АК.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПОСТОЯННАЯ ВЫСТАВКА РАБОТ АН СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
/Московское отделение/

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТИПОМОРФИЗМЕ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Тезисы докладов на 2-ом совещании
по проблеме типоморфизма минералов
Москва 1977 год

Москва 1977

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПОСТОЯННАЯ ВЫСТАВКА РАБОТ АН СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

/Московское отделение/

5293

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТИПОМОРФИЗМЕ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Тезисы докладов на 2-ом совещании по проблеме типоморфизма минералов

Москва 1977 год

Москва 1977

Кодзояну Ара
Акоповичу.

Редакционная коллегия

А.И.Гинзбург, Н.В.Петровская, Т.Н.Шаддуи

ПРЕДИСЛОВИЕ

В соответствии с рекомендацией I-ой Московской конференции по проблеме типоморфизма минералов (1970 г.) и решением Совета Московского отделения Всесоюзного минералогического общества в ноябре 1977 года будет проведена вторая конференция, посвященная той же проблеме. В ее задачи входит информация широкого круга исследователей о новых данных, полученных при сравнительном изучении особенностей состава, свойств и морфологии выделений минералов, особенно промышленно ценных, и обсуждение выводов, относящихся к зависимостям таких особенностей от условий породо- и рудообразования.

Тезисы предложенных докладов составляют содержание настоящего сборника. Их публикация до начала конференции должна способствовать более полному обсуждению новых материалов и уточнению направлений дальнейших работ по проблеме типоморфизма минералов и минеральных ассоциаций.

©

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР

I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Гинзбург А.И. (ВИМС)

ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УЧЕНИЯ О ТИПОМОРФИЗМЕ МИНЕРАЛОВ

I. В решении важнейшей задачи, поставленной XXУ съездом партии перед геологической службой страны - повышения качества и эффективности геологоразведочных работ - большую роль могут сыграть правильно и своевременно поставленные минералогические исследования, базирующиеся на учении о типоморфизме минералов.

2. Важнейшая для практики геологоразведочных и поисковых работ информация может быть получена в результате:

а) изучения типоморфных особенностей самих рудных минералов;

б) выявления типоморфных минералов-спутников, сопутствующих оруденению и могущих служить его индикаторами; в роли индикаторов могут выступать рудо- и породообразующие, а также широко распространенные сквозные минералы;

в) анализа характерных минеральных ассоциаций, встречающихся в шлихах или в различных породах;

г) изучения процессов изменения рудных минералов.

3. Современными методами можно получать разнообразную информацию о типоморфных особенностях минералов, их составе (вариации состава катионов и анионов, находящихся в различных координациях, элементы-примеси и их индикаторные соотношения), морфологии, структуре (степень упорядоченности и дефектности, вариации размеров элементарной ячейки, политипия), микронеоднородности и физических свойствах (окраска, плотность, спектры

люминесценции и термолюминесценции, электростатические, полупроводниковые, магнитные и др.). Для практических целей невозможно пользоваться всей этой многочисленной и часто неоднозначной информацией, для каждого минерала следует установить тот минимум данных, который необходим для решения практических вопросов и который можно наиболее простым путем определять. От того, насколько удачно будет решена эта задача зависит успех использования типоморфизма минералов в поисковых и оценочных целях.

4. Важным новым направлением является исследование типоморфных особенностей породообразующих минералов (полевых шпатов, кварца, амфиболов, слюд, хлоритов и др.), что значительно расширяет перспективы использования типоморфизма минералов для поисков минеральных месторождений. Необходимо разработать критерии различия рудных и безрудных зон калишпатизации, биотитизации, серицитизации, хлоритизации, турмалинизации, пиритизации и т.п.

5. Установлено, что даже незначительные изменения физико-химических условий (температуры, давления, активности летучих компонентов) в вертикальных разрезах эндогенных рудных месторождений сказываются на закономерном изменении типоморфных черт минералов, что открывает большие возможности для оценки степени эрозионного среза рудных тел (а следовательно и их перспективности) по тонким типоморфным особенностям минералов.

6. Главнейшие практические задачи, решаемые на основе использования данных по типоморфизму минералов, сводятся к следующему:

а) получение данных, позволяющих по обломкам и зернам минералов из свала, шлиха или протолочки пробы судить о типе месторождения, а следовательно, и его перспективности;

б) оценка по породообразующим и акцессорным минералам потенциальной рудоносности и продуктивности различных пород, т.е. возможности появления в связи с ними определенных месторождений полезных ископаемых;

в) установление возможности по минералам, встреченным на поверхности в коренных породах, прогнозировать нахождение на глубине слепых рудных тел;

г) распознавание по метасоматическим и метаморфическим минералам признаков локальных процессов, развитых в рудных полях, отличающихся от региональных процессов, с которыми не связано оруденение;

д) разбраковка открываемых рудопроявлений и рудных тел, выделение наиболее перспективных из них для постановки более детальных работ,

е) оценка уровня эрозионного среза рудных тел и в связи с этим их перспективности.

7. Для быстрейшего использования информации, получаемой при изучении типоморфизма минералов в практике геологоразведочных работ необходимо:

а) разработать полевые экспресс-методы и необходимые для этой цели приборы, максимально приблизить минералогические исследования к работе полевых партий;

б) упорядочить и перестроить работы, проводимые в минералогических лабораториях управлений и экспедиций, резко повысить качество минералогических исследований;

в) разработать основы рационального комплексирования минералогических исследований с геохимическими и ядерно-физическими.

Щербина В.В. (ГЕОХИ АН СССР)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ

I. Геохимическое значение типоморфизма минералов основано на том, что особенности состава, структуры и форм кристаллов минералов, зависящие от состава pH и Eh среды и PT-условий, могут играть роль геохимических индикаторов, характеризующих процессы формирования руд и пород.

2. Важнейшим показателем таких условий служит состав минералов и наличие в них примесей, позволяющих судить о составе минералообразующих сред.

3. Геохимия минералообразующих процессов может сказываться не только на составе минералов, но и на габитусе их кристаллов, наиболее существенно влияют:

а) соотношения концентраций катионной и анионной части образующегося минерала (например, кубы и октаэдры флюорита);

б) степень пересыщения раствора или расплава компонентами кристаллизующегося вещества, определяющая скорость кристаллизации (помимо габитуса кристаллов от этого сильно зависит и размер кристаллов);

в) кислотность или щелочность минералообразующей среды (примеры образования призматических кристаллов циркона при кристаллизации кислых гранитоидных магм и бипарамидальных - при формировании щелочных нефелиновых сиенитов);

г) вхождение изоморфных примесей, приводящее к изменению габитуса кристаллов, это заметно отличающиеся по своим размерам и другим кристаллическим параметрам изоморфные примеси (ГЕОХИМИ);

д) влияние поверхностно-активных веществ, тормозящих или ускоряющих развитие тех или иных граней.

4. Наряду с морфологическими признаками цвет минерала также широко используется при определении геохимических особенностей минералообразования. Так, темноокрашенные флюориты указывают на присутствие радиоактивных элементов.

5. Соотношение катионов и анионов, pH среды, присутствие поверхностно-активных веществ влияет на развитие тех или иных граней, что связано с "ретикулярной плотностью граней" или, конкретнее, с плотностью и химическим составом атомов (или ионов), на данной грани. Так, слюды, характеризующиеся совершенной спайностью, на поверхности грани сложены $(OH)^-$ и K^+ - ионами. В обычных же случаях развитие граней данного химического состава отражает состав минералообразующей среды.

Шафрановский И.И., Евзикова Н.З./ЛГИ/

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВАНИЯ УЧЕНИЯ О ТИПОМОРФИЗМЕ МИНЕРАЛОВ

Физико-химическое состояние среды кристаллизации запечатлевается в кристаллах а) посредством образования определенной атомной структуры и б) через взаимодействие этой структуры со средой. Первый случай предопределяет набор сравнительно большого числа возможных граней на кристалле, второй случай обуславливает выживание на кристалле только немногих действительных граней.

В отличие от лабораторных условий в природе невозможна кристаллизация, которая от начала до конца происходила бы при постоянстве T, P, C, т.е. при неизменном соотношении скоростей роста разноименных граней. У природных кристаллов, как следствие этой специфики, наблюдается изменение морфологии в те-

чение роста. Смена одних граней другими сопровождается частичным, нередко избирательным захватом примесей и преобразованием химического состава и атомной структуры вплоть до морфотропного превращения. Направленное изменение состояния среды кристаллизации приводит к направленной эволюции морфологических и химических особенностей кристаллов минералов, а также к смене их парагенезисов.

При формировании зональных рудных тел имеет место постепенная направленная смена преобладающего типа кристаллов вкрест мощности рудного тела, по его восстанию и простиранию. Наименьший градиент кристалломорфологической изменчивости свойственен крупным рудным объектам. Габитус кристаллов, определяемый немногими самыми плотными гранями, характерен для центральных и наиболее продуктивных частей рудных тел.

Кристаллы минералов с зонально-секторальным сложением представляют собой модели соответствующих областей минерализации, а их агрегаты с текстурами последовательного отложения - модели многостадийного месторождения в целом. В этом сокращенном отражении явлений макромира в явлениях микромира состоит существо типоморфизма, как закона минералообразования, и возможность его использования в прикладных целях.

Взаимосвязь кристалломорфологии минералов со всеми другими аспектами их типоморфизма делает в настоящее время актуальным составление первого в истории науки кристаллогенетического определителя, в котором типоморфные особенности минералов были бы проанализированы с кристаллографических позиций и изложены по единому для всех минералов плану, например, такому:

1) состав минеральной группы, вопросы изоморфизма в группе;

2) структурные данные главного члена группы (элементарная

ячейка, координаты атомов в ячейке и пр.);

3) геометрическая модель идеального кристалла (по Браве - Федорову - Вульфу);

4) атомное строение первых по плотности 8-10-и граней кристалла (проекции, разрезы с выделением ППС по Хартману);

5) анизотропия физических свойств и ее интерпретация на основе атомного строения разноименных граней, твердость, спайность, упругость, светопреломление, поглощение примесей разного сорта и пр.;

6) физическая модель идеального кристалла;

7) простые гранные формы на реальных кристаллах в порядке частоты их встречаемости (символы в разных установках, φ и ρ);

8) искаженные формы кристаллов (с указанием обстановки их возникновения);

9) виды всех закономерных сростков кристаллов:

а) индивиды одного и того же минерального вида (двойники, сферолиты, параллельные срастки);

б) срастки индивидов разных минералов (эпитаксические и сыптаксические);

10) анатомия реальных кристаллов и их сростков;

11) распределение примесей в монокристаллах;

12) парагенезисы минералов, кристаллы которых имеют разный габитус;

13) примеры надежного определения сокристаллизации минералов-членов парагенезиса;

14) физико-химические условия кристаллизации по данным изучения газово-жидких включений и др.;

15) примеры изменения морфологии, состава и свойств кристаллов;

I6) то же самое в пространстве;

I7) список (в порядке понижения значимости) основных типоморфных признаков минерала и их интерпретация в прикладном аспекте.

