже, чем в чистой воде, и с повышением концентрации падает.

2. Экспериментальное изучение растворимости кварца в растворах сернистого натрия и фторидов калия, натрия и аммония позволило установить, что в области трехфазного равновесия (до температур  $280^{\circ}\text{C}$ ) наиболее высокую растворимость кварц имеет в растворах сернистого натрия. По абсолютным величинам эта растворимость на 10 - 20% выше растворимости кварца в эквимолярных растворах гидроксида натрия. Растворимость возрастает с ростом концентрации сернистого натрия и температуры, причем температурная зависимость проявляется тем резче, чем выше концентрация раствора. Повышенная по сравнению с растворами гидроксида натрия растворимость кварца в растворах сернистого натрия и отмеченная температурная зависимость объясняются высокой степенью гидролиза сернистого натрия и увеличением ее с ростом температуры.

Растворимость кварца в растворах фтористого аммония также относительно высока, но меньше, чем в эквимолярных растворах сернистого натрия примерно в 5 раз. Относительно высокая растворимость кварца в этом случае связана с образованием в системе  $\text{HF}$  за счет разложения фтористого аммония. Поскольку  $\text{HF}$  в растворе возрастает с увеличением температуры и концентрации фтористого аммония, наряду с повышением этих параметров увеличивается и растворимость кварца.

В растворах фтористого натрия и калия растворимость кварца близка к чистой воде и на порядок ниже, чем в растворах сернистого натрия, что связано с низ-

кой степенью гидролиза фтористого натрия и  $KF$ . С ростом температуры и концентрации растворимость кварца в растворах этих солей возрастает, но не так интенсивно, как в растворах сернистого натрия и фтористого аммония. Это объясняется независимостью степени гидролиза от концентрации растворов и слабым увеличением степени гидролиза фтористого натрия и калия с повышением температуры.

Установлено также, что растворимость кварца в водных растворах сернистого натрия и фторида аммония при малых коэффициентах заполнения повышается, что связано со сдвигом реакции разложения этих солей в сторону образования в растворе соответственно гидроксила  $OH^-$  и  $NH_4^+$ .

3. Показано, что в природных термальных водах наблюдается отчетливая зависимость содержания кремнезема от температуры и щелочности - кислотности растворов. Повышение температуры всегда способствует росту содержания кремнезема в водах. С увеличением щелочности вод содержание кремнезема также возрастает, за исключением вод существенно бикарбонатного, сульфатного и сульфатно-хлоридного кальциевого и кальций-магниевого составов, в которых, наоборот, содержание кремнезема при этом уменьшается.

Повышение содержания кремнезема происходит и с ростом кислотности вод, что связано либо с накоплением его в коллоидной форме, либо (в присутствии фтора) с образованием фторсиликатного иона.

Возрастание общей минерализации вод, если оно не влечет за собой повышения их щелочности или кислотности (в случае отсутствия фтора), уменьшает содержание кремнезема.

Содержание кремнезема в газовой-жидких включениях минералов заметно ниже, чем в природных термальных водах с примерно таким же валовым химическим составом, но меньшей концентрацией.

Экспериментальное изучение растворимости кварца в природных минеральных водах различного состава, а также в растворах, отвечающих составу газовой-жидких включений в минералах, показало малое отличие от растворимости кварца в чистой воде при тех же парамет-

рах. Но при этом даже незначительное повышение щелочности вод увеличивает растворимость кварца. В растворах существенно гидрокарбонатного и сульфатно-хлоридного кальциевого и кальций-магниевого составов кварц имеет растворимость более низкую, чем в чистой воде. Это, вероятно, связано с тем, что при достижении определенной концентрации кремнезем взаимодействует с ионами кальция и магния, образуя в этих условиях гидросиликаты.

4. Анализ и сопоставление изложенных данных позволили выяснить, что при известной роли температуры и давления состав и концентрация растворов влияют на растворимость кремнезема постольку, поскольку этими параметрами определяется концентрация гидроксила  $\text{OH}^-$  и ионов  $\text{F}^-$ . Последний способствует растворимости кремнезема только в кислых средах, т.к. в щелочных растворах образует комплекс  $\text{HF}_2^-$ , не взаимодействующий с кремнеземом.

5. Относительная близкая растворимость кремнезема в нейтральных слабощелочных и слабокислых природных водах и искусственно составленных растворах не зависит от их валового химического состава позволяет понять с учетом широкого распространения кремния в земной коре довольно обильное и постоянное присутствие кварца (и других форм кремнезема) в гидротермальных месторождениях самых различных типов. Заметно пониженная растворимость кремнезема в растворах гидрокарбонатного и сульфатно-хлоридного кальциевого и кальций-магниевого составов объясняет как правило незначительную распространенность кварца в месторождениях барита, исландского шпата и других сульфатов и карбонатов. С другой стороны, интенсивное перераспределение (вынос, отложение) кремнезема в месторождениях с широко проявленными процессами щелочного метасоматоза и грейзенизации хорошо согласуется с данными о высокой растворимости его в щелочных и кислых фторсодержащих растворах.

С.С.Горохов, Е.Е.Лисицына  
(Всесоюзный н.-и. институт синтеза  
минерального сырья)

## ЭКЛОГИТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ В СВЕТЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Происхождение уникальных по своей рутилоносности эклогитов Южного Урала является предметом многолетних дискуссий.

Наиболее крупные поля эклогиты образуют в осевой зоне Урал-Тау в бассейне среднего течения р.Сакмары. В строении этого района участвуют интенсивно метаморфизованные отложения максютовской серии среднего рифея. В составе серии участвуют мусковито-хлорито-кварцевые, хлорито-кварцевые, хлорито-графито-кварцевые сланцы, иногда с гранатом и глаукофаном; кварциты, графитистые кварциты, зеленые сланцы, мраморы. Породы, слагающие максютовскую серию, изменены в результате полиметаморфизма по меньшей мере трех этапов. Первый этап проходил в условиях типично эклогитовой фации прогрессивного метаморфизма, второй и третий этапы метаморфизма - в условиях более низких давлений и температур, отвечающих амфибол-альмандиновой фации метаморфизма и фации зеленых сланцев.

Рутилоносные эклогиты образуют межпластовые залежи среди метаморфических толщ мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Породы отличаются темно-зеленой окраской, большим удельным весом и порфиробластовой структурой. Последняя обусловлена крупными (до 3 - 5 мм) выделениями порфиробластов граната альмандина на фоне мелкозернистой основной массы, сложенной омфацитом, глаукофаном, хлоритом, эпидотом, кварцем, мусковитом и рутилом. Гранат, омфацит, и рутил являются первичными минералами, образовавшимися в прогрессивную стадию метаморфизма.

С целью моделирования возможных условий природного процесса метаморфизма проведены эксперименты по изучению изменения алмандина из эклогитов Южного Урала при высоких давлениях и температурах в присутствии воды. На основе более 50 опытов установлено, что алмандин устойчив при давлениях выше 15000 атм, в зоне субсолидуса ниже кривой плавления. С повышением давления до 30000 атм область устойчивости граната значительно расширяется. Рентгенометрические и оптические исследования свидетельствуют, что состав синтезированного граната отвечает составу исходного образца. При давлении менее 15000 атм получена ассоциация магнетит + шпинель + анортит + мелилит + пироксен + оливин.

Представляется вероятным, что образование граната, а следовательно и самих эклогитов, возможно в результате высокотемпературного метаморфизма при общем давлении не менее 15000 атм и некотором парциальном давлении воды.

В.Н.Гусельников  
(НИИКМА)

### ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КМА ПО ДАННЫМ ДЕКРЕПИТАЦИИ

При выяснении температурных условий метаморфического преобразования руд и пород большинство исследователей КМА и других провинций обычно ограничивается анализом минеральных парагенезисов. Однако для докембрийских образований этот метод в лучшем случае позволяет наметить классические "температурные ступени" метаморфизма, но не дает материала для более определенных и конкретных выводов о физико-химических условиях метаморфогенного рудообразования. В связи с этим представляют интерес

результаты определения относительных температур образования метаморфических минералов новейшими физическими методами (гомогенизацией, декрепитацией, термомагнитометрией и др.).

В НИИКМА термометрические исследования минералов в течение ряда лет проводились на декрепитационной установке, собранной в основном из стандартной нагревательной, акустической, электронной и регистрирующей отечественной аппаратуры.