Марфунин А.С., Платонов А.Н.,
Таращан А.Н. (ИГЕМ)

О СПЕКТРОСКОПИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ ПРИРОДЫ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ МИНЕРАЛОВ

Совершенствование аппаратурных и методических возможностей современных минералогических исследований, позволяющих фиксировать многие тонкие конституционные особенности минералов и связанные с ними свойства, резко расширили диапазон "типоморфных признаков" минералов, которые могут быть использованы как генетические, металлогенические и геохимические индикаторы, прогнозные и поисково-разведочные критерии. Однако дальнейшее накопление эмпирического материала без осознания причинных зависимостей и установления неэмпирических закономерностей становится неплодотворным. В развитии учения о типоморфизме минералов и его прикладных аспектов роль физики минералов важна не столько при разработке современного методического аппарата исследований, а в основном, при познании природы конституционных особенностей и свойств минералов. Иными словами: на настоящем этапе рассмотрение типоморфного значения особенностей и свойств минералов возможно лишь на уровне обуславливающих их причин конституционного порядка и выделения их в качестве "элементарных" типоморфных признаков и генетических индикаторов.

Значительные успехи в разработке теоретических основ физики

минералов и получение обширного экспериментального материала спектроскопии минералов (ЭПР, ЯКР, ЯГР, ЯМР, оптическая и инфракрасная спектроскопия, люминесценция и термолюминесценция) открывают новый путь к достоверной оценке качественных отличий в свойствах и особенностях минералов, их типоморфности и генетической информативности. Так, применение электронного парамагнитного резонанса позволило открыть в минералах широкое распространение и разнообразие радиационных электронно-дырочных центров, расшифровать их модели. Исследование природы окраски и люминесценции минералов значительно расширили представления о многообразии обуславливающих эти свойства структурных и примесных центров. С помощью методов ЯГР и ЯМР получены важные данные о характере распределения многих элементов в структурах важнейших породообразующих и рудных минералов.

Полученные результаты позволяют с единых позиций изучить причины отличий в конституции и свойствах минералов различной генетической природы, рассматривая в качестве "элементарных" типоморфных признаков (элементов записи и хранения генетической информации) спектроскопически активные центры (структурные и примесные элементы, свободные радикалы, точечные дефекты и т.п.). Состояния этих центров (электронная конфигурация, зарядовое состояние, структурное положение, характер взаимодействия и т.д.) отражают различные физико-химические параметры минералообразующей среды, термическую и радиационную историю комплексов горных пород и рудных месторождений.

На примере некоторых распространенных минералов (полевых шпатов, кварца, флюорита, берилла) рассмотрена природа центров ЭПР, окраски и люминесценции в них и оценена возможность использования их в качестве типоморфных признаков и генетических индикаторов.

Петровская Н.В. (ИГЕМ)

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

I. Большинство исследователей признает, что в комплексе критериев систематики минеральных месторождений одно из главных мест должны занимать закономерные различия устойчивых минеральных ассоциаций. Вместе с тем, поскольку в понятие "минеральная ассоциация" нередко вкладывалось представление о всей совокупности рудообразующих минералов (Линдгрен, 1926; Ниггли, 1941; Захаров, 1958 и др.), оставалась свобода выбора индикаторных минералов и их сочетаний.

2. Существующее положение свидетельствует о недостаточно строгом учете основного закона логики классификационных построений: выделение из анализируемого множества таких совокупностей, которые отличаются от остальных по наиболее существенному, общему для данной совокупности признаку. Применительно к систематике типов и формаций месторождений указанному закону соответствует выбор минералогических показателей, отражающих влияние принципиально различных условий минералообразования в разной геолого-тектонической обстановке. Второстепенные и третьестепенные различия рудных процессов, находящиеся в причинно-следственных связях с главными, должны учитываться при расчленении крупных групп месторождений на более мелкие, а их признаки - занимать соподчиненное по отношению к главным, положение, что не всегда принимается во внимание.

3. Построение иерархического ряда минералогических критериев систематики месторождений базируется, таким образом, на

установлении зависимостей минералов и минеральных ассоциаций от основных и соподчиненных особенностей минералообразующих процессов; отсюда органическая связь классификации месторождений с проблемой типоморфизма минеральных образований.

4. Среди типоморфных (классификационных) признаков ведущими являются концентрации (количественных соотношений) минералов и их устойчивых одностадийных ассоциаций. Этим определяется важность количественных оценок особенностей руд. Градации характеризуемых количеств должны базироваться не на их условном разграничении, а на анализе естественной дискретности рядов месторождений, построенных по возрастанию исследуемых количественных показателей.

5. Иерархический ряд минералогических критериев систематики многих рудных образований (руд Au, Sn, W, Mo и др.) представляется в следующем виде (Петровская, 1960, 1973 г. и др.). Первым по значению критерием является общее количественное соотношение ассоциаций сульфидов и кварца (или силикатов), - зависящее от режимов серы и кремнезема в блоках земной коры разного типа и неодинаковой истории развития (системы формаций - сульфидных и кварцево-сульфидных). Далее следует соподчиненный критерий - количественной роли ранних и поздних одностадийных устойчивых ассоциаций, определяемой динамикой развития рудных процессов, обычно в связи с влиянием фактора глубинности. Следующий соподчиненный критерий - соотношения сульфидов разного состава в продуктивных ассоциациях минералов, как отражение геохимической специфики регионального масштаба. Последние места в ряде критериев занимают признаки развития ассоциаций, изменчивых и чуждых, в рудах данной формации, осложняющие их типовые черты.

6. При классификационных построениях важно разграничивать критерии выделения из множеств определенных совокупностей объектов от признаков распознавания объектов, принадлежащих к данной совокупности: первые - на каждой ступени систематики единичны, вторые - всегда множественны.

Среди признаков распознавания важное значение имеют типоморфные особенности состава и структуры "сквозных" минералов, преобладание тех или иных их разновидностей, политипов, нарушения стехеометрии, наборы специфических примесей, неоднородности их размещения. Характерны закономерные различия габитуса индивидов минералов (примеры карбонатов, кварца, самородного золота и др.).

7. Широко известны и эффективно используются, как индикаторы формаций и типов месторождений, определенные комплексы типоморфных минералов - сульфидов, теллуридов и др. Новые данные требуют осторожности при таком использовании, поскольку многие минералы, ранее считавшиеся типоморфными, оказываются конвергентными (полевые шпаты, арсенопирит, галенит и др.).

8. Актуальными задачами являются дальнейшая разработка основ систематики месторождений с учетом результатов исследований типоморфизма минералов и минеральных ассоциаций, а также пополнение арсенала признаков распознавания типов и формаций руд. Решение этих задач должно способствовать повышению эффективности поисково-разведочных работ и выявлению новых типов минерального сырья.

Константинов Р.М. (ИГЕМ)

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ МИНЕРАЛОВ

I. Применение математической статистики и логико-комбинаторный подход к обработке минералого-геохимической информации позволяет углубить исследования типоморфных особенностей минералов в первую очередь при решении следующих задач:

а) выявление еще не известных типоморфных особенностей минералов; исследования подобного рода, основанные на статистическом анализе, тесно соприкасаются с решением вопросов распознавания генезиса конвергентных минералов;

б) получение статистических данных, подтверждающих типоморфное значение особенностей отдельных минералов или минеральных ассоциаций, установленное с помощью других методов.

2. Самостоятельной областью вопросов, для которых особенно важны математические методы, являются количественные показатели типоморфизма минералов и минеральных ассоциаций, среди которых могут быть следующие:

а) относительная степень типичности минерала и его разновидностей для месторождений определенной рудной формации или минерального типа и отличия по этому признаку месторождений других рудных формаций и типов. Выводы по этому вопросу базируются на анализе частот встречаемости исследуемых признаков в месторождениях различного генезиса. Определяемая мера типичности минерала для данной рудной формации может именоваться степенью его типоморфизма. Введением этой меры преследуется цель дальнейшего развития представлений об "устойчивых" минеральных ассоциациях ,

впервые сформулированных Н.В.Петровской на примере золоторудных месторождений, а затем широко использовавшихся в рудно-формационном анализе;

б) зависимость присутствия минерала от черт вещественного состава рудной формации (например, от величин соотношений других минералов или химических элементов). Подобного рода зависимости были изучены на примере минерального состава некоторых оловянно-вольфрамовых и других месторождений комплексных руд. Такая зависимость сходна с весами геологических признаков, определяемых в процессе логико-информационного анализа многофакторных геологических систем.

Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. /ВИМС /

МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ МИНЕРАЛОВ

I. Задачи выявления типоморфных черт минералов решаются на основе обобщения данных, относящихся к минералам известного генезиса. Возможен также теоретический анализ зависимости состава и свойств минерала от условий его образования с учетом результатов моделирования природного минералообразования, как, например, при выяснении PT-условий полиморфных превращений, при установлении пределов изоморфной емкости минералов и т.д. Однако часто интерпретация данных моделирования усложняется из-за полифункционального характера связей между свойствами минерала и условиями его образования. Затруднено воспроизведение и такого важного фактора природного минералообразования как длительность геологических процессов. Все это ограничивает возможности моделирования при изучении типоморфизма минералов.

2. Наиболее перспективны для изучения типоморфизма распространенные минералы, образующиеся в широком диапазоне термодинамических условий (конвергентные, по Ф.В.Чухрову). К таким минералам относятся кварц, магнетит, кальцит, апатит, флюорит, пирит, гранаты, полевые шпаты, турмалин, некоторые слюды и др. Интересны и многие относительно редко встречающиеся, но имеющие важное практическое значение минералы, такие как касситерит, вольфрамит, шеелит, киноварь, самородные золото и серебро, танталониобаты и др. Практической задачей является выделение наиболее информативных типоморфных признаков. Ее решение облегчается применением методов дисперсионного анализа и использованием ЭВМ.

3. Состав и структура минералов обычно отклоняются от идеальных моделей. Это связано с присутствием многочисленных изоморфных и "механических" примесей, с разнотипным их распределением по структурным позициям в минералах, с наличием упорядоченности-разупорядоченности структур, с блочным строением, различной плотностью дислокаций и другими "несовершенствами" реальных кристаллов. Такие несовершенства являются важными типоморфными признаками минералов и наряду с некоторыми сравнительно просто определяемыми свойствами (морфология кристаллов, плотность, окраска) должны в первую очередь привлекать внимание исследователей.

4. Выявление рассматриваемых признаков производится с помощью таких, ставших уже традиционными, методов, как рентгеноструктурный анализ, ИК-спектрометрия, электронография, термография, электронная микроскопия. Однако решение многих задач возможно лишь при условии существенной модернизации этих методов. Например, изучение структурного влияния изоморфных микропримесей требует повышения точности определения координат ато-

мов в кристаллической решетке и параметров элементарной ячейки минералов до 0,000I Å. Такие данные можно получить с помощью совершенных автоматических дифрактометров для монокристальных исследований типа ДАР-УМБ и ДАРК-УМ. Анализ структурных варкаций в зональных кристаллах требует применения локальных модификаций ИК-спектроскопии и т.д.

5. При изучении типоморфных особенностей минералов успешно применяются и относительно новые в минералогии методы исследования: электроннозондовый анализ, рентгеновская топография, ЯГР-, ЯМР-, ЭПР-спектроскопия, микрорентгенография, прецизионная магнитометрия, исследования нелинейных оптических свойств и ряд других методов. Например, электроннозондовый анализ эффективен при определении состава микровключений в минералах; ЭПР-спектроскопия используется при выявлении радиационных структурных дефектов в кварце, эффект Мессбауэра позволяет определять структурную позицию и степень ионизации атомов железа во многих минералах и т.д.

6. Выявляя типоморфное значение элементов-примесей в минералах, исследователи обратили внимание на высокую информативность величины отношений некоторых "индикаторных" пар элементов ($\frac{Ba}{Sr}$; $\frac{Rb}{Cs}$; $\frac{Rb}{K}$; $\frac{Ta}{Nb}$; $\frac{Ta+Nb}{Ti}$ и др.), отражающих эволюцию условий минералообразования. Установлена перспективность использования вероятностно-статистических методов при обработке результатов анализов, позволяющих сопоставлять широкие "спектры" элементов-примесей в минералах и таким образом намечать достаточно четкие критерии их генетических различий (турмалин, пирит, кварц и др.).