Исследовалось свыше 300 образцов, представленных разными генетическими типами кварца, кальцита и сидерита, а также эгирином, зеленой слюдой, хлоритом и мартитом. По принятой градации температурных интервалов (0-50, 50-200, 200-350, 350-500 и 500-700<sup>0</sup>С) в минералах установлено один-пять термозвуковых максимумов. При этом в наиболее высокотемпературных минералах фиксируются все пять основных максимумов, а в низкотемпературных - отмечается всего один максимум (при 20 - 40<sup>0</sup>С). На термозвукограммах нередко наблюдаются шесть - восемь максимумов, но общая закономерность - уменьшение количества максимумов с понижением температур минералообразования всегда устанавливается отчетливо.

Результаты проведенных термометрических определений позволяют выделить несколько стадий метаморфического преобразования первичного вещества железистых кварцитов и соответствующих этапов метаморфогенного образования богатых железных руд. Эти стадии метаморфизма характеризуются определенными минеральными ассоциациями. В последних устанавливаются "типоморфные" минералы, прозрачные разновидности которых и были подвергнуты термометрическим исследованиям. На основе декрепитации этих минералов температурные условия проявления разных стадий метаморфизма и соответствующих им этапов минералообразования представляются в следующем виде.

1. Стадия прогрессивного метаморфизма железистых кварцитов обусловлена возрастанием температур до 400<sup>0</sup>С; наивысшая фаза характеризуется интенсивной

перекристаллизацией основной массы "первичного" кварца и специфическими новообразованиями вторичного (собственно метаморфического) кварца.

2. Стадия щелочного метасоматоза происходила при снижении температур метаморфизма от 400 до 250°С. Отличается преимущественным развитием эгирина, щелочных амфиболов и зеленой слюды, приуроченных к межпластовым и секущим трещинам в железистых кварцитах.

3. Стадия кальциево-углекислого метасоматоза обусловлена температурами в 250 - 70°С. Характеризуется интенсивным образованием кальцита и сидерита в толщах железистых кварцитов и ассоциирующих с ними богатых железных руд. При этом на месторождениях северо-западной части КМА отчетливо проявлена вертикальная зональность размещения низкотемпературных (70-150°С) и более высокотемпературных (150-250°С) гидротермально-метаморфических карбонатов. Кроме того, последние по температурам образования резко отличаются от поздних экзогенных карбонатов, температуры декрепитации которых обычно не превышают 20-40°С.

Со стадией прогрессивного метаморфизма связаны главные изменения первичного железисто-кремнистого вещества и образование метаморфизованных железных руд типа железистых кварцитов. В конечную фазу прогрессивного метаморфизма и разные стадии регрессивного метаморфизма происходило формирование следующего ряда собственно-метаморфических рудных образований: 1) гидротермально-метаморфических жильных тел кварц-железнослюдково-магнетитового и кварц-магнетитового состава с массивными и вкрапленными текстурами руд, возникших при отложении минералов в трещинных полостях; 2) гипогенно-метасоматических залежей магнетитового, железнослюдкового и железнослюдково-магнетитового состава, возникших за счет выноса безрудных компонентов железистых кварцитов, частичной перекристаллизации их рудных минералов и образования небольшого количества новых минералов; 3) "гидротермально-остаточных" пористых руд мартитового и железнослюдково-мартитового состава, возник-

ших за счет выщелачивания кремнезема из разных типов железистых кварцитов с одновременной мартитизацией магнетита; эти руды обычно залегают в виде несогласных крутопадающих линейно-трещинных тел в сложно-дислоцированных участках месторождений; 4) в отдельных месторождениях КМА конечные фазы кальциево-углекислого метасоматоза обусловили сравнительно низкотемпературную (250 - 70<sup>0</sup>С) карбонатизацию богатых железных руд с формированием секущих и согласных тел карбонатно-мартитового и карбонатно-железнослюдково-мартитового состава.

Охарактеризованные стадии метаморфизма и этапы метаморфогенного рудообразования на месторождениях КМА проявлены неодинаково. При этом в железистых кварцитах нередко наблюдаются все три стадии прогрессивного и регрессивного метаморфоза, а в толщах богатых железных руд местами отчетливо устанавливается лишь этап гидротермально-метаморфической карбонатизации. Строгая температурная последовательность проявления стадий метаморфизма и этапов минералообразования, установленная по данным декрепитации метаморфических минералов, подтверждается геологическими наблюдениями на конкретных месторождениях (Михайловское, Ново-Ялтинское, Дичнянское) северо-западной части КМА. Это позволяет надеяться, что дальнейшие термометрические исследования минералов методом декрепитации в совокупности с другими методами исследований могут дать ценный материал для объективных суждений о физико-химических условиях формирования разных генетических типов железных руд КМА.

Б.Ф.Мицкевич, Т.Г.Корниенко, Т.К.Бондарь  
(Институт геологических наук АН УССР)

## КИСЛОТНО-ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Сведения о кислотности-основности рудоносных растворов имеют первостепенное значение для познания процессов рудообразования. Получение этих сведений

основано на изучении кислотно-основных свойств горных пород, руд и минералов.

Существует два пути познания кислотно-основных свойств последний - расчетный и экспериментальный.

Получение истинного показателя кислотно-основных свойств минералов и горных пород экспериментальным путем возможно лишь при переводе их в водный раствор полностью. Однако в большинстве случаев без использования энергичных растворителей, изменяющих естественный щелочно-кислотный показатель, это не удастся. Поэтому при экспериментальных исследованиях измеряется рН суспензии, т.е. определяется приближенный показатель кислотно-основной "силы" исследуемых объектов.

Экспериментальное изучение кислотно-основных характеристик горных пород и минералов имеет существенное значение для познания процессов переноса металлов в растворах неювенильного происхождения.

В системе горная порода - раствор активным компонентом является не только последний; в результате взаимодействия с горной породой раствор приобретает определенные свойства, в том числе щелочно-кислотные, обуславливающие возможность выщелачивания и переноса определенных металлов. Последнее имеет существенное значение для познания метаморфогенного рудообразования.

В настоящем сообщении излагаются результаты экспериментального изучения щелочно-кислотных свойств горных пород Украинского щита, основанные на измерении рН суспензии, образующейся при взаимодействии породы с нейтральным раствором.

Методика исследований сводилась к следующему. Один грамм породы, измельченной до 200 меш, заливался 50 мл дистиллированной воды с рН = 6,2 и в течение трех часов выдерживался на магнитной мешалке. Образовавшаяся суспензия центрифугировалась при 3000 об/мин и в центрифугате определялось показание рН на лабораторном рН-метре ЛПУ - 0,01. Каждый опыт сопровождался контрольным. При расхождении величины рН в основном и контрольном центрифугате опыт дублировался.

Результаты определений сведены в табл. 1.

Щелочно-кислотные свойства горных пород Украинского  
шита

Породы	Количество определений	Значение рН-суспензии
К р и с т а л л и ч е с к и е п о р о д ы		
Ультраосновные	4	9,67
Щелочные	3	9,31
Основные	6	8,95
Граниты	12	8,03
Гнейсы	5	7,98
Пегматиты	6	7,85
Мигматиты	8	7,68
Кварциты	2	7,17
О с а д о ч н ы е п о р о д ы		
Лессы	2	8,75
Каолины	1	8,55
Суглинки покрвные карбонатизированные	13	8,42
Глины	1	7,90
Пески флювиогляциальные	5	6,83
Почвы	2	5,44

Из табл. 1 видно, что исследованные породы, кроме почв, обладают щелочными свойствами. Щелочная реакция пород обусловлена переходом в раствор щелочей. Количественные соотношения такого перехода изучались методом электролиза в двух разновидностях пород - граните и габбро.

Вынос щелочей из гранита и габбро по результатам электродиализа

Порода	Вынос в % от валового содержания в породе			
	рН = 4,0		рН = 6,2	
	К	Na	К	Na
Гранит	12,73	7,71	8,09	0,63
Габбро	21,88	18,17	14,07	5,90

Результаты электродиализа, химического и петрографического изучения исследованных образцов показали, что щелочно-кислотные их свойства зависят не от валового содержания щелочей, а от минеральной формы, в которой они связаны.

Щелочные свойства пород Украинского щита обуславливают слабощелочной характер глубинных растворов, что подтверждается наблюдениями.

Е.С.Зорин, В.Л.Лось, Е.А.Барикова

(Казахский н.-и. институт минерального сырья)

### ВЛИЯНИЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СВИНЦА В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИРГАЛИМСАЙ

1. Предполагается, что в хемогенных осадках первоначальная изменчивость содержания элементов по горизонтали мала. Постседиментационные процессы (диагенез, эпигенез, метаморфизм) вызывают определенное

перераспределение элементов, ведущее в общем случае к увеличению изменчивости содержаний, которое пропорционально интенсивности упомянутых выше процессов.

2. Изменчивость содержания можно охарактеризовать автокорреляционной функцией и функцией  $\sigma_a^2 = f(Pa)$  (вариограмма), которые отражают особенности векторного изменения поля минерализации.

3. Связь изменчивости содержаний с интенсивностью постседиментационных процессов исследовалась на цинково-свинцовом месторождении Миргалимсай, вкрапленное оруденение которого приурочено к известково-гломитовому горизонту, развитому на площади около 15 км<sup>2</sup>. На основании литолого-минералогического изучения пород рудного горизонта выделяются участки, в различной степени измененные постседиментационными процессами. В пределах выделенных участков вычислялись автокорреляционные функции и строились вариограммы содержаний свинца в рудном горизонте.

4. Полученные результаты показывают зависимость изменчивости содержаний свинца от степени постседиментационного преобразования пород.

В.И. Николаенко

(Институт геологических наук АН УССР)

## РОЛЬ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ РАЗВИТИИ ШЕЛОЧНОГО МЕТАСОМАТОЗА В ГРАНИТО-ГНЕЙСАХ КИРОВОГРАДА

1. Процессам щелочного метасоматоза подверглись гранито-гнейсовые породы с образованием крупно- и мелкозернистых альбититов. Метасоматические процессы, наложенные на исходные породы - гнейсы и граниты, подвергли последние гидротермальной переработке с образованием зонально построенных тел, внутренняя часть которых представлена альбититом. В зависимости от исходной породы ряд заканчивается мелко-

зернистым альбититом (по гнейсу) или крупнозернистым альбититом (по граниту).

2. Нашими экспериментальными работами преследовалась цель выяснить роль и значение физических свойств горных пород рассматриваемого района в генетическом плане. Характер физико-химических процессов в значительной степени зависит от скорости движения жидкости. Скорость фильтрации растворов определяется физическими свойствами горных пород, главным образом проницаемостью и пористостью. Характер изменения пористости и проницаемости пород в свою очередь зависит от минералогического состава, структуры, текстуры и условий образования горных пород.

3. Мы считаем, что интенсивность процесса и его направленность с точки зрения проницаемости может быть отражена с помощью сопоставления числовых величин коэффициентов проницаемости. Чами велись определения коэффициентов абсолютной проницаемости и начаты определения фазовой проницаемости.

4. Горные породы, претерпевшие гидротермальную переработку, характеризуются увеличением пористости и проницаемости по мере развития процесса метасоматоза.

5. Пористость горных пород определена условиями образования и зависит от порядка минералообразования.

6. Проницаемость горных пород увеличивается с возрастанием осевого или пластового давления.

7. С увеличением температуры проницаемость пород уменьшается.

8. Возрастание внешнего гидростатического или горного давления приводит к уменьшению проницаемости горных пород.

9. С увеличением напряженного состояния горных пород возможно не только образование разрывных нарушений, способствующих направленному движению растворов, но также образование областей сжатия пород с закрытием ультра- и микропор. При этом могут возникать своеобразные "экраны", способствующие накоплению химических элементов и их взаимодействию с вмещающими породами.

10. Движение метасоматических растворов было направлено по сланцеватости или простиранию горных пород.

11. С глубиной в земной коре проницаемость пород будет падать вследствие увеличения геостатического давления и температуры.

В.Н.Кучер

(Институт геологических наук АН УССР)

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЭКСТРАКЦИИ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

1. Экспериментальное изучение условий экстракции рассеянных металлов из твердых горных пород проводилось при воздействии на них горячих водных растворов. В качестве материала для исследований были использованы слабо метаморфизованные породы Донбасса и Закарпатья: различные песчаники, сланцы, карбонатные породы, а также основные и кислые эффузивные породы.

2. Опыты проводились с тяжелыми ( $>2.9$ ) фракциями проб с крупностью зерен до 0,5 мм, так как именно в минералах тяжелой фракции концентрируется подавляющее большинство рассеянных металлов.

3. Опыты проводились в автоклавах при постоянной температуре  $300^{\circ}\text{C}$  и давлении 300 атм длительностью до 80 часов в нейтральной и щелочной средах (рН соответственно 6 - 7 и 10).

4. Наиболее интенсивная экстракция рассеянных металлов наблюдается в нейтральной среде, где она колеблется в зависимости от состава породы в широких пределах - от 20 до 70%. Экстракция рассеянных металлов в щелочной среде обычно не превышает 10%.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ  
ТИПЫ РУД МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г.И.Волков, В.Н.Гусельников  
(НИИКМА, железнорудное отделение)

## О ТРЕХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КМА

1. На территории КМА многими исследователями описаны так называемые "гипогенные" железные руды метасоматического типа. На основе проведенных авторами дополнительных геологических исследований среди метаморфогенных образований выделяются два новых генетических типа железных руд: а) гидротермально-метаморфический и б) гидротермально-остаточный. Все три указанных типа метаморфогенных железорудных образований характеризуются своеобразными структурно-морфологическими, текстурно-структурными, минералого-геохимическими признаками и неодинаковыми условиями размещения. Ниже приводится сравнительная геолого-генетическая характеристика выделенных типов метаморфогенных железных руд.

2. Гидротермально-метаморфические железные руды представлены крутопадающими жилами небольших размеров (до 3 - 5 м по мощности и 10 - 50 м в длину), наибольшее количество которых обычно наблюдается в низах железорудной толщи, причем характерной особенностью их размещения является приуроченность к любому типу пород джеспилитовой формации (железистые кварциты, эффузивы, сланцы). Эти руды образовались из гидротермально-метаморфических растворов путем отложения минералов в трещинных полостях. Для них характерны массивные, вкрапленные, линзовидные, реже брекчиевые текстуры, идиоморфнозернистые и гипидиоморфнозернистые структуры. Главными рудными минералами в них являются магнетит и железная слюдка, а из нерудных присутствуют кварц, карбонаты и полевой шпат. Гидротермально-метаморфические руды характеризуются сравнительно небольшим содержанием железа (30-55%), высоким - кремнезема (60-30%) и имеют своеобразную ассоциацию типоморфных микроэлементов (никель, свинец, барий, германий).

3. Гипогенно-метасоматические железные руды возникли путем выноса нерудных компонентов (преимущественно кремнезема) из железистых кварцитов под воздействием метаморфических (реже постмагматических) растворов при одновременной концентрации и перекристаллизации рудных минералов с сокращением объема рудной массы и образованием небольшого количества новых минералов. Такие руды морфологически представлены согласными, реже секущими, крутопадающими линзовидными телами мощностью до 15 - 20 м и длиной более 100 - 200 м. Нередко они ассоциируют с залегающими в железистых кварцитах дайками и крупными кварцевыми жилами. Главные рудные минералы в гипогенно-метасоматических рудах представлены магнетитом, железной слюдкой, иногда в незначительном количестве присутствуют маггемит и мушкетовит. Из нерудных минералов встречаются кварц, щелочные амфиболы и карбонаты. Гипогенно-метасоматические руды характеризуются полосчатой, реликтово-полосчатой, реже брекчиевидной и цементной текстурами. Для них типичны метабластические структуры гипогенного замещения. Описываемые руды имеют сравнительно высокое содержание железа (50 - 60%) и пониженное - кремнезема (10 - 20%). Типоморфными микроэлементами в них являются натрий, калий и кальций.

4 Гидротермально-остаточные железные руды являются наиболее низкотемпературными образованиями и представлены секущими крутопадающими телами пластобразной формы значительных размеров (до 5 - 25 м мощности и 200 - 300 м в длину), залегающими в толще железистых кварцитов. Эти руды образовались путем выщелачивания кремнезема из железистых кварцитов с одновременным переходом магнетита в мартит. К рудным минералам в них относятся мартит, железная слюдка, иногда мушкетовит, а из нерудных главная роль принадлежит маршалиту. Описываемые руды обладают реликтово-полосчатыми, реже массивными текстурами; в них установлены реликтовые структуры минералов железистых кварцитов и разнообразные структуры разъедания. Гидротермально-остаточные руды

наиболее богаты железом (55 - 70%) и отличаются незначительным количеством кремнезема (1 - 10%). В качестве типоморфных микроэлементов для этих руд намечаются цинк, стронций, барий, скандий, бериллий.

На Михайловском карьере гидротермально-остаточные руды достаточно четко отличаются от остаточных руд коры выветривания железистых кварцитов по структурно-морфологическим, химическим и геохимическим признакам, а также физико-механическим свойствам. Экзогенно-остаточные руды обычно образуют плащеобразные, реже линзовидные тела длиной около 2000 - 2500 м и мощностью до 20 - 30 м, залегающие в верхних частях крутопадающих пластов железистых кварцитов. За счет постоянного присутствия небольшого количества гидроокислов железа эти руды имеют несколько пониженное количество: железа в них - 50 - 60%, кремнезема - 5 - 15%. Типоморфными микроэлементами в таких рудах являются кобальт, сурьма, никель, цирконий, иттербий, водород. Экзогенно-остаточные руды представлены исключительно рыхлыми разностями в отличие от гидротермально-остаточных руд, имеющих более уплотненное, реже плотное сложение.