7. При решении вопросов о форме нахождения элемента-примеси в минерале химические методы анализа эффективно применять

в сочетании с рентгеноструктурным анализом, электронной микроскопией, электронным зондом, микрорадиографией и др. Такие комплексные исследования позволили установить, например, двойственную природу (изоморфная примесь и включения собственных минералов) примеси олова в турмалине и гранате, молибдена в шеелите, урана во флюорите. На основе ИГР-спектроскопии была показана некорректность химического определения соотношения $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}}$ в ряде минералов, что играет важную роль при оценке окислительно-восстановительных условий среды минералообразования.

8. Типоморфные особенности структуры и состава минералов, выявленные с использованием сложных прецизионных методов и аппаратуры, часто отражаются на свойствах, сравнительно легко определяемых более простыми методами. Так, например, степень структурной упорядоченности турмалина фиксируется соответствующим смещением эндотермического пика на термограммах; плотность минералов группы колумбита-танталита функционально связана с соотношением в них Ta и Nb и т.д. Нахождение и использование связей между тонкими особенностями состава и структуры, с одной стороны, и легко устанавливаемыми физическими свойствами минералов, с другой - имеет важное методическое и прикладное значение.

Бернштейн П.С. (ЦНИГРИ)

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ С ПОМОЩЬЮ РАСТРОВОЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ И РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОГО МИКРОАНАЛИЗА

I. Современный рентгеновский микроанализатор дополненный растровым электронным микроскопом высокого разрешения, позволя-

ет проводить сравнительное изучение тонких деталей состава и строения минералов в аншлифах и на гранях или сколах с одновременным определением состава исследуемых участков.

2. В растровом электронном микроскопе (РЭМ) информация о топографии наблюдаемой поверхности объекта получается в результате ее бомбардировки узким сканирующим пучком ускоренных электронов. Изображение рельефа поверхности во вторичных (рассеянных) электронах обладает высоким разрешением порядка I00 Å у некоторых приборов, например Камебакса фирмы Камека, при весьма значительной резкости для всего поля зрения, обусловленной глубиной фокуса в 10^3-10^4 раз больней, чем у оптического микроскопа. Новая информация может быть получена о границах зерен, скульптурах граней, фигурах роста и травления.

3. Неоднородность химического состава образца выявляется в режиме обратно-рассеянных или поглощенных электронов, при том же увеличении. При изучении продуктов распада твердых растворов или включении дисперсных фаз, удается таким способом выявлять зерна размером 0,05-0,I мкм, отличные от матрицы по составу.

4. В приборах, оборудованных спектрометрами с большим углом выхода рентгеновского пучка порядка 40^0, можно качественно и даже полуколичественно определять химический состав объекта, обладающего шероховатой поверхностью скола. В аншлифах может производиться количественный микроанализ зерен I мкм в поперечнике с чувствительностью определения 0,0I% для подавляющего большинства элементов от бора (№ 5) до урана (№ 92).

5. Исследования при помощи рассматриваемых методов могут ставить следующие задачи: а) анализ минералов переменного состава ; б) выявление дефектов стехиометрии ; в) изучение форм нахождения и распределения элементов примесей ; г) определение

неоднородности состава обусловленной зональным строением, диффузией элементов, наличием дисперсных фаз.

6. В качестве примеров исследований для решения перечисленных задач можно привести изучение: а) микроморфологии поверхности индивидов золота ; б) содержания железа в сфалеритах ; в) дефектов стехиометрии арсенопирита ; г) формы нахождения серебра в галените ; д) зональности пирита.

Приведенные особенности минералов имеют типоморфное значение, как это выявилось при анализе геологических условий их образования.

П. ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сахарова М.С., Батракова Е.А.,
Ряховская С.К. (МГУ)

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ РЯДА ЗОЛОТО-СЕРЕБРО В СВЕТЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

К причинам, обусловливающим вариации химического состава самородных минералов золото-серебряного ряда, относятся: а) концентрация и форма нахождения золота и серебра в рудообразующем растворе ; б) физико-химические параметры минералоотложения ; в) влияние минералов-осадителей и парагенезисов самородного золота и серебра ; г) перегруппировка металлов, имеющая место в процессе кристаллизации и последующего преобразования минералов.

Экспериментально кристаллические золото-серебряные осадки,

аналогичные природным твердным растворам Au-Ag , были получены из растворов их комплексных соединений ($AuCl_4$+$AgNO_3$+ +NH_4OH) электрохимическим путем при 20°С. Кривая зависимости состава осадков от отношения в растворе Au:Ag показывает существование 2-х областей: I) твердых растворов на основе золота с широкой растворимостью в нем серебра (пробн. от 950 до 500-400) и 2) твердых растворов на основе серебра (пробн. до 200-250), соответствующих природным минералам кюстелиту и самородному серебру. Наличие на кривой области разрыва свидетельствует о дискретности золото-серебряного ряда, возникающего в низкотемпературных условиях.

Исследование влияния физико-химических параметров на сокристаллизацию Au и Ag выявило следующее. Изменение окислительно-восстановительного режима системы заметно смещает состав полученных осадков, пробность которых при повышении потенциала уменьшается. Увеличение pH растворов снижает интенсивность осаждения как Au , так и Ag , при преимущественной тенденции повышения пробности с ростом щелочности среды.

Установлено, что в присутствии ионов галогенидов (Cl^-, I^-) пробность осаждаемого золота снижается; присутствие карбонат-ионов (CO_3^{2-}, HCO_3^-) повышает его пробность; фосфат-ион не оказывает заметного влияния.

Экспериментально показано дифференцированное воздействие на осаждение Au и Ag минералов-осадителей, проявлявшееся в осаждении сульфидами (пирит, галенит) обоих металлов и повышении пробности осадков на пирите, в избирательном осаждении Ag на минералах Mn (родонит, родохрозит) и индиферентности чистого кварца.

Вариации химического состава золото-серебряных минералов в

ряде случаев обусловлены их гетерогенностью, явлениями заимствования Ag из окружающих серебросодержащих минералов, а также с перегруппировкой Au и Ag в связи с диффузионными процессами.

Николаева Л.А., Бархударян Н.Б. (ЦНИГРИ)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И КВАРЦА КАК ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ

I. Неоднородность, выражающаяся в зональном строении зерен или в наличии многофазных выделений, характерна для самородного золота близповерхностных месторождений мезокайнозойского возраста. Модальные значения распределения пробы золота - порядка 590 и 650. Расчленение и гомогенизация зон, наличие реликтов раннего золота в позднем проявляются в участках наложения поздних минеральных ассоциаций.

Неоднородность выделений кварца, относящихся к одной стадии, проявляется в неодинаковой насыщенности их водой, что фиксируется различной интенсивностью полосы поглощения 3450 $см^{-1}$. Типичны большая величина дисперсии содержаний воды, увеличение ее количества в колломорфных агрегатах кварца, содержащих сульфидную вкрапленность ($Д_I$ = 10-12) и очень незначительная насыщенность CO_2 ($Д_П$ = 0,2).

2. В герцинских близповерхностных и переходных к среднеглубинным месторождениях зональные выделения золота распространены меньше. Кварц меньше насыщен водой и вариация ее содержаний менее значительна.

3. Байкальским и более древним месторождениям, образованным на относительно больших и средних глубинах, присуще наличие слабо гетерогенного самородного золота. Контрастно неоднородные его

выделения встречались только в участках пространственного совмещения разновременной минерализации. Модальные значения распределения пробы в отдельных месторождениях 750, 790-810, 870-890. Равномерное возрастание пробы и уменьшение ее дисперсии в контактовых ореолах гранитоидов свидетельствуют о метаморфизме золота.

Содержания воды в кварце сравнительно постоянны. Наблюдающееся уменьшение содержаний воды от кварца верхнепротерозойского возраста к кварцу нижнеархейскому ($Д_1$ + I,8; I,5; 0,8), при понижении количеств CO_2 и дисперсии этих величин, свидетельствует о возрастании степени метаморфизма руд. Разновозрастные кварцевые образования, развитые в пределах одной площади, различаются по содержанию в них воды и CO_2.

Гамянин Г.Н., Петрова Н.И.
(Якутский филиал СО АН СССР)

СОСТАВ И МОРФОЛОГИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА КАК ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ РУДООТЛОЖЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ МАЛОСУЛЬФИДНОЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР)

В золоторудных месторождениях Северо-Востока СССР выделения самородного золота наблюдаются среди разнообразных минералов от наиболее ранних (пирит, арсенопирит), до самых поздних (сульфоантимониты, антимонит).

I. Преобладающими формами частиц золота, извлеченных из арсенопирита путем растворения последнего в HNO_3, являются - комковатая, пластинчатая и палочковидная. Золото, участвующее в составе полиметаллической сульфидной ассоциации, характеризуется каркасными, ажурно-ветвистыми и псевдокристаллическими фор-

ками выделений с отпечатками на них граней кристаллов кварца и других минералов. Подавляющее количество золотин, встречаемых в ассоциации с сульфоантимонитами свинца, имеет удлиненную форму (пластинчатые, игольчатые), с грубой штриховкой на поверхности, параллельной удлинению. Наиболее морфологически разнообразны выделения золота в кварце.

2. Состав самородного золота непостоянен и меняется в зависимости от его парагенезиса. Обычны колебания пробности золота в 30-50 единиц; иногда они достигают величин в 100-150 единиц. Вместе с тем неоднородность состава в пределах отдельных золотин устанавливается сравнительно редко. Зернистые агрегаты золота, ассоциирующегося с сульфоантимонидами и антимонитом, содержат межзерновые и периферические выделения низкопробного золота.

3. Содержание элементов-примесей проявляет в золоте зависимость от сонахождения его с теми или иными минералами. Золото, освобожденное из арсенопирита, содержит повышенное количество мышьяка (до 0,072%; среднее 0,04%) и находящегося в корреляционной зависимости с ним железа (в среднем 0,028%). В ассоциации с антимонитом золото более богато сурьмой (в среднем 0,088%), чем в ассоциации с сульфоантимонитами (0,057%) или галенитом (0,035%). Ассоциацией с блеклой рудой обусловлено повышенное содержание меди в золоте (0,08%), а с галенитом - свинца (0,089%). Наблюдения показывают наличие в золоте мельчайших включений, трудно диагностируемых под световым микроскопом. Поскольку ассоциации самородного золота в месторождениях малосульфидной золото-кварцевой формации различных районов Северо-Востока СССР весьма близки, следовало бы ожидать однотипности в распределении в нем элементов-примесей. В действительности, золото отдельных месторождений имеет индивидуальные особенности по содержанию

элементов-примесей, которые лучше всего выявляются в золоте из кварца. Статистическая обработка количественных данных показывает некоторые провинциальные различия в элементов-примесей золоте: Для Верхне-Индигирского района характерными элементами являются сурьма и ртуть, Верхне-Колымского - медь и висмут, Аллах-Юньского - медь и мышьяк.