5. Геологические особенности трех описанных типов метаморфогенных железных руд указывают на связь последних с процессами метаморфического преобразования джеспилитовой формации КМА. Формирование разных типов метаморфогенных руд происходило в ходе изменения первичного вещества железистых кварцитов в разной физико-химической обстановке. В частности, результаты исследований позволяют наметить относительную температурную и геохимическую последовательность образований метаморфогенных руд (от гидротермально-метаморфических к гипогенно-метасоматическим и гидротермально-остаточным). При этом образование наиболее богатых железных руд (гидротермально-остаточных) обуславливалось благоприятным сочетанием ряда структурных (тектонически ослабленные зоны), литологических (характер вмещающих пород) и физико-химических (температура и химизм растворов) факторов.

А.И.Стрыгин

(Институт геологических наук АН УССР)

## ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ВОПРОСЫ ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

1. 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 признаками. По этим признакам производится типизация и разделение месторождений по определенным генетическим категориям.

2. В различных классификациях выделяется группа метаморфогенных месторождений. Для некоторых из них известны черты, отличающие их от месторождений другого происхождения. Однако критерии для отнесения ряда месторождений к той или иной генетической группе остаются дискуссионными. В изучении месторождений и рудопроявлений наиболее глубоких срезом земной коры, какими являются месторождения кристаллических шитов, главное значение в рудообразовании ранее отводилось магматическим процессам; теперь наблюдается тенденция придать универсальное значение метаморфическим процессам. В связи с этим представляется необходимым определить содержание понятий о метаморфогенных и магматогенных месторождениях.

3. К метаморфогенным относят месторождения, рудные компоненты которых присущи метаморфизируемым породам или привносятся с растворами, образованными при метаморфизме первичных пород. Среди метаморфогенных месторождений выделяют:

а) месторождения, полезные ископаемые которых возникли до метаморфизма; метаморфизм в характере этих месторождений отразился в основном только в изменении минерального состава и физических свойств; это - метаморфизованные первично-осадочные и первично-магматогенные месторождения;

б) месторождения, полезные компоненты в которых образованы при метаморфизме в результате кристаллизации определенных минеральных видов; это - метаморфические месторождения.

в) месторождения, возникающие при посредстве гидротермальных растворов, формирующихся в метаморфизируемых толщах; это - метаморфические гидротермальные месторождения.

4. Вследствие сходства между некоторыми типами метаморфогенных и магматогенных месторождений на определении последних необходимо остановиться. При этом здесь рассматриваются только месторождения, которые связаны с породами гранитоидного ряда, поскольку именно они нужны для целей отграничения метаморфогенных месторождений. Магматогенными являются 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 газовыми и газовой-жидкими погонами и высаживается во вмещающих породах в стадию прогрессивного развития магматического очага (гидротермальные месторождения магматической стадии), либо, переносясь также с газовой-жидкими выделениями, но уже после кристаллизации той или иной части магмы, высаживается в метаморфизованных или магматогенных породах (гидротермальные месторождения послемагматической стадии).

5. В связи с гранитоидными породами следует, вероятно, различать месторождения в верхних и нижних структурных этажах складчатых систем. Магматоген-

ные месторождения, находящиеся в верхних структурных этажах складчатых систем, ассоциируют с аллохтонными гранитоидными телами; связей вещественного состава магматических пород и рудной минерализации с вмещающими толщами, как правило, не устанавливается. Эти месторождения здесь не рассматриваются. Магматогенные породы и месторождения, наблюдаемые в наиболее глубоких срезах складчатых систем, в частности в кристаллических щитах, характеризуются иными соотношениями с вмещающими породами. Породы гранитоидного ряда здесь являются в основном автонными образованиями, в которых наблюдаются признаки некоторой наследственности состава, определяемые характером гранитизируемых магматогенных и осадочных комплексов. Обусловленность магматогенной рудной минерализации составом гранитизируемых пород нередко проявляется достаточно отчетливо. В этом выражается отличие магматогенной минерализации глубинных срезов складчатых систем от поверхностных. Зависимость рудной минерализации от характера гранитизируемых толщ особенно заметна в гидротермальных оруденениях магматической стадии, которые кроме того залегают в метаморфических породах и принадлежат к тем же минеральным фациям, что и вмещающие породы. Отмеченные черты гидротермальных месторождений магматической стадии делают их весьма сходными с метаморфическими гидротермальными месторождениями.

6. Отличия между рассматриваемыми группами сходных оруденений заключается в следующем:

а) метаморфические гидротермальные месторождения размещаются внутри массивов метаморфических пород; состав оруденения полностью соответствует составу вмещающих пород; связи с магматическими породами не отмечается.

б) гидротермальные месторождения магматической стадии, связанные с гранитоидами, хотя и залегают в метаморфизованных породах, но находятся непосредственно в контакте с магматическими породами, вследствие чего минеральные фации руд наиболее высокотем-

пературные; метаморфизованные породы обычно являются сравнительно небольшими останцами среди автохтонных пород; состав оруденения, хотя и является по химизму родственным вмещающим породам, но обычно характеризуется наличием спектра других компонентов, не типичных для вмещающих пород.

7. Большинство существующих классификаций месторождений полезных ископаемых базируется на представлениях о генезисе месторождений. Однако известно, что сужения о генезисе конкретных месторождений у разных исследователей не совпадают. Вследствие этого при систематике месторождений полезных ископаемых предположения об их генезисе зачастую не могут быть основополагающими. Классификация месторождений полезных ископаемых, в частности и метаморфогенных, должна основываться на фациально-формационном анализе и по возможности учитывать все наиболее важные связи полезных ископаемых с геологической ситуацией. Определение генетических категорий полезных ископаемых при этом является логическим выводом, исходящим из формационного анализа.

Я.Н.Белевцев

(Институт геологических наук АН УССР)

Н.А.Корнилов

(Институт минеральных ресурсов,  
Симферополь)

## РАЗНОВИДНОСТИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ШИТА

Метаморфогенные железные руды, связанные с железисто-кремнистыми формациями докембрия УКЩ, разделяются на две большие группы: 1) метаморфизованные; 2) метаморфические.

1. Метаморфизованные в свою очередь можно разделить на три подгруппы: а) метаморфизованные осадочные (подвергшиеся метаморфизму железисто-крем-

нистые осадки докембрия, содержащие в среднем 27 - 35% железа и требующие обогащения, а также метаморфизованные осадочные докембрийские магнетитовые руды); б) окисленные метаморфизованные руды предыдущей подгруппы; в) метаморфизованные остаточные руды (некоторые плотные гематитовые руды, содержащие обычно более 60% железа).

Примером руд первой подгруппы являются неокисленные железистые роговики и джеспилиты Кривого Рога, железистые кварциты Кременчуга и Чертомлыка, а также сильно метаморфизованные железисто-кремнистые породы Мангушского и Володарского месторождений. Минеральный состав руд прямо связан со степенью метаморфизма, который протекал в диапазоне от зеленосланцевой до гранулитовой фаций: при этом промышленная ценность руд определяется главным образом содержанием магнетита. Примером руд второй подгруппы являются окисленные железистые роговики и джеспилиты Б.Глееватского месторождения Кривого Рога, образовавшиеся при окислении осадочных магнетитовых руд из низов верхней свиты. Примером руд третьей подгруппы являются некоторые плотные гематитовые руды Белозерских месторождений, образовавшиеся в результате бластической перекристаллизации рыхлых гематитовых руд в зонах пострудных тектонических нарушений сбросового характера.

2. Метаморфические руды образовались в результате концентрации железа при метаморфизме железистых кварцитов. Среди них выделяется две подгруппы: а) неокисленные; б) окисленные.

Минеральный состав метаморфических руд прямо связан со степенью метаморфизма вмещающих железисто-кремнистых пород. По мере возрастания температуры метаморфизма образуются следующие разновидности руд: 1) низкотемпературные (карбонатно-магнетитовые, хлорито-магнетитовые и кварцево-магнетитовые руды рудника им.Фрунзе Кривого Рога); 2) среднетемпературные (куммингтонито-магнетитовые, карбонатно-магнетитовые с альбитом или куммингтонитом, силикатно-магнетитовые с эгирином и другие руды Южного и Северного районов Кривого Рога и Северо-Белозерского месторождения); 3) высокотемпера-

турные (сульфидно-магнетитовые с пироксеном, рогово-обманково-магнетитовые и оливино-магнетитовые руды Володарского месторождения, района Корсак-Могила и Западного участка Белозерского района).

Некоторые руды образовались при регрессивном окололлотрещинном метаморфизме более высокотемпературных руд (железнослюдково-магнетитовые руды и карбонатно-железнослюдково-магнетитовые руды Южного района Кривого Рога и Северо-Белозерского месторождения, сульфидно-магнетитовые руды Володарского месторождения и др.).

В качестве примера окисленных метаморфических руд можно привести мартитовые и кварцево-мартитовые руды Кривого Рога и Белозерского района.

Л.Я.Ходюш

(Научно-исследовательский институт геологии  
Днепропетровского госуниверситета)

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ДОКЕМБРИЯ

Железистые кварциты представляют собой в различной степени метаморфизованные химически-осадочные горные породы. Разнообразие минерального состава железистых кварцитов зависит от условий накопления и диагенеза первичных осадков, степени метаморфизма и эпигенетических изменений.

В основу генетической классификации положены исходный состав осадков, выраженный в аутигенно-минералогических зонах, степень метаморфизма, выраженная в метаморфических фациях, и эпигенетические гипергенные изменения, обусловившие главным образом окисление пород.

Аутигенно-минералогическая зональность присуща толщам железистых кварцитов и является одним из глав-

ных унаследованных признаков стадии литогенеза. Она обусловлена закономерным изменением физико-химических условий среды в осадке и образуется независимо от источника железа - терригенного или вулканогенного.

Первичные аутигенно-минералогические зоны расположены в таблице по горизонтали в направлении от более мелководных к более глубоководным фациям в следующем порядке: силикатная - карбонатная - магнетитовая - гематитовая.

Метаморфические фации расположены по вертикали сверху вниз от более низкой ступени метаморфизма к более высокой в следующем порядке: фация зеленых сланцев - амфиболитовая фация - гранулитовая фация.

Разновидности кварцитов в классификации приводятся отдельно для группы неокисленных и окисленных пород.

Минералого-петрографический состав железистых кварцитов, являющихся исходными материнскими породами для богатых железных руд, обусловил литологический контроль при рудообразовании, а также отразился на интенсивности и характере тектонических нарушений в железорудных горизонтах.

ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ И  
СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ  
КАРТ РАЙОНОВ С РАЗВИТИЕМ МЕТАМОРФОГЕННЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г.И.Каляев, А.Я.Древин, В.Я.Бернасовский,  
А.И.Стрыгин, Г.В.Жуков, В.А.Рябенко,  
Л.С.Галицкий

(Институт геологических наук АН УССР  
и трест "Киевгеология")

## ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ КАРТЫ УКРАИНСКОГО ШИТА

1. Карта составляется геологическими трестами Министерства геологии Украины и Институтом геологических наук АН УССР. На нынешнем совещании представлен предварительный вариант металлогенической карты. Составление ее будет окончено в 1969 г.

2. В основу расчленения докембрийских образований шита положены принципы формационного анализа и стратиграфическая схема, принятая Украинской межведомственной стратиграфической комиссией.

Выделенные формации объединяются в два формационных ряда:

1) метаморфизованных литологических и эффузивно-магматических формаций; 2) интрузивно-магматических и ультраметаморфических формаций. В основу выделения формационных типов положены наиболее общепринятые классификации (Белоусов, Хаин, Кузнецов) и учтены особенности формационных типов раннего докембрия Украинского шита (Каляев, Усенко и др.). Среди геосинклинальных формаций первого ряда выделены следующие: диабазо-спилитовая, кварц-кератофировая, джеспилитовая, нижняя и верхняя терригенные, лагунная и молассовая, а также гнейсифицированные аналоги этих формаций. Среди формаций второго ряда выделены такие: ультрабазитовая, гранито-батолитовые формации, формации мигматитов амфиболитовой и гранулитовой фаций и др.

3. В пределах областей с геосинклинальным режимом выделены этапы развития согласно известной схеме Ю.А.Билибина. Определено тектоническое положение

интрузивно-магматических формаций. Выделены ранне-геосинклинальные, орогенные, позднеорогенные и посторогенные формации.

Платформенный период расчленен на два этапа: подвижной (протоплатформенный этап) и устойчивой платформы. Для этих этапов характерны такие формации: рапакиви с подформацией анортозитов; гранитоидные щелочные и субформации; малых интрузий гранитоидов и дайковая формация; литологические и эффузивно-магматические формации овручской серии.

4. Металлогенические подразделения первого ранга - металлогенические провинции выделены на основе геотектонического расчленения шита. Геотектонические элементы шита объединены в две группы: 1) области с относительно устойчивым тектоническим режимом - протоплатформенные блоки (Волыно-Подольский, Кировоградский, Приазовский); 2) области с заметно выраженным геосинклинальным режимом (Белоперковско-Одесская геосинклинальная ветвь и геосинклинальная система Большого Кривого Рога). Соответственно выделены металлогенические провинции: Волыно-Подольская редкометальная и аксессуарная редкоземельная; Побужская железо-графитовая; Кировоградская редкометальная; Криворожская железорудная; Приазовская аксессуарная редкоземельная.

5. Главным содержанием металлогенической карты является отражение основных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Эти закономерности выражаются в приуроченности месторождений определенного вида и происхождения к определенным магматическим, ультраметаморфическим, метаморфизованным литологическим и эффузивно-магматическим формациям.

6. Образование месторождений полезных ископаемых связано с многообразными процессами формирования и изменения горных пород и является по сути одной из частных сторон петрогенезиса. Среди месторождений выделяются серии метаморфогенных, эндогенных и экзогенных месторождений.

7. Серия метаморфогенных месторождений включает в себя группы метаморфизованных и метаморфических мес-

торождений. Генезис месторождений связан с процессами первичного материала полезных ископаемых и с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма.

8. В серии эндогенных месторождений в соответствии с представлениями В.И.Смирнова (1965) выделяются группы магматических, пегматитовых, скарновых и гидротермальных месторождений. Формирование этих месторождений связано, по нашим данным, с магматическими и гидротермальными процессами, развивающимися в литологических и эффузивно-магматических формациях в ходе геосинклинального развития.

9. Серия экзогенных месторождений возникла в связи с формированием коры выветривания и представлена инфильтрационными и главным образом остаточными образованиями.

10. Карта позволяет прогнозировать поиски различных генетических типов полезных ископаемых.

В.Е.Головин, В.А.Хохлов, И.М.Мирходжаев  
(Ташкентский политехнический институт)

## ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (на примере докембрийской толщи Юго-Западного Гиссара)

1. В пределах указанного региона докембрийские отложения, обнажающиеся в ядрах альпийских горст-антиклиналей, представлены мощной (свыше 10 км) толщей гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев. Они сформировались в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма. Толщи претерпели повторный метаморфизм в связи с внедрением каледонских и герцинских интрузий, сопровождаемых явлениями щелочного-кислотного метасоматоза (микроклинизация, альбитизация, кварц-силлиманитовое и кварц-мусковитовое выщелачивание).

2. Поскольку формирование минеральных месторождений в метаморфических толщах происходит за счет рудных компонентов, содержащихся в осадочных и вулканогенных породах, а также при их перераспределении в процессе метаморфизма, первоочередной задачей являлось восстановление первичной природы метаморфизованных отложений; она решалась применением текстурно-структурных минералогических, петрохимических методов (Н.П.Семенов, 1965, 1967; Доморацкий, 1966). Установлено, что в составе разреза докембрия принимают участие глинистые (40%), песчано-глинистые (25%) мергелистые (5 - 10%), карбонатные (10%) и вулканогенные (20 - 25%) (базальтоидные и липарит-андезитовые) образования. На базе опорных разрезов реставрированных пород составлена крупномасштабная карта для хребтов Чакчар (Сусызтау), Байсунтау и Сурхантау.

3. Интенсивность и характер миграции вещества при метаморфизме определяются условиями  $P$ ,  $T$ , набором инертных и подвижных компонентов (химическими потенциалами последних), что выражается в образовании изофациальных комплексов пород (по Н.Л.Добрецову, В.В.Ревердато, В.С.Соболеву и др., 1965). По данным детального геолого-петрографического изучения толщи, парагенетического анализа, измерений палеотемператур, толща расчленена на изофациальные комплексы (в том числе ультраметаморфические) пород регионального метаморфизма, обозначенных на карте различными оттенками красного цвета. На ней индексами обозначены зоны щелочного и кислотного метасоматоза и контактовые ореолы интрузий.