Акуличский В.А., Анисимова Г.С., Лескова Н.В.,
Москвитин С.Г., Попов Д.С., Цабул Л.Н.
(ИГ ЯФ СО АН СССР)

ЗАВИСИМОСТЬ ПРОБЫ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ОТ СОСТАВА РУД (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ СОВЕТСКОГО СОЮЗА)

1. Рассмотрена зависимость пробы самородного золота месторождений и проявлений Северо-Востока и Востока СССР от содержания в руде Ag, сульфидной S, Na_2O, K_2O, $Na_2O + K_2O$, FeO, Fe_2O_3, $FeO + Fe_2O_3$, отношения Au/Ag, Na_2O/K_2O, Na_2O/Na_2O+K_2O, Fe_2O_3/FeO, составов золотосодержащих ассоциаций, а также от размеров золотин.

В основу выводов положены данные авторов, а также других исследователей и материалы технологических испытаний.

2. Установлено, что с увеличением в рудах содержания серебра проба золота понижается. Эта зависимость наиболее отчетливо проявлена в мезо- и гипабиссальных месторождениях; значительно слабее она выражена в близповерхностных месторождениях золото-серебряной формации. При содержании в руде серебра менее 0,001% проба самородного золота, как правило, не опускается ниже 900; повышение концентрации серебра до 0,01-0,1% сочетается с понижением

пробы до 700-800; при концентрации в руде серебра более 0,1% проба золота снижается еще на 200-300 промиле. Дисперсия пробы самородного золота в мезо- и гипабиссальных месторождениях, по сравнению с близповерхностными, значительно меньше.

3. Для большинства близповерхностных месторождений золото-серебряной формации наблюдается обратно пропорциональная зависимость между пробой золота и содержанием в руде натрия; с калием какой-либо связи не обнаружено. В мезо- и гипабиссальных месторождениях, а также в некоторых месторождениях золото-серебряной формации не наблюдается зависимости между пробой золота и содержанием в руде щелочных элементов.

4. Установлена прямо-пропорциональная зависимость пробы золота от содержаний в рудах сульфидной серы. При 3-6% сульфидной серы в рудах золото имеет наиболее высокую пробу (850-1000); при содержании в руде серы около 1-1,5% проба золота колеблется в пределах 750-900; руда с самым низким содержанием серы свойственно золото минимальной пробы.

5. Золото, участвующее в разных минеральных ассоциациях, не имеет закономерно проявленных различий пробы. Например, в ранних низкосеребристых сульфидно-кварцевых ассоциациях (преимущественно в связи с сульфидами железа), оно имеет как повышенную, так и пониженную пробу, по сравнению с золотом, ассоциирующимся с поздними сульфидами меди, свинца и цинка.

6. Проба самородного золота не зависит от размеров его выделений; это установлено как в целом для всех рассмотренных месторождений, так и для отдельных месторождений жильного и прожилково-вкрапленного типов.

7. Предполагается, что проба самородного золота определяется концентрацией и устойчивостью в гидротермальном растворе соединений, содержащих золото, серебро, серу и (?) натрий.

Берзон Р.О., Левитан Г.М. (ЦНИГРИ)
/Мингео СССР/

НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА УРАЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В рудах многих собственно золотых и золотосодержащих месторождений и рудопроявлений Урала изучалась морфология выделений самородного золота, их внутреннее строение, проба (около 250 определений), частично состав микропримесей. Статистическая обработка полученных данных показала следующее.

I. Наиболее высокая средняя проба (948), при небольшом диапазоне колебаний (915-972) свойственна кильным месторождениям золото-альбит-кварцевой (малосульфидной по Н.В.Петровской) формации. Средняя проба золота в месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации ниже 919, а диапазон колебаний (784-980) более значителен. В золото-сульфидных (умеренносульфидных) месторождениях вкрапленного и прожилково-вкрапленного типов, при среднем значении пробы золота - 989, на гистограмме ее распределения выделяются два отчетливых максимума - 858 и 928, отвечающие двум разновозрастным группам месторождений: среднепозднедевонской и раннекарбоновой.

2. Для комплексных золотосодержащих месторождений Урала характерно низкопробное золото. В скарновых месторождениях проба золота составляет в среднем 767, а в колчеданных - 716 (без учета высокопробного самородного золота из поздних теннантит-халькопиритовых жил).

3. В пределах каждого месторождения проба золота, как правило, постоянна; встречающиеся отклонения легко объяснимы наличием разных его генераций и влиянием среды.

4. По мере перехода от малосульфидных к комплексным место-

рождениям наблюдается тенденция уменьшения размеров выделений самородного золота (от 0,n до 0,00n мм) и упрощение формы его выделений.

5. Эмпирически установленные различия особенностей золота в золоторудных месторождениях разных формаций проявляют связь с геологическими условиями рудообразования. В частности, относительно низкопробное золото характерно для месторождений, парагенетически связанных с производными глубинных базальтоидных магм (колчеданные, скарновые, частично золотосульфидные и золото-сульфидно-кварцевые). Высокая проба (более 900) типична для золота месторождений, сопряженных с палингенными, коровыми гранитоидами.

Можно предполагать, что отмеченные закономерности являются следствием различий источников рудного вещества: ювенильных при образовании месторождений, связанных с базальтоидным магматизмом и ассимиляционных, при развитии оруденения, приуроченного к палингенным гранитоидам. В некоторых районах не исключается возможность поступления вещества из обоих источников.

Бадалова Р.П. (ТашГУ)

ПРОБНОСТЬ ЗОЛОТА КАК ПРИЗНАК ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

I. В рудных провинциях Узбекистана выявлены вариации состава продуктивных на золото минеральных ассоциаций, зависящие от влияния геологических условий формирования месторождений.

На фоне общей тенденции понижения пробности золота по мере перехода от глубинных месторождений к малоглубинным проявляется довольно широкая дисперсия ее величин, относящихся к золоту мес-

торождений одной и той же формации.

Наиболее высокую пробность (950-850) имеет золото в кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации месторождений формации относительно больших глубин. Золото с пробностью 850-800 и ниже приурочено к кварц-пирит-халькопиритовой ассоциации месторождений средних глубин. В ассоциациях, сформировавшихся на малых глубинах, имеется электрум (пробность 750-600 и ниже).

2. Согласно полученных нами данных (более 3 тысяч определений пробности золота) в месторождениях Узбекистана нередко одновременно присутствуют высокопробное самородное золото и электрум, иногда - с кюстелитом и самородным серебром. Подобно отношению серебра к золоту в рудах, количественные соотношения электрума к самородному золоту различны и колеблются от 0,01 до 1-10-20 и выше.

3. В месторождениях Узбекистана, сформированных на различных уровнях глубины, прослежена закономерные различия величины отношения электрума к самородному золоту средней пробности. В месторождениях формации больших глубин это отношение варьирует в пределах 0,01 до 0,1, при средней пробности золота 880-920. В месторождениях средних глубин оно меньше единицы, а средняя пробность золота от 760 до 850. Золото месторождений малых глубин, в основном, представлено электрумом ; рассматриваемое отношение выше единицы и колеблется от 3-5 до 20, а средняя пробность золота 660-500 и ниже.

Иванов О.К., Суплецов В.М.,
Приходько З.П. (ИГ ЯФ СО АН СССР)

ВАРИАЦИИ ПРОБНОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

В пределах изучавшегося рудного узла развиты две рудные фор-

мации: золото-кварцевая малосульфидная и золото-антимонитовая. В месторождениях первой формации самородное золото локализуется вблизи зальбандов жил, тяготея к участкам обогащенным углистым веществом, либо встречается в интерстициях кварца. Размер золотин от 0,001 до 3,0 мм ; формы их преимущественно лапчатые, изогнуто-пластинчатые, комковидные. В мелкой фракции (0,01-0,001 мм) отмечаются веретенообразные и каплевидные золотины. Пробность золота по данным химического анализа - 924.

В рудных телах золото-антимонитового состава присутствуют три генерации самородного золота. Пирит и арсенопирит околожильных метасоматически измененных пород содержат примесь тонкодисперсного золота первой генерации.

Золото второй генерации наиболее крупное (до 2 мм), тесно ассоциируется со сфалеритом, в меньшей мере с арсенопиритом, пиритом и антимонитом. По данным микрохимического анализа пробность самородного золота - 877-925. По периферии отдельных золотин наблюдаются небольшие участки светло-желтого золота, пробностью 600 (определения на микроанализаторе "Джеол").

Третья генерация золота наиболее распространена и встречается в богатых антимонитовых рудах, особенно в мелкозернистой и "чугунной" их разновидностях, локализуясь в антимоните, кварце, либо по их контактам. Подавляющее большинство частиц самородного золота этой генерации имеет размеры сотые, тысячные и реже десятые доли мм. Золото мелкой фракции ($<$ 0,01 мм) представлено кристаллами, более крупной - губчатыми и неправильными формами. Пробность золота из разных рудных тел от 951 до 999. Золото в виде кристаллов имеет пробность 980, а губчатое - 999. В некоторых золотинах обнаружены примеси As , Hg , Cu , Fe_2O_3. При изучении самородного золота третьей генерации (из одного рудного тела)

на микроанализаторе "Джеол" получены следующие данные:

I) В самых верхних частях рудного тела наиболее крупные золотины имеют наибольший разброс пробности от 925 до 974 (в среднем 948).

2) Кривая, описывающая изменение средней пробности золота с глубиной, имеет волнообразный характер.

3) В пределах одной золотины дисперсия пробности не превышает десяти единиц для всех горизонтов рудного тела.

4) Состав вмещающих золото минералов не влияет на изменчивость его пробности.

Исследования типоморфных особенностей самородного золота Сентачанского рудного узла подтверждает представления о разновременности золотоносных ассоциаций. Минимальная дисперсия высокопробного золота свидетельствует в пользу выводов о переотложении и регенерации золота ранних ассоциаций.

Игумнова Н.С., Приходько З.П.
(НФ СО АН СССР)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА ИЗ ПЕРВИЧНЫХ И ОКИСЛЕННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЕБЕДИНОЕ

Исследование с использованием микроанализатора "Джеол"-ЈХА--50-А позволило получить новые данные о типоморфных особенностях самородного золота в первичных и окисленных рудах. В первичных рудах самородное золото тесно ассоциируется с пиритом, гематитом, реже кварцем, анкеритом, тремолитом, пирротином, магнетитом и реже - с халькопиритом, сфалеритом, буланжеритом. Микроскопически видимые его включения в пирите имеют однородный состав

и средняя пробность 800. Характерными элементами-примесями в золоте являются Bi , Fe, в меньшей степени Mn , Cu , Te, Hg . Пробность золота образующего включения в магнетите, близка к пробности золота в пирите; в гематите - 850.

В окисленных рудах золото находится среди рыхлых гидроокислов железа или в плотных псевдоморфозах их по пириту. Одни выделения золота повторяют рисунок плотных колломорфных агрегатов лимонита, другие пересекают их. Такие выделения сходны по пробности (770-800) и содержанию элементов-примесей (Bi , Mn , Cu , Fe, Te), что не позволяет относить их к разнотипным образованиям. Близость состава золота в плотных лимонитах и первичных рудах объясняется слабым преобразованием его в гипергенных условиях.

Существенны различия морфологических особенностей, размеров, состава и внутренней структуры золотин. В зоне окисления сульфидных руд присутствуют мелкие (не более 2 мм) выделения низкопробного золота с примесями Bi , Cu , Pb , Mn , иногда Sb (данные спектрального анализа). Частицы золота размером 0,01-0,03 мм местами сцементированы более поздним золотом ; границы между ними четкие. Раннее золото имеет зернистое строение с простыми и полисинтетическими двойниками. Исследование на микроанализаторе показало, что по пробности оно не отличается от золота первичных руд. Позднее золото низкопробное и весьма низкопробное (650-380). Устанавливается резкое понижение пробности такого золота на границе с гидроокислами железа. По периферии золотин наблюдаются концентрические зоны с различным содержанием Ag в золоте. Срастание разновременных выделений золота является одним из возможных путей укрупнения его частиц в зоне окисления. В окисленных рудах галенитового состава присутствует гипогенное золото пробностью 850 с микровключениями первичных минералов.

В зоне окисления пирит-анкеритовых и кварц-пиритовых руд размеры золотин варьируют в больших пределах (до 5 см). Золото высокопробное, в среднем 940, элементы-примеси – Bi , Cu , Pb , Mn и в меньшей степени Sb , Te, Fe (спектральный анализ). Внутренняя структура зернистая с простыми и полисинтетическими двойниками.

Таким образом, многообразие особенностей выделений золота в окисленных рудах месторождения находится в прямой зависимости от состава первичных руд.

Новгородова М.И., Белоусов Г.Е. (ИГЕМ)

ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ Pd /Pt ОТНОШЕНИЯ В ЗОЛОТОНОСНЫХ СУЛЬФИДАХ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ

I. В золоторудных месторождениях всех формационных типов отличительной чертой золотосодержащих сульфидов являются повышенные содержания в них примесей платиноидов. Содержания платины сравнительно постоянны, и на один-два порядка превышают их значения, установленные в сульфидах месторождений других металлов, например, колче данных руд. Содержания палладия варьируют, повышаясь в сульфидах поздних минеральных ассоциаций.

2. Устанавливаются прямые корреляционные соотношения между величинами Pd/Pt и Ag/Au отношений, что позволяет ставить вопрос о геохимической связи этих элементов в истории их концентрации в гидротермальном процессе.

3. Величины Pd/Pt и Ag/Au отношений в золотоносных сульфидах различаются в зависимости от формационной принадлежности золоторудных месторождений и закономерно варьируют в

различных генерациях сульфидов в рудах каждого из месторождений. Наибольшие значения указанных величин установлены для поздних генераций пирита из малоглубинных месторождений, наименьшие - в ранних генерациях пирита и арсенопирита из месторождений формации средних глубин.

4. Анализ изменчивости содержаний платиноидов в золотоносных сульфидах приводит к выводу о том, что Pd/Pt отношение может быть использовано для вскрытия связей золотого оруденения с магматизмом и суждения об источниках рудного вещества.

Гамянин Г.Н., Домбровская З.Г., Жданов Ю.Я.,
Олейникова Н.Н.,Сукнева Л.С.,Суплецов В.М.
(ИГ ЯФ СО АН СССР)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПИРИТА И АРСЕНОПИРИТА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ)

Пирит и арсенопирит - наиболее распространенные рудные минералы золоторудных месторождений, характеризуются широкими вариациями содержаний золота. В околожильных метасоматических породах на их долю приходится 70-80% всего рассеянного золота. При этом пирит в 5-10 раз менее золотоносен, чем арсенопирит. Намечается зависимость содержания золота в арсенопирите от масштабов оруденения.

Вариации содержаний золота в пирите и арсенопирите рудных тел (даже в разных частях одной пробы) более значительные,чем в этих же минералах из околожильных пород, что связано, по-видимому, с наличием в них неравномерно распределенных микроскопических включений самородного золота.

Содержания элементов-примесей (%) в пирите и арсенопирите месторождений разных формаций

Минерал	Формация	Количество анализов	As	Co	Ni	Co/Ni	Pb	Sb	Sn
Пирит	Малосульфидная золото-кварцевая	42	0,72	0,0056	0,008	0,55	0,018	0,0095	0,00026 / 17
	Золото-серебряная	12	0,52	-	< 0,002	-	0,124	0,186	0,00064 / 60
	Золотоносная барит-полиметаллическая	15	0,28	0,0081	0,0059	1,37	0,250	0,018	0,00035 / 70
Арсенопирит	Малосульфидная золото-кварцевая	58	-	0,0068	0,0077	0,88	0,119	0,101	0,0023 / 42
	Умеренно-сульфидная золото-кварцевая	17		0,0993	0,0266	4,4	0,007	0,0764	0,0033 / 100

Примечание. В графе Sn - в знаменателе частота встречаемости элемента (%)

Составу арсенопирита всех золоторудных месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации присущ избыток серы. Величина отношения S/As возрастает от месторождений с существенной ролью сфалерит-халькопирит-галенитовой ассоциации к месторождениям с развитой ассоциацией сульфоантимонитов и антимонита. Намечаются некоторые провинциальные различия арсенопирита по составу. В однотипных месторождениях Яно-Колымского пояса и Аллах-Юньского района арсенопирит в последнем более богат серой.

В месторождениях малосульфидной золото-кварцевой формации арсенопирит по сравнению с пиритом в большей мере концентрирует примеси сурьмы, кобальта и никеля. Отношение Co/Ni в арсенопирите обычно выше, чем в пирите, и в обоих минералах из рудных тел выше по сравнению с пиритом и арсенопиритом околожильных метасоматитов (при большем среднем содержании в последних этих элементов). Вариации содержаний кобальта, никеля и их отношений связаны с составом вмещающих пород и специфичны для каждого месторождения. Присутствие свинца и сурьмы в большей степени зависит от состава главных минеральных ассоциаций месторождений.

Увадьев М.Д. (ОМЭ САИГИМС, Ташкент)

НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТА ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ПРИТАШКЕНТСКОГО РАЙОНА

I. Проведено сравнительное изучение пирита из пропилитов, зон околорудной аргиллизации, кварцево-рудных тел и пострудных кварц-карбонатных прожилков. Охарактеризованы следующие его особенности: а) форма и размеры выделений, б) включения различных

минералов, в) структуры, выявленные при травлении, г) состав элементов-примесей. В результате проведенных работ выявлены особенности пирита, распространенного в разных частях рудоносных зон (рудных тел и окаймляющих их зон аргиллизации), что связано с их зональностью.

2. В направлении от слабоизмененных пород к золотоносным жилам сгущается вкрапленность пирита(до существенно пиритовых оторочек у зальбандов жил). В этом же направлении меняются формы выделений пирита от псевдоморфных (по магнетиту и ильменниту пород), через простые кубы к сложным комбинациям куба, пентагондодекаэдра и реже октаэдра. Вростки в пирите нерудных минералов сменяются включениями пирротина, затем - сфалерита - галенита - блеклых руд - золота.

3. По мере приближения к жилам не зональные монозернистые вкрапления пирита сменяются зональными, причем контуры зон становятся более сложными.

4. Вблизи жил и в жильных телах в пирите отмечается резкое увеличение содержаний примесей золота, сурьмы, молибдена и теллура, с одновременным уменьшением концентрации кобальта и иногда никеля.

5. Указанные особенности характеризуют пирит золотоносных зон. Пириту не золотоносных зон свойственна простая зональная структура и крайне низкое содержание примеси золота.

6. Полученные данные позволяют использовать типоморфные особенности пирита в связи с задачами поисково-оценочных работ.

Чеботарев Г.М., Волков Ю.А.,
Конеев Р.И., Чеботарева Г.П.(ИГГ АН УзССР)

ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРИМЕСИ МЫШЬЯКА В ПИРИТЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА (ПО ДАННЫМ МИКРОРЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА)

В рудах и вмещающих породах месторождений Узбекистана распространены пириты разного генезиса. Образование их связано с процессами седиментогенеза, метаморфизма осадков, магматизма, гидротермальной деятельности и явлениями перегруппировки рудного вещества. Они различаются по условиям нахождения, парагенезисам, морфологическим признакам, химическому составу и свойствам. Наиболее детально изучен пирит гидротермального происхождения. Сравнение особенностей его разновидностей в месторождениях гипо- и мезобиссальных Западного Узбекистана и приповерхностных в Чаткало-Кураминской зоне (Хамрабаев, 1958, 1975; Петровская, 1968, 1973), показало, что они, наряду с чертами различия, характеризуются рядом сходных признаков. Среди последних весьма существенными представляются содержание и характер распределения в пирите изоморфной примеси мышьяка (Бородаев, Мозгова, 1974; Чеботарев, Волков, 1975; Конеев, Волков, 1977). Авторами за последние годы проанализировано по единой методике содержание мышьяка и изучено его распределение в пирите в нескольких десятках аншлифов из всех важнейших месторождений Узбекистана.

Анализ полученных данных выявил тенденцию к увеличению локальных концентраций изоморфной примеси мышьяка в пирите от ранних его выделений к поздним. Так, в анализированных образцах наиболее раннего фрамбоидального пирита из черных сланцев мышьяк

не установлен. Низкой концентрацией примеси мышьяка и ее равномерным распределением характеризуется пирит осадочно-метаморфогенного происхождения (Чеботарев, 1969; Юдин, 1971). Пирит в породах даек и в мигматитах также беден мышьяком. Гидротермальному пириту присущи заметно повышенные концентрации этого элемента. Для метакристаллов пирита ранних продуктивных ассоциаций типично сравнительно равномерное неясно-пятнистое или пятнистоблоковое распределение примеси мышьяка, с максимальными его содержаниями до 3%, а для пирита позднесульфидных продуктивных ассоциаций характерно неоднородное концентрически-зональное и полосовидное распределение мышьяка, с большим (до 5,8%) перепадом локальных концентраций его в отдельных зонах. Пирит пленочный, судя по ряду признаков переотложенный, практически не содержит мышьяка, что, вероятно, обусловлено, явлением автолизиза.

Таким образом, различия содержаний и распределения изоморфной примеси мышьяка может рассматриваться как важный типоморфный признак пирита разного генезиса. Этот признак должен учитываться при разработке критериев поисков и оценки золотого оруденения в Узбекистане.

Никулин В.Н.//ИМС /

ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПИРИТА ПРИ ОЦЕНКЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Изменчивость термоэлектрических свойств пирита связывается с отклонением соотношений основных компонентов от стехиометрии, что обусловлено увеличением парциального давления серы по мере понижения температуры минералообразования.

В пиритах исследованных месторождений от наиболее ранних минеральных ассоциаций к более поздним, а в пределах монокристаллов от центра к периферии, электронный и электронно-дырочный типы проводимости сменяются дырочным. Термоэлектрические свойства пирита из ранних минеральных ассоциаций практически не меняются при воздействии более поздних гидротермальных растворов.

В отдельных рудных телах с глубиной, наряду с увеличением количества минералов ранних минеральных ассоциаций, наблюдается увеличение количества пирита электронного типа проводимости, и смена галенита дырочного типа на электронный. Верхние части месторождений характеризуются наличием пирита дырочного, галенита - дырочного и электронно-дырочного и арсенопирита - электронного типов проводимости. Вертикальный интервал изменения типов проводимости пирита в отдельных месторождениях и рудопроявлениях различен. Учитывая эмпирически установленную приуроченность повышенных содержаний золота к участкам развития в рудах пирита электронно-дырочного типа проводимости и привлекая данные структурных и минералогических наблюдений, можно оценивать вертикальный размах золотого оруденения и оконтуривать рудные столбы. Количество пирита электронного типа проводимости в рудах отдельных месторождений и рудопроявлений района отражает степень их эрозионного среза.

В региональном плане, в направлении с запада на восток и с севера на юг, области распространения пирита с электронным и электронно-дырочным типами проводимости сменяются зонами преимущественного развития пирита с дырочной проводимостью. Граница n-p перехода в пирите в плане и на глубину погружается в этом же направлении, что позволяет говорить о склонении, увеличении вертикального размаха оруденения и вероятности обнаружения "скрытой" золотой минерализации.