4. На основе литологической и карты изофациальных комплексов была составлена крупномасштабная карта на которой выделены перспективные зоны для поисков: 1) вулканогенно-метаморфических месторождений ( $Cz, Ni, Co, Pt, Au$ ); 2) осадочно-метаморфических (кварциты с  $Fe - T$ -парагенезом); 3) ультраметаморфические (постгранитизационные): а) высокотемпературные полевошпатово-кварцевые, турмалин-кварц-мусковитовые жилы ( $B, Be$ ); б) среднетемпературные зоны кварц-силлиманитового выщелачивания ( $Al, Si$ ).

В.А.Дворкин-Самарский  
(Бурятский филиал СО АН СССР)

## О ФОРМАЦИОННОМ ПРИНЦИПЕ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В последние годы стало традиционным составление металлогенических и прогнозных карт на формационной основе. Однако этот принцип обычно не используется для картирования метаморфогенных месторождений. Это связано с тем, что большинство классификаций метаморфических пород основано на фациях метаморфизма. При этом одни исследователи придают большое значение глубине (У.Грубенман, П.Ниггли), другие - давлению и температуре (П.Эскола, Н.А.Елисеев) или анализу минеральных парагенезисов (Д.С.Коржинский), третьи - фациям и видам метаморфизма (Н.П.Семененко). Вместе с тем ясно, что фации, виды метаморфизма и закономерности размещения метаморфогенных полезных ископаемых тесно связаны с геологическим строением и историей развития каждого района. Так, например, резко различаются между собой РТ фации шитов и фундаментов древних платформ, современных геосинклиналей, орогенных областей, зон активизаций и молодых платформ: Различия метаморфизма усугубляются специфическим составом пород, слагающих каждый из этих крупных элементов земной коры.

Для раскрытия закономерностей размещения метаморфогенных месторождений полезных ископаемых, связанных с различными формациями и их подразделениями - отдельными формационными типами, важны следующие процессы.

1. Процессы инфильтрационного термально-метасоматического метаморфизма, связанные с дегазацией мантии. Наиболее активно они развиваются в раннем докембрии (формации шитов и фундаментов древних платформ). В иной форме они протекают в областях орогенеза геосинклиналей, где сопровождаются формированием батоли-

товых гранитоидов (формации орогенных областей). Различия между формациями проявляются в постоянстве и широте распространения метаморфических фаций, а также в составе исходных пород, подвергшихся метаморфизму. В ходе осадочной и метаморфической дифференциации на этом этапе развития Земли наблюдается замещение гранито-гнейсами толщ основного состава, повышение кларков щелочей, редких земель и других элементов, формируются месторождения главным образом породообразующих или широко распространенных минералов: магнетита, титаномагнетита, кальцита (мраморов) дистена, графита и др., причем месторождения железотитан- и магнийсодержащих минералов приурочены преимущественно к формациям шитов и фундаментов древних платформ, а кварц- и алюмосодержащие - к орогенным областям.

2. Процессы термально-метасоматического приразломного или околотрещинного метаморфизма, которые наиболее активно проявлены в областях с глыбовой тектоникой (формации зон активизации), но могут быть наложены и на другие тектонические области. При этом возникают линейно вытянутые вдоль крупных разломов метаморфические пояса (Б.Я.Хорева, В.А.Буряк и др.).

В процессах приразломного метаморфизма участвуют как продукты дегазации мантии, так и растворы, мобилизованные из боковых пород. В ходе их деятельности нередко возникают очаги гранитоидных интрузий формации областей завершенной складчатости (В.А.Дворкин-Самарский). Расплавы и растворы этого типа обычно содержат повышенные концентрации элементов-примесей. Вследствие этого в зонах приразломного метаморфизма нередко возникают месторождения силлиманита, рутила, магнетита, пирита, апатита, редких земель и других минералов. В принципе среди образований этой формации можно ожидать открытия новых типов метаморфогенных месторождений редких и цветных металлов, радиоактивных элементов и других близких по характеру минерализации месторождениям, известным среди метасоматически измененных магматических пород.

При активизации разломов в областях развития древних пород шитов и платформ с околотрещинным метаморфизмом связаны месторождения флогопита, апатита, магнетита, редких земель и ряда других элементов. На платформах зоны разломов контролируют месторождения железа, полиметаллов и меди. Прирозломный метаморфизм эффузивно-терригенных толщ основного состава в геосинклинальных поясах приводит к образованию месторождений золота (Л.В.Фирсов, Ю.Г.Шербаков) и т.д.

Приведенные закономерности убедительно доказывают необходимость построения металлогенических карт метаморфогенных месторождений на формационной основе.

Е.М.Лазыко

(Львовский госуниверситет)

## ОСОБЕННОСТИ АРХЕЙСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

1. К геологическим образованиям раннего докембрия приурочены многочисленные, в том числе крупнейшие месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых, однако распределение их во времени крайне неравномерно: металлогения протерозоя отличается исключительным богатством и большим разнообразием, тогда как архейская минерализация в общем довольно бедна, если не считать единичных видов промышленного сырья.

2. Одну из наиболее интересных групп месторождений архейского возраста образуют метаморфические месторождения, образование которых неразрывно связано с формированием вмещающих формаций - в основном железорудно-гнейсовой, кондалитовой, кварцитов и высокоглиноземных пород. Закономерности пространственного размещения месторождений этой группы определяются распространением соответствующих форма-

ций и слагающих их пород, а также высокой степенью метаморфизма, обеспечивающей коренные, качественные преобразования их состава.

3. Вторая группа промышленно интересной архейской минерализации включает месторождения, связанные с "настоящими" магматическими пегматитами: кроме собственно пегматитовых месторождений сюда относятся своеобразные типа контактово-метасоматических образования, возникающие в зонах развития пород высоких ступеней метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой) и ультраметаморфизма.

4. Особенности архейской металлогении определяются особым догеосинклинальным типом развития земной коры в архее, не повторявшимся в геологической истории.

И.В.Барканов  
(Северо-Западное территориальное  
геологическое управление)

## ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ МЕЛКОГО И СРЕДНЕГО МАСШТАБОВ НА МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

1. Метаморфогенные железные руды промышленного значения в пределах восточной (советской) части Балтийского кристаллического щита представлены железистыми кварцитами, требующими обогащения. Рудными их минералами являются резко преобладающий магнетит и гематит.

2. Морфологически рудные залежи имеют пластообразную или линзовидную форму. Они простираются как отдельные тела на сотни метров и даже первые километры, а, перемежаясь, образуют рудные пачки, толщи

протяженностью до 12,5 км (Костамукша). Мощностью отдельных залежей достигает многих десятков метров, а рудных толщ - до 100 - 360 м.

3. Стратиграфически железистые кварциты приурочены к гнейсосланцевым толщам архея - нижнего протерозоя. Железистые кварциты секутся пегматитами, иногда гранитами, относимыми к нижнему протерозою и имеющими весьма широкое распространение. Отсюда вытекает, что железистые кварциты образовались ранее нижнепротерозойской гранитизации. Фактор воздействия гранитов и их дериватов на залежи железистых кварцитов должен отражаться на металлогенических картах и учитываться при оценке рудных районов Балтийского щита.

4. Интенсивность "гранитизации" рудных полей, находящихся на современной поверхности, зависит, по-видимому, от величины перемещения блоков земной коры после гранитизации. Сильно гранитизированные блоки, вероятно, претерпели наибольшие поднятия. Таким образом, регионально-тектонический фактор имеет весьма существенное значение в металлогенических представлениях.

5. Изучение минерального состава пегматитов, секущих железорудные и другие толщи, позволяет высказать представление о возможном значении ассоциаций аксессуарных минералов пегматитов (монацит, колумбит, фергусонит, берилл, сподумен) как показателей степени перемещения блоков земной коры после гранитизации.

6. В последние годы по данным геологических наблюдений и особенно точной магнитометрии установлено блоково-купольное залегание железорудных толщ.

Крылья купольных складок представлены железорудными толщами, их апикальные части, как правило, - гранито-гнейсами, гнейсо-гранитами или реже подстилающими продуктивную толщу метаморфическими породами.

7. Куполы, слагаемые продуктивными толщами, вытянутые в одном направлении, соответствующем общему простиранию структур архея - нижнего протерозоя, в совокупности образуют области распространения складчатых продуктивных толщ, которые могут быть названы металлогеническими зонами.

8. Карты магнитного поля региона и более детальные отдельных его площадей являются важнейшим материалом для определения распространения магнетитовых кварцитов путем сопоставления их с соответствующими геологическими картами.

9. Магнитные аномалии, связанные с магнетитовыми кварцитами, выделяются как высокой интенсивностью, так и рисунком профиля. На значительных расстояниях они имеют линейный характер, но в то же время группы аномалий показывают тенденцию к образованию замкнутых овалов.