Хорват В.А., Клемперт С.Я.
/Мингео УзССР /

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АНТИМОНТСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНАХ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

I. В месторождениях золота, принадлежащих к рудным формациям больших и средних глубин (Петровская и др., 1976), встречаются два типа ассоциаций с антимонитом: а) представляющие "хвосты" золоторудного процесса и б) "чужие" золотому оруденению (Петровская, 1960).

2. Доказано, что относительно слабо проявленные ассоциации первого типа (Кызылкумский, Нуратинский районы) возникали на поздних стадиях золоторудного процесса. Золотая и сурьмяная минерализации проявлены как в пределах сурьмяно-ртутных поясов, так и вне их, в связи с малыми гранитоидными интрузиями и дайками. Они сопровождаются низкотемпературной березитизацией и аргиллизацией в околорудных зонах.

Антимонитсодержащей ассоциации обычно предшествует образование дорудных скарнов и роговиков, предрудных гумбеитов, березитов, лиственитов, шеелитовой, пирит-арсенопиритовой, полиминеральной сульфидной с золотом минерализаций. Повышенные концентрации сурьмы закономерно приурочены к верхним частям рудных зон; корреляция Au и Sb положительная. Антимонит встречается в виде тонкозернистых и тонкоигольчатых агрегатов, обычно деформированных. Он ассоциируется с арсенопиритом, пирротином, гудмундитом, бурнонитом, блеклыми рудами, сфалеритом, миаргиритом, самородными золотом и сурьмой, науманнитом, сопровождается жильными - кварцем, сидеритом, анкеритом, доломитом, каль-

цитом, баритом, обогащен медью, серебром, цинком, свинцом, золотом.

3. Ассоциации антимонита второго типа (Терек-Кассанский, район) – имеют с пространственно сопряженной с ними золотой минерализацией более сложные соотношения. Они приурочены к региональным сурьмяно-ртутным поясам и не проявляют тесной связи с магматическими образованиями. Таким ассоциациям предшествует образование предрудных джаспероидов, а такие отложение сфалерит-сульфоантимонитовой (цинкенитовой, гетероморфитовой и др.) и блеклорудной (большей частью швацитовой) минерализаций. К "постантимонитовым" минеральным ассоциациям относятся поздняя сульфоантимонитовая, кварц-киноварная и реальгар-аурипигментовая. Парной корреляции золота и сурьмы не наблюдается. Четко проявлены метаколлоидные структуры минеральных агрегатов, в частности - пирита, с которым ассоциирует антимонит. Удлиненно-призматические кристаллы и агрегаты антимонита лишь незначительно метаморфизованы. Антимонит ассоциируется с пиритом, марказитом, швацитом, реальгаром, аурипигментом, самородным мышьяком, кильными - кварцем, кальцитом, иногда флюоритом; он обеднен примесями меди, серебра, цинка, свинца, но обогащен ртутью, селеном, теллуром и таллием. Содержание золота в антимоните не превышает 1,5 г/т.

4. Значение охарактеризованных ассоциаций как поисковых признаков на золото и сурьму, находится в зависимости от принадлежности к их определенному типу. Их характерные особенности целесообразно учитывать при рудноформационном анализе месторождений, особенно в тех случаях, когда наблюдается пространственное совмещение разнотипной антимонитовой минерализации

Берзон Р.О. /Мингео СССР /

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХЛОРИТОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Хлориты присутствуют в рудах и в околорудных метасоматитах подавляющего большинства золоторудных месторождений Урала. Преобладают клинохлор-пеннинновая и прохлорит-рипидолитовая разновидности.

В рудных жилах хлориты образуют прожилки и гнезда, а в составе метасоматических пород - пластинчатые и розетковидные обособления. Встречаются мономинеральные хлоритовые зоны, с повышенной золотоносностью.

Установлено, что химический состав хлоритов и их физические свойства зависят от состава пород, в которых формировались месторождения (таблица).

Повышенные содержания золота в хлоритах, образованных по ультрабазитам отражают высокий кларк этого элемента в породах ультраосновного комплекса, в хлоритах по диоритам содержание золота в 5 раз меньше.

Хлориты золоторудных жил, залегающих в углистых и карбонат-углистых сланцах, по своему составу и физическим свойствам близки к хлоритам из ультрабазитов.

Зависимость свойств хлоритов от состава вмещающих пород, по всей вероятности, обусловлена заимствованием вещества пород в процессе формирования месторождений.

Особенности состава, структуры и свойств хлоритов из золоторудных месторождений Урала

Компонент и показатели	Хлориты, залегающие в:		
	интрузивных породах кислого и среднего состава	эффузивных породах основного состава	ультраосновных породах
SiO_2	26,6(9)[x]	27,5(10)	29,2(7)
MgO	19,6(9)	17,7(10)	26,8(7)
Fe_2O_3	4,6(9)	8,8(10)	2,0(7)
$FeO+Fe_2O_3$	23,1(9)	22,9(10)	11,7(7)
Никель, $n.10^{-3}$%	2,8(4)	22,9(10)	6,9(2)
Кобальт, $n.10^{-3}$%	1,7(4)	2,6(10)	20,0(2)
Цинк, $n.10^{-3}$%	65,0(4)	30,0(10)	11,0(2)
Удельный вес	2,89(9)	2,85(7)	2,74(5)
a_0, Å	5,32(2)	9,31(6)	5,29(4)
b_0, Å	9,35(2)	9,30(6)	9,25(4)
c_0, Å	14,07(2)	14,13(6)	14,18(4)
N_g	1,680(2)	1,620(9)	1,582(1)
N_p	1,626(2)	1,616(9)	1,577(1)

[x] В таблице приведены средние значения, количество определений указано в скобках.

Спиридонов Э.М. (МГУ)

ТИПОМОРФИЗМ СВЕТЛЫХ СЛЮД И ХЛОРИТОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

В пределах зоны ранних каледонид северо-востока Центрального Казахстана развиты метасоматиты, характерными минералами которых являются светлые слюды и (или) хлориты. К таким метасоматитам относятся вулканогенные вторичные кварциты верхнеордовикского возраста (догранодиоритовые); березиты-лиственниты позднеордовикского возраста (послегранодиоритовые); грейзены среднедевонского возраста; углекисло-натровые метасоматиты средне-верхнедевонского возраста.

I. Во вторичных кварцитах широко распространены серициты и мусковиты полиморфной модификации $2M_1$, содержащие 2-2,5% F и следы Cl. По составу это фтор-гидроксил-мусковиты, богатые парагонитовой составляющей (8-26%, в среднем 17%); фенгитового компонента в них в среднем 9%; f ср. 15; AI_{ϕ} 2,47; AI^{IV} 0,66; TiO_2 (ср.) 0,57%. Среднее содержание рубидия - 370 г/т, лития - следы, цезия - ниже чувствительности определений. Выделения слюд от микроскопических до 0,5 мм.

2. Для березитов и лиственитов характерны серициты и мусковиты полиморфной модификации 3T или смеси 3T и $2M_1$, реже $2M_1$. Во внешних частях ореолов березитизации местами встречается серицит 1M. По составу слюды относятся к гидроксил-мусковиту (97-100%); содержание F от следов до 0,2%, Cl 0,1-0,2%, парагонитовой составляющей 4-14%, в среднем 9%, фенгитового компонента от 5 до 16%; железистость его колеблется

в широких пределах - от 8 до 60; $\bar{f}$ ср. 29. AI_{ϕ} 2,48; AI^{IV} 0,74, т.е. заметно выше, чем во вторичных кварцитах; TiO_2 (ср.) - 0,34%. Среднее содержание рубидия 260 г/т, лития 27 г/т, цезия ниже чувствительности метода. Слюды в лиственитах по вулканитам оливин-базальтового состава светло-зеленые до изумрудно-зеленых, содержат до 1,1% Cr_2O_3.

Выделения характеризуемых слюд обычно микроскопически мелкие, в приэльбандовых участках рудных или наиболее глубинных месторождений до 1-2 мм.

В березитах по осадочным породам существенно глинистого состава, бедных калием, широко развит также пирофиллит (смесь моноклинной и триклинной модификаций).

3. В грейзенах светлые слюды представлены фтор-гидроксильмусковитом модификации $2M_1$, почти свободным от натрия и титана. Эти мусковиты заметно обогащены рубидием 670 г/т (ср.), содержат литий и заметные количества цезия - (13 г/т), олова и скандия. Размер их выделений от микроскопического до 2-3 мм, чаще около 0,2-0,5 мм.

Общей особенностью светлых слюд метасоматитов в золоторудных участках Северного Казахстана является постоянное содержание фтора.

4. Хлориты - один из главных минералов лиственитов, развитых в золоторудных участках, представлены политипом II-в. Состав их меняется от внешних частей ореолов листвянитизации к внутренним (таблица).

Участок	Самые внешние части ореола	Внешние части ореола	Внутренние части ореола	Рудные жилы
Жана-Тюбе	Брунсвигит-аффосидерит Al^{IV}_{Φ} I,I-I,8; f 59-64	Рипидолит Al^{IV}_{Φ} I,33-I,43; f 35-40	Fe-рипидолит до корундофиллита Al^{IV}_{Φ} I,36-I,60; f 4I-47	Fe-рипидолит Al^{IV}_{Φ} I,36-I,44; f 38-45
Степняк	Пикнохлорит	Рипидолит	Fe-рипидолит до корундофиллита	
Кв.Горки	Fe - диабантит Al^{IV}_{Φ} 0,78-0,84; f 50-70		Рипидолит Al^{IV}_{Φ} I,32-I,37; f 33-39	

Интересен признак возрастания содержания Al^{IV} в хлоритах от внешних зон метасоматических ореолов к внутренним, что отвечает росту температуры минералообразования. Железистость хлоритов сильно зависит от наличия или отсутствия в породах сульфидов железа; она резко понижена там, где обильна вкрапленность сульфидов.

5. Для околорудных лиственитов наиболее глубинных месторождений (Жана-Тюбе и др.) характерен бурый рипидолит, менее глубинных месторождений (Степняк, Кв. Горки и др.) - зеленый рипидолит.

6. Хлорит-анкерит-альбитовые, кварц-анкерит-альбитовые и близкие по составу продукты углекисло-натрового метасоматоза, как правило, содержат заметное количество зеленого хлорита, отвечающего пикнохлориту Al^{IV}_{Φ} 0,57-0,74; f 36-40, значительно реже диабантиту. Состав хлоритов типичен для низкотемпературных метасоматитов.

Андрусенко Н.И. (ЦНИГРИ)

ТИПОМОРФИЗМ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЖИЛЬНОМ КВАРЦЕ МАЛОГЛУБИННЫХ И СРЕДНЕГЛУБИННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Данные термобарогеохимического изучения золотоносного кварца из многочисленных рудоносных участков (свыше 50) свидетельствуют о различиях в нем включений, что отражает специфику условий рудообразования на различных глубинах.

Жильный кварц продуктивных ассоциаций в рудах золото-серебряных месторождений малоглубинной формации характеризуется резкой текстурной неоднородностью, непостоянством распределения, морфологии и размеров газово-жидких включений; преобладают включения неправильной формы и крайне малых размеров (сотые и тысячные доли мм). В халцедоновидных и полосчатых агрегатах кварца мельчайшие включения распределены беспорядочно, а в мелкозернистых агрегатах они локализуются по зонам роста кристаллов и по межзерновым границам. Насыщенность включениями золотоносного кварца ниже, чем раннего и позднего безрудного. В нем преобладают включения водно-солевых (5-10%) растворов, с наполнением 0,7-0,85, гомогенизация которых происходит в интервале 350-200°С (иногда до 400-100°С). При 290-300 и 320-340°С по включениям фиксируются вскипания гидротерм, происходящие при спадах давлений, на что впервые обратил внимание Ю.В.Ляхов (1965). Указанные температуры вскипания расцениваются как оптимальные температуры начала массового отложения минералов в продуктивные стадии. Для температурного режима рудного процесса во времени характерны резкие (до 180-200°С) ин-

версии при столь не изменчивых давлениях (600-I атм) даже в пределах одной стадии. Углекислота во включениях визуально, как правило, не фиксируется, но микрохимическими анализами газовой фазы она улавливается, составляя до 90% объемных. Анализы водных вытяжек показывают, что для одних месторождений характерен кальций-магниевый хлоридно (фторидно) - бикарбонатный состав захваченных в кварце растворов, а для других - натрий-калиевый хлоридно-бикарбонатно-сульфатный их состав. В газовой фазе включений преобладают азотно-углекислые компоненты, кислород, нередко в близком к воздушному соотношении с азотом. В ряде случаев устанавливается преобладание легкого изотопа аргона. Это служит показателем участия метеорных вод в рудообразующих растворах. Общая их газонасыщенность невелика - 0,3-I,2 $см^3/мг$ и иногда возрастает с глубиной.

Золотоносный жильный кварц месторождений среднеглубинной формации насыщен включениями более крупных размеров (до десятых долей мм), принимающими иногда форму негативных кристаллов. Отмечается прямая корреляция между содержанием золота и количеством включений в кварце; CO_2 - постоянный компонент включений. Водные вытяжки дают сульфатно-бикарбонатно-хлоридный калий-натриевый состав растворов высокой солености (до 20-30%), что подтверждается нередким присутствием во включениях наряду с углекислотой хлоридных твердых фаз. В газовой фазе участвуют водород и углеводороды, особенно в кварце месторождений древнего возраста или залегающих в углистых сланцах.

Данные термометрии показывают, что температурные условия образования золотоносных агрегатов кварца на средних глубинах близки к таковым при формировании близповерхностных месторождений.

Жильный кварц незолотоносных минеральных ассоциаций в месторождениях обоих формаций имеет широкий набор включений различных типов.

Для кварца ранних стадий минерализации, отложенного как в малоглубинных, так и в среднеглубинных условиях типичны изометричные или ограненные формы вакуолей с жидко-газовым содержимым. Агрегатные превращения при нагревании в таких включениях говорят о газообразном или критическом состоянии минералообразующих растворов. Нередки многофазовые включения, объем которых наполовину занят несколькими твердыми фазами (чаще всего кристалликами хлоридов). Температура гомогенизации достигает в них 600°С и сопоставима с таковой в жидко-газовых включениях. Многофазовые включения особенно характерны для месторождений, где золотая минерализация совмещена с "чужеродной" (медно-молибденовой или редкометальной). По данным газового анализа доминирует группа кислых газов, содержание которых убывает с понижением температуры.

Агрегаты кварца поздних стадий минерализации всех типов месторождений обычно гребенчатые, наполнены включениями, которые сосредоточены в приграневых и корневых частях шестоватых индивидов. Это относительно низкотемпературные (200-50°С) включения высокой плотности растворов (степень наполнения их 0,85-0,95). Встречаются и средне-высокотемпературные включения (до 360°С); их появление может быть следствием локального разогрева гидротерм в конце процесса минерализации, либо наследования включений, содержащихся в более раннем кварце.

Таким образом, типоморфные особенности газово-жидких включений в жильном кварце золоторудных месторождений могут служить дополнительными признаками распознавания ассоциаций минералов и выделения безрудных и золотоносных кварцевых агрегатов.

Ш. ТИПОМОРФИЗМ СУЛЬФИДОВ, СУЛЬФОСОЛЕЙ И ДРУГИХ МИНЕРАЛОВ МЕДНЫХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ракчеев А.Д. (МГУ)

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА И СВОЙСТВ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ОТ КИСЛОТНО-ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Особенности рудной минерализации во многом отражают влияние кислотно-основных свойств вмещающей среды. Эта зависимость выражается в одних случаях в появлении соответствующих минералов и парагенезисов, а в других - в смене состава и свойств одних и тех же минеральных фаз. Наиболее четко рассматриваемая зависимость проявлена во вкрапленных рудах.

В ультраосновных и основных магматических, в карбонатных, углисто-графитовых и некоторых фельдшпатоидных породах образуются узкозонные сульфиды, обладающие дефицитом катионной части и дырочной проводимостью, а также магнетит (титаномагнетит), тогда как широкозонные сульфиды здесь встречаются значительно реже и чаще с электронной проводимостью. В кварцсодержащих породах, наоборот, развиваются преимущественно широкозонные сульфиды (с дырочной или электронной проводимостью). Оптические, электрические и другие свойства узко- и широкозонных полупроводниковых минералов заметно различаются.

Зависимость состава и свойств рудных минералов от химизма вмещающей среды получает хорошее объяснение при сравнении как экспериментальных, так и расчетных кислотно-основных характеристик минералов и горных пород.

Хайретдинов И.А. (БашФАН)

ИНФОРМАТИВНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ НЕСТЕХИОМЕТРИИ (НА ПРИМЕРЕ ПИРИТА)

Результаты исследования пирита позволяют (в соответствии с положениями К.Л.Бертолле и выводами Н.С.Курнакова) отнести его к дальтонидам переменного состава, с сингулярной точкой в области стехиометрических коэффициентов.

Колебания химического состава пирита ограничены пределами $FeS_{1,78}$ (или $Fe_{1,11}S_2$, что то же) - $FeS_{2,2}$($Fe_{0,9}S_2$).

Выводы о колебаниях состава были проверены исследованиями способности пирита лишаться части серы, возгоняемой при нагревании, без фазовых переходов в минерале. Использованы результаты определений плотности, проводимости, термо-э.д.с., элементов-примесей в связи с типом нестехиометрии пирита, значений термодинамической свободной энергии, фазовой чистоты. Применялись методы рентгеноструктурного и дериватографического анализа, измерения твердости, частично - отражения.

I. Отношение содержаний основных компонентов в кристаллах пирита наследует отношение активностей их ионов в минералообразующей среде.

2. Сопоставление количественных соотношений основных элементов в составе пирита и отдельно - сумм вероятных анионных и катионных комплексов в минералообразующих средах позволяет выявить тенденции к захвату изоморфных примесей. При повышенных температурах захват компонента меньшей фугитивности, очевидно, больше распространен, нежели в условиях низких температур.

Тип нестехиометричности минерала сказывается на наборе элементов-примесей, которые растущий кристалл пирита захваты-

вает предпочтительнее. Так, примесь золота обычна в пиритах дырочной и смешанной проводимости (т.е. там, где серы больше нормативного количества) и отсутствует в пирите с электронным типом проводимости.

3. Нагрев кристаллов ведет к потере серы. Однако спектр примесей, характеризующих первоначальное отношение Fe/S , позволяет распознавать пириты метаморфизованного состава.

4. Анализ условий нахождения пирита различного типа нестехиометрии позволяет решать некоторые генетические вопросы; например, являются ли дисульфиды железа продуктом сульфидизации богатых железом пород (состав пирита меняется по направлению движения гидротерм от FeS_{2+x} к $Fe\ S_{2-x}$) или они возникали в результате привноса железа в обогащенную серой толщу пород.

5. Сопоставление термодинамической свободной энергии кристаллов пирита позволяет выражать различия их свойств в милливольтах. Возникает возможность определять вероятность сохранения или неизбежной перекристаллизации раннего пирита и намечать тенденции изменения состава элементов-примесей в новообразованиях того же минерала.

6. Нестехиометричность обусловливает окислительно-восстановительный потенциал на поверхности кристаллов и зерен минерала. Отсюда следует, что определения физико-химических свойств исследуемых образцов и некоторые расчетные данные могут служить основаниями для суждений о Eh-pH минералообразующих сред.

Бокий Г.Б., Бондарь А.М.,
Самсонова Е.А., Новгородова М.И.
/ИГЕМ/

ОБНАРУЖЕНИЕ СИГНАЛОВ ПРОТОННОГО МАГНИТНОГО РЕЗОНАНСА В НЕКОТОРЫХ СУЛЬФИДАХ

При исследовании образцов сульфидов /пирит, арсенопирит/ из золоторудных месторождений впервые получены спектры протонного магнитного резонанса /ПМР/.

Детальный анализ спектров ПМР, записанных при температурах +24 и - 196° С от золотосодержащего арсенопирита, позволяет сделать вывод, что зарегистрированные сигналы водорода не могут быть отнесены к H_2O газово-жидких включений. Предполагается, что они принадлежат водороду, находящемуся в кристаллических решетках сульфидов в группировке HS^-.

В гидротермальных растворах анионная группировка HS^- является устойчивой растворимой формой серы при pH > 7, откуда следует, что кристаллизация золотоносного арсенопирита происходила в щелочных условиях. Сохранение в кристаллической структуре твердой фазы указанной группировки объясняется кинетикой кристаллизации сульфидов из водных растворов и возможно полимерно-коллоидном способе осаждения. Очевидно, что в случае высокого окислительного потенциала системы минералообразования ядро гидротермального комплекса металла было бы полностью разрушено. Следовательно, можно предполагать наличие восстановительных условий кристаллизации.

Исследованный арсенопирит по данным микрозондовых анализов характеризуется незначительным избытком серы и электронным типом проводимости / -200 мкв/град./. Предполагается, что эти особенности обусловлены присутствием группировки HS^- в структуре арсенопирита.

Добровольская М.Г., Шадлун Т.Н. (ИГЕМ)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На основании геологических признаков и особенностей минерального состава руд выделено 9 рудных формаций свинцово-цинковых месторождений. Для них характерны различные количественные соотношения главных рудообразующих минералов (пирита, сфалерита, галенита и халькопирита) и их минеральных парагенезисов.

Большой объем аналитических данных (химические, спектральные, микроспектральные и рентгено-спектральные анализы) позволил установить особенности состава указанных сульфидов в рудах различных формаций.

Для пирита медно-свинцово-цинковых и свинцово-цинковых колчеданных формаций в вулканогенно-осадочных породах типоморфны повышенные содержания кобальта, никеля и меди. Характерной примесью пирита в свинцово-цинковых жильных месторождениях, залегающих в интрузивных и эффузивных породах являются молибден.

Сфалерит в колчеданных месторождениях богат медью, содержит небольшие количества изоморфного железа и германия.

Для сфалерита месторождений скарновой формации типоморфны повышенные содержания железа, марганца, кобальта, индия, олова. В сфалерите жильных месторождений, залегающих в эффузивных и интрузивных породах, увеличиваются содержания галлия, германия, олова и ртути. В стратиформных месторождениях в карбонатных породах для сфалерита типоморфны германий и ртуть,

типичны низкие содержания или отсутствие железа и марганца.

Халькопирит в колчеданных и скарновых месторождениях богат примесями серебра, селена, теллура и индия; в жильных месторождениях в эффузивных породах в нем отмечаются меньшие количества серебра, но увеличиваются содержания молибдена, марганца, галлия.

Для галенита скарновой и колчеданной формаций характерны относительно высокие содержания серебра, висмута, сурьмы, селена, теллура. Резко повышенные содержания теллура отмечаются в галените из жильных месторождений в эффузивных породах, но содержания висмута и серебра не велики. Еще более низкие содержания серебра, а также сурьмы, характерны для галенита стратиформных месторождений в карбонатных породах; в нем постоянно присутствует таллий.