10. Железорудные "металлогенические зоны" располагаются в пределах низких или отрицательных региональных магнитных полей и низких значений поля силы тяжести. Эти данные указывают на приуроченность их к областям гранитизации.

11. Важнейшим элементом прогноза является определение глубины распространения руд. Тектонические представления и эмпирические данные позволяют обоснованно подходить к решению вопроса о глубине распространения рудных залежей.

12. Сочетание геологической и магнитной карт с учетом всех эмпирических данных поисков и разведок позволяют определить области распространения складчатых образований продуктивных толщ или железорудные металлогенические зоны.

13. На прогнозной карте оцениваются и все известные месторождения по их установленному масштабу и возможности прироста запасов на глубину, а также выделяются отдельные выходы железистых кварцитов и отдельные аномалии, требующие предварительной разведки.

14. Представляет интерес отметить установленное и вероятное наличие залежей магнетитовых кварцитов на склонах Балтийского щита.

---

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие .....	3
-------------------	---

### ОБЩЕТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

БЕЛЕВЦЕВ Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования .....	9
ДОМАРЕВ В.С. Источники минерального вещества рудных месторождений .....	15
СЕРДЮЧЕНКО Д.П. Осадочно-метаморфические толщи как источник рудного вещества для "гидротермальных" и "магматических" месторождений .....	17
БЕЛЕВЦЕВ Я.Н. Условия образования метаморфогенных месторождений .....	19
ГЕРАСИМОВ Ю.Г. Связь рудообразования с процессами развития земной коры и верхней мантии Земли..	24
ПРЕДОВСКИЙ А.А. Некоторые геологические и геохимические условия формирования метаморфогенно-гидротермальных рудообразующих систем .....	27

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### Геохимический фактор в метаморфогенном рудообразовании

БЕЛЕВЦЕВ Я.Н., ГОРЛИЦКИЙ Б.А. Геохимия рудогенных элементов при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме пород кристаллических щитов .....	33
САДОВСКИЙ Ю.А., КОМАРОВ Е.Г., ПУШКО Е.П., КОКА П.А. О поведении редких элементов в контактовых зонах палингенных гранитов.....	36
ГЛЕВАССКИЙ Е.Б., ГОРЛИЦКИЙ Б.А. Малые элементы как индикатор метаморфогенного рудообразования .....	41
БУРЯК В.А. О миграции золота в условиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма ....	42
НЕЧАЕВ С.В. О влиянии процессов контактового метаморфизма на миграцию рассеянных в горных породах металлов .....	45

### Структурные и литологические условия метаморфогенного рудообразования

ПАТАЛАХА Е.И. Механизм возникновения жил альпийского типа (на примере Успенской зоны смятия, Казахстан) .....	50
ТОЧИЛИН М.С. Трещинная тектоника и метаморфогенное рудообразование .....	51
МАКАРОВ В.Н. К вопросу о роли метаморфизма в формировании богатых медно-никелевых руд .....	54
БОЙЧУК М.Д., ЛАВРИНЕНКО Л.Ф., БОЧКОВ А.А. Особенности минерализации докембрийских метаморфических комплексов Сорокинской тектонической зоны (Западное Приазовье) .....	56
АНИЯТОВ И.А. О метаморфогенных медных проявлениях Каиндинской зоны смятия в Северном Прибалхашье .....	57

ГРЕЧИШНИКОВ Н.П., ЗИНЧЕНКО В.А., КРАМАР О.А. Структурные и литологические факторы образова- ния некоторых ультраметаморфических месторож- дений урана докембрийского возраста .....	61
ГЕРШОЙГ Ю.Г. Метаморфогенные особенности раз- мещения железных руд Кривого Рога .....	65
ДРУГОВ Г.М., ЛЕОНТЬЕВ Г.И. Влияние литологи- ческого состава и степени метаморфизма вмеща- ющих пород на минеральный состав пегматитов и их слюдоносность (Мамский район) .....	69
ЧЕРНОВСКИЙ М.И., ГРИЦАЙ Ю.Л., ЖУРАВЛЕВ А.С. Структурные и литологические условия образова- ния Ново-Криворожского месторождения железис- тых роговиков .....	72
СКИБА Н.С. О возможном вадозно-гидротермальном образовании некоторых ртутных месторождений Тянь-Шаня .....	74

Место метаморфогенного рудообразования в  
развитии подвижных зон

БИЛИБИНА Т.В., ТИТОВ В.К. Метаморфогенные месторождения Алданского щита, закономерности их размещения и геохимические особенности .....	76
ХОРЕВА Б.Я. Золоторудные месторождения метамор- фогенно-гидротермального типа и их место в исто- рии развития подвижных зон .....	77
СОКОЛОВ Ю.М. Генезис метаморфогенных слюдонос- ных пегматитов .....	80
КНЯЗЕВ Г.И., РЕШИТЬКО В.А., ЕРЕМЕНКО М.А., СОЧНЕВ П.Я., ФЕДОРОВСКАЯ Л.И. Некоторые особенности метаморфизма и рудоносности докемб- рия Среднего Приднепровья .....	82
ЗАГОРОДНЫЙ В.Г., БЕЛЯЕВ О.А., ПЕТРОВ В.П. О метаморфической зональности в связи с вопро- сами металлогении докембрия северо-восточной части Балтийского щита .....	83

Критерии отличия метаморфогенных  
месторождений

НИКОЛЬСКИЙ А.П. Факторы отличия метаморфогенных месторождений от магматогенно-гидротермальных .....	88
БУРЯК В.А. Характерные особенности метаморфогенного и постмагматического золотого оруденения (Байкальская горная область) .....	90

Примеры метаморфогенных месторождений

КУЛИШ Е.А. Метаморфогенный рудогенез высокоглиноземистых формаций архея Алданского шита .....	93
ЦУКАНОВ В.А. К вопросу о генезисе медного оруденения в архейских породах Западного Приазовья..	96
ЯКОВЛЕВ Ю.Н., ЯКОВЛЕВА А.К. Метаморфизм вкрапленных медно-никелевых руд в условиях амфиболитовой фации .....	98
ГОРЯИНОВ П.М. Метаморфические преобразования в железистых кварцитах Кольского полуострова и проблема богатых железных руд .....	101
КОПТЯЕВ А.Ф., ШЕРБИН С.С. Минеральные преобразования при метаморфизме руд из древних конгломератов .....	103
КУЗНЕЦОВА Ф.В. Генезис высокоглиноземистых гранат-дистеновых пород Нечеро-Жуинского района (Патомское нагорье) .....	105
БАЙКОВ А.И., МАРЧЕНКО А.Ф. О роли процессов метаморфизма и метасоматизма в формировании оруденения полуострова Камчатки .....	107
САПРЫКИН Е.П. Некоторые особенности генезиса касситеритово-сульфидных месторождений и проблема метаморфогенного рудообразования .....	111
ЮРЬЕВ Л.Д. Состав, генезис и условия метаморфизма древних фосфоритов с.Березневатого .....	114

КОРНИЛОВ Н.А. Главнейшие особенности проявления метаморфогенного рудообразования в Белозерской железисто-кремнистой формации УКШ .....	117
СКОМОРОХОВ А.И. Минерализация цветных металлов, связанная с гранитизацией (на примере рудопроявлений р-на г.Курска) .....	120
КАРАПЕТЯН А.И. О метаморфогенном рудообразовании в Памбакском рудном районе Армянской ССР	123
ЛОБАНОВ М.П. О гидротермально-метаморфогенном рудообразовании в зонах повышенного метаморфизма (Северо-Западное Прибайкалье) .....	125
ПОКРОВСКИЙ А.В., БАДАЛОВ С.Т., ГОЛОВИН В.Е., КАРАСЕВА Т.А., ЮСУПОВА Р.И., МАКСУМОВ К. Метаморфизм докембрийских и ниже-среднепалеозойских толщ Южного и Западного Узбекистана и его возможная роль в рудообразовании .....	128
ГЛОБА В.А. Золотоносность докембрийских терригенных отложений Центрального Казахстана .....	133
КОМОВ И.Л. Метаморфогенные руды алюминия Енисейского кряжа .....	136
КОМОВ И.Л. Роль метаморфогенных процессов в формировании месторождений золота .....	138
ПОЛУНОВСКИЙ Р.М., БЕЛЕВЦЕВА А.И. Закономерности локализации некоторых метаморфогенных полезных ископаемых Центрального Приазовья .....	141
ФЕДОРОВСКАЯ Л.И., КНЯЗЕВ Г.И. Роль метасоматоза в образовании железистых кварцитов Петровского месторождения .....	143
ГУЗЕНКО Г.Ф., НИКОНОВ А.И. О роли метасоматических процессов в оруденении железистых кварцитов Белозерского района .....	145
МИХАЙЛОВ Д.А. Факторы, определяющие образование промышленных залежей флогопита в диопсидовых метасоматитах Алдана .....	147
ЛЕБЕДЕВ Ю.С. О роли метаморфогенного рудообразования в формировании месторождений железных руд восточной части Приазовского кристаллического массива .....	150

МИТКЕЕВ М.В. Локализация метаморфогенных железных руд докембрия на примере Белозерского района .....	152
ХМАРА А.Я. Метаморфизм ультрабазитов и формирование месторождений антофиллит-асбеста .....	153
ДОРФМАН Я.З. О карбонатизации железорудных залежей ингулецкого типа в Кривом Роге .....	156
АНУФРИЕВ Ю.Н. Особенности происхождения метаморфогенных хрусталеносных гнезд на Урале ...	158
ЯЦЕНКО А.С. Метаморфогенная и гидротермальная золотокварцевая минерализация в восточной части Северо-Муйского хребта .....	160
РАЗМАХНИН Ю.Н., РАЗМАХНИНА Э.М. О связи сихотэалинских биотититов и их кислотного выщелачивания с оловянным оруденением (на примере Приморья) .....	163
КРАМАРЕНКО В.П., ВАЛЬТЕР А.А., ПЕЧЕНИНА Т.И. О природе пегматитов с гранулитовой структурой (на примере некоторых месторождений Украинского шита) .....	166
ПЛЯКИН А.М. Ниобиево-редкометалльные метасоматиты Тимана .....	168
ЯРОШУК М.А. Магнетитовые и сульфидно-магнетитовые метаморфогенные руды Володарских магнитных аномалий .....	170

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

### Рудообразующие растворы и миграция элементов

ДОЛГОВ Ю.А. Метаморфические породы и пегматиты..	177
МЕЛЬГУНОВ С.В. Миграция урана и тория в процессе прогрессивного метаморфизма .....	178
ПОКРОВСКИЙ А.Е. Природа и физико-химическая эволюция гранитизирующих растворов раннекаледонского этапа метаморфизма докембрийского комплекса Южного Узбекистана .....	180

БЛОХ А.М. Скачки структурного состояния воды как один из факторов возникновения рудообразующих растворов и процессов рудообразования ..... 182

Тектоно-физические условия рудообразования

ЧЕРЕДНИЧЕНКО А.И. Тектонофизические условия рудоотложения в пределах гранитоидов ..... 185  
ТОХТУЕВ Г.В. Тектоническое сжатие как фактор образования метаморфических железных руд в докембрии Украины ..... 186  
ИЩИКСОН Г.В. Геодинамические напряжения в процессах метаморфизма и их роль в металлогенической специализации геоструктурных зон ..... 187  
ШЕРМАН С.И. Влияние полей напряжений и механизма образования разломов на метаморфическую зональность и метаморфогенное оруденение в их зонах ..... 189

Физико-химические и химические условия рудоотложения

КУДЕНКО А.А., СТЕЦЕНКО В.П., ЗОРИН Е.С. Об условиях образования стратиформных месторождений на примере свинцово-цинковых месторождений Казахстана ..... 193  
КУДЕНКО А.А., НАРСЕЕВ В.А. О возможном механизме образования парагидротерм при метаморфизме ..... 196  
САЛЪЕ М.Е., БАЙКОВА В.С. Физико-химические условия промышленного флогопитообразования в докембрийских формациях (Алдан) ..... 198  
ДАВЫДЧЕНКО А.Г. Химические условия образования месторождений лазурита, шпинели и флогопита в регрессивный этап ультраметаморфизма на юго-западном Памире ..... 199

Термодинамика метаморфогенного рудообразования

ЛЕТНИКОВ Ф.А., МИНЦИС А.Ш. О влиянии регионального метаморфизма на процессы перераспределения рудного вещества .....	202
КУДЕНКО А.А. Стойкость минералов и метаморфическое рудообразование .....	204
КНЯЗЕВ Г.И. Термоэлектрические свойства пиритов и мегнетитов как показатель условий рудообразования .....	207
ПАТАЛАХА Е.И. Термодинамика динамометаморфической рекристаллизации .....	208
НАРСЕЕВ В.А., ЛОСЬ В.А. Некоторые вопросы термодинамики и кинетики процессов мобилизации вещества при метаморфогенном рудообразовании .....	208
КОРНИЛОВ Н.А. Термодинамика низкотемпературного метаморфизма железистых кварцитов докембрия .....	211

Экспериментальные работы в области рудообразования

СЫРОМЯТНИКОВ Ф.В., РУМЯНЦЕВА Г.В. О влиянии механического напряжения на растворимость кварца в воде и щелочных растворах .....	214
КОВАЛЬ В.Б., САМСОНОВ В.А. Экспериментальное изучение активизации урана гидротермальными карбонатными растворами .....	215
ЛАПУХОВ А.С. Экспериментальное моделирование диффузионного процесса образования магнетитовых зон в карбонатсодержащих породах при повышенных температурах и давлениях .....	216
БАЛИЦКИЙ В.С. Особенности растворимости и переноса кремнезема в гидротермальных растворах различного состава .....	218
ГОРОХОВ С.С., ЛИСИЦЫНА Е.Е. Эклогиты метаморфических толщ Южного Урала и их происхождение в свете экспериментальных данных .....	222

ГУСЕЛЬНИКОВ В.Н. Температурные условия метаморфогенного образования железных руд КМА по данным декрепитации .....	223
МИЦКЕВИЧ Б.Ф., КОРНИЕНКО Т.Г., БОНДАРЬ Т.К. Кислотно-основные свойства горных пород по экспериментальным данным .....	226
ЗОРИН Е.С., ЛОСЬ В.Л., БАРИКОВА Е.А. Влияние постседиментационного преобразования пород на распределение свинца в рудах месторождения Миргалымсай .....	229
НИКОЛАЕНКО В.И. Роль физических свойств горных пород при развитии щелочного метасоматоза в гранито-гнейсах Кировограда .....	230
КУЧЕР В.Н. Экспериментальное изучение экстракции рудогенных элементов из осадочных метаморфических пород .....	232

#### ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУД МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВОЛКОВ Г.И., ГУСЕЛЬНИКОВ В.Н. О трех генетических типах метаморфогенных железных руд КМА ....	235
СТРЫГИН А.И. Характерные черты метаморфогенных месторождений и вопросы их классификации ....	238
БЕЛЕВЦЕВ Я.Н., КОРНИЛОВ Н.А. Разновидности метаморфогенных железных руд Украинского кристаллического щита .....	241
ХОДЮШ Л.Я. Генетическая классификация железистых кварцитов докембрия .....	243

ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ И СОСТАВЛЕНИЯ  
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ  
РАЙОНОВ С РАЗВИТИЕМ МЕТАМОРФОГЕННЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

КАЛЯЕВ Г.И., ДРЕВИН А.Я., БЕРНАСОВСКИЙ В.Я., СТРЫГИН А.И., ЖУКОВ Г.В., РЯБЧЕНКО В.А., ГАЛИЦКИЙ Л.С. Принципы и методы составления металлогенической карты Украинского щита .....	247
ГОЛОВИН В.Е., ХОХЛОВ В.А., МИРХОДЖАЕВ И.М. Принципы составления металлогенических карт метаморфогенных месторождений (на примере до- кембрийской толщи Юго-Западного Гиссара) .....	249
ДВОРКИН-САМАРСКИЙ В.А. О формационном прин- ципе составления металлогенических и прогнозных карт метаморфогенных месторождений .....	251
ЛАЗЬКО Е.М. Особенности архейской металлогении..	253
БАРКАНОВ И.В. Принципы и методика составления металлогенических прогнозных карт мелкого и среднего масштабов на метаморфогенные желез- ные руды Балтийского щита.....	254

Ответственный редактор  
акад.АН УССР Я.Н.Белевцев

Литературный редактор Ж.Е.Квятковская  
Технический редактор В.И.Голиков  
Корректор И.Б.Игнатовская, Л.П.Постолова

---

БФ 03702. Зак. № 750. .Изд. № 205И. Формат бумаги  
60 x 90 1/16. Печ.физ.листов 16,75. Уч.-изд.листов 16,0.  
Тираж 1000. Подписано к печати 27.1.1969 г.

Цена 1р.12 коп.

---

Издательство "Наукова думка". Киев, Репина, 3.  
Киевская книжная типография № 5. Киев, Репина, 4.

Цена 1 р. 12 к.

971