Установленные типоморфные особенности состава элементов-примесей главных рудных минералов и их количественные соотношения зависят от ряда факторов как региональных, так и локальных, к последним относятся влияние среды рудоотложения и физико-химические параметры гидротермального процесса.

Бортников Н.С., Некрасов И.Я.,
Мозгова Н.Н. (ИГЕМ)/ИЭМ/

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ СВИНЦОВО-СУРЬМЯНЫХ СУЛЬФОСОЛЕЙ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

I. Экспериментальное исследование систем $PbS-Sb_2S_3$ и $Fe_{1-x}S-PbS-Sb_2S_3$ позволило определить влияние температуры, кислотности-щелочности и режима серы на ассоциации свин-

цово-сурьмяных сульфосолей. В различных типах месторождений они представлены неодинаковым числом минеральных видов и их морфологических разностей, характеризующихся разным соотношением PbS и Sb_2S_3. Порядок отложения их также меняется в зависимости от генетического типа месторождений (Некрасов, Бортников, 1975; Мозгова, Бородаев, 1972).

2. Наиболее ярко выраженная зависимость равновесия от температуры, при прочих равных условиях, позволяет оценить верхние пределы температурной устойчивости некоторых минеральных ассоциаций в рудах. Тесные срастания минералов плагионитовой группы, при отсутствии в рудах лонэита, дедсонита и робинсонита (месторождения Азатек, Дарасун, Кара-Камар, Гурдара) указывают, что температура минералообразования не превышала 300-320°С. Более высокотемпературными (320-400°С) являются ассоциации минералов плагионитовой группы с игольчатым лонэитом, робинсонитом, дедсонитом (месторождение Мэдок, Канада). Такие парагенезисы, как робинсонит + буланжерит и робинсонит + дедсонит могут указывать на высокотемпературные условия минералообразования (400-425°С).

3. Некоторые равновесия являются индикаторами фугитивности серы (f_{S_2}). Реакция разложения буланжерита на галенит и сурьму и джемсонита на пирротин, галенит и сурьму (месторождение Южное) отражает наименьшие значения активности серы в растворах, необходимые для отложения сульфоантимонитов свинца. По составу пирротина, сосуществующего с джемсонитом, галенитом и сурьмой, можно определить температуру и f_{S_2}. Отложение высокосурьмянистых сульфосолей начинается при более высоких f_{S_2}, чем низкосурьмянистых.

4. Некоторые минералы и ассоциации устойчивы только при определенных значениях pH и температуры и могут являться их индикаторами. Парагенезис галенит + семсейит служит показателем кислых сред (pH $\leq$ I) и низкотемпературных условий минералообразования ($<$ 300°C). Согласно нашим экспериментам, лонгит, гетероморфит, дедсонит отлагаются только в близнейтральных условиях (pH $\sim$ 5), а в щелочных (pH $>$ 9) низкотемпературных (300°C) растворах кристаллизуются цинкенит и фелеппит.

5. Смена высокосвинцовистых сульфосолей низкосвинцовистыми (свинцово-цинковые, золоторудные месторождения) свидетельствует о возрастании активности Sb в растворах, по-видимому, в результате повышения их щелочности. Метасоматическое замещение низкосвинцовистых высокосвинцовистыми видами, происходящее с выносом Sb (свинцово-сурьмяные месторождения) может быть связано с увеличением кислотности растворов. Уменьшение активности серы способствует разложению высокосурьмянистых минералов.

Цепин А.И., Мозгова Н.Н. (ИГЕМ)

О ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ БЛЕКЛЫХ РУД

I) Блеклые руды - одни из наиболее распространенных сульфосолей, встречаются во многих типах месторождений. Как минералы сложного состава с большой изоморфной емкостью они могут реагировать на вариации генетических условий. На некоторые типоморфные особенности химизма этих минералов уже указывалось в литературе, но в основном это касалось изменчивости отношения As : Sb

2) Авторами проведено микрозондовое и минераграфическое исследование блеклых руд из разных типов месторождений: медно-колчеданных, полиметаллических, золоторудных, ртутных, ртутно-сурьмяных, оловорудных, молибденовых, кобальтовых, свинцово-

цинково-серебряных и других. Установлено, что изменчивость состава блеклых руд при разных условиях образования проявляется: а) в вариации количественных соотношений As и Sb ; б) в качественном составе металлов ; в) в количественных соотношениях металлов ; г) в разных сочетаниях металлов и полуметаллов ; д) в изменчивости отношений Me:S, (As,Sb):S и $Me^{+}:Me^{++}$

3) *Выявленные особенности состава блеклых руд в разных сочетаниях друг с другом, а также при разной степени и характере гомогенности этих минералов, могут служить типоморфными признаками блеклых руд определенных типов месторождений.*

Балицкий В.С., Озерова Н.А., Комова В.В.,
Цепин А.И. (ВНИИСИМС, ИГЕМ АН СССР)

О ВЛИЯНИИ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ НА ВХОЖДЕНИЕ СЕЛЕНА В АНТИМОНИТ

Содержание и характер распределения селена в антимоните из различных провинций, месторождений и рудных тел характеризуются крайней степенью непостоянства . Это обусловлено как региональным фактором - общей селеноносностью рудных провинций (Федорчук, 1964), так и спецификой физико-химических условий процесса минералообразования в каждом конкретном случае. Минимальной селеноносностью (содержание селена n $.10^{-4}\%$) обладает антимонит из монометальных ртутных месторождений. Более высокие содержания селена (порядка n $.10^{-3}$ - n $.10^{-2}\%$ и максимально до 1%) отмечаются в антимоните ряда собственно сурьмяных месторождений. Известен также ряд сурьмяных месторождений, в которых антимонит имеет очень низкие концентрации селена (Югославия) или последний вообще не обнаруживается

(Япония, Мексика). Весьма неравномерным распределением селена характеризуются нередко и отдельные кристаллы антимонита.

Для выяснения условий вхождения селена в антимонит нами впервые была осуществлена кристаллизация селенсодержащего антимонита путем перекристаллизации монominерального антимонита в сульфидно-щелочных (0,8 и 0,12 М Na_2S) и солянокислых (6 и 4 М HCl) растворах, резко отличающихся значениями pH, концентрациями серы и вводимого селена, при температурах 150-200°С и давлении 60 атм.

В результате установлено, что относительно более высокие и равномерные содержания селена отмечаются в антимоните, кристаллизовавшемся в сульфидно-щелочных растворах. Изменение температуры кристаллизации от 150 до 200°С на характере распределения селена в антимоните не отразилось. Наибольшее влияние на вхождение селена оказывает отношение в растворе $\sum Se : \sum S$. В случае высоких (граммы на литр) концентраций селена в исходных растворах, независимо от их состава, основная часть его захватывается в начальные стадии роста кристаллов с образованием высокоселенистых (до десятков %) зон антимонита. Кристаллы или их зоны, формирующиеся из растворов, обедненных селеном (концентрация порядка 10^{-4}-10^{-5} г/л), характеризуются содержаниями селена, близкими к значениям в некоторых природных антимонитах (0,01-0,1%). Учитывая, что равновесная концентрация серы по отношению к растворимости антимонита в таких растворах при выбранных термобарических параметрах составляет порядка 1,2-1,5 м/л, можно полагать, что и при образовании природных селенсодержащих антимонитов мольные отношения $\sum Se : \sum S$ в растворе были весьма низкими и составляли порядка $n \cdot 10^{-5}$-$n \cdot 10^{-6}$. Тем не менее, даже при таких и более низких отношениях

$\sum Se : \sum S$ селен изоморфно входит в антимонит в заметных количествах.

Таким образом, неравномерность распределения селена в антимонитах из различных месторождений, а также в отдельных его кристаллах, может быть объяснена, главным образом, изменением отношения $\sum Se : \sum S$ в гидротермальных растворах. При известных температурах и составе растворов по содержанию селена в антимоните представляется возможным судить о концентрации селена в растворе.

Генкин А.Д., Басалаева И.В.
(ИГЕМ)

ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КАДМИЯ И ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СОСУЩЕСТВУЮЩИХ СФАЛЕРИТЕ И ГАЛЕНИТЕ

В СССР и за рубежом накоплены обширные материалы по характеристике элементов-примесей в рудообразующих сфалеритах и галенитах. В большинстве работ такие характеристики приводятся для каждого минерала в отдельности.

В последнее время экспериментально исследуются закономерности распределения микроэлементов в совместно кристаллизующихся равновесных рудных минералах (Bethke , Barton , 1971; Безмен, Некрасов, Сипавина, 1978; Безмен, Тихомирова, 1975). Установлено, что основным фактором, определяющим величину коэффициента распределения элементов в парах таких минералов является температура их образования. Авторами получены данные по распределению элементов-примесей в сосуществующих (находившихся в срастании) природных сфалерите и галените, что может служить типоморфным признаком, характеризующим условия образования этих минералов. Для исследования использовались мономинеральные фракции

сфалеритов и галенитов из 14 различных свинцово-цинковых месторождений. Анализы осуществлялись методом атомной абсорбции на приборе "Перкин-Эльмер". В сфалеритах определялись Cd , Mn , Fe, Pb , в галенитах - Cd , Mn , Zn.

Наиболее интересные данные были получены по распределению кадмия в сфалеритах и галенитах. По величине коэффициента распределения (K_{Dcd} СФ/Га) анализированные пары минералов располагаются в ряд с максимальным коэффициентом распределения (K_{Dcd} = 194,0) у сфалерита и галенита из свинцово-цинковых руд месторождения Верхняя Силезия (Польша) и минимальными - у тех же минералов из месторождений Трепча (Югославия) - K_{Dcd} = 97,0 и Северный Янгикан (Таджикская ССР) - K_{Dcd} = 90,2.

М.Бетке и П.Бартон (Bethke , Barton , 1971) впервые установили температурную зависимость величины коэффициентов распределения Cd , Mn и Se в сфалерите и галените, полученных методом сухого синтеза в интервале температур 600-800°. Наши данные по коэффициентам распределения могут быть интерпретированы путем экстраполяции, выявленной М.Бетке и Т.Бартоном, закономерности в область более низких температур.

Самойлович.Л.А. (ВНИИСИМС)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДА КАДМИЯ, ЗАВИСЯЩИЕ ОТ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

В природе сульфид кадмия встречается в виде двух полиморфных модификаций - гексагональной (гринокита) и кубической (хоулита); чаще всего он связан с зонами окисления полиметаллических сульфидных месторождений. Хоулит имеет исключительно гипергенное

происхождение, а гринокит кристаллизуется из низкотемпературных гидротермальных растворов.

Наши опыты по кристаллизации сульфида кадмия в растворах различного состава и щелочности при температурах 180–300°С и давлениях 100–500 кг/см^2 показали, что при этих параметрах, при наличии температурного перепада порядка 10° и более, происходит растворение и перенос CdS . При этом интенсивность переотложения из высокотемпературной зоны автоклава в низкотемпературную увеличивается с ростом концентрации раствора, температурного перепада и температуры в ряду эквимолярных растворов $NaOH$–KOH–Na_2S–NH_4Cl–$LiCl$–H_3PO_4–HI–HBr–HCl.

В изотермических условиях перенос CdS отсутствует. Процесс переотложения сульфида кадмия сопровождается выделением сероводорода. В кислых и нейтральных средах, кроме H_2S побочных фаз не возникает. В щелочных средах перекристаллизация до 280° отсутствует вообще, а при 280–300°С она очень незначительна. Данные о возможности кристаллизации сульфида кадмия из кислых сред при сравнительно низких температурах находятся в согласии с наблюдаемыми в природе проявлениями гринокита и хоулинита в зонах окисления полиметаллических сульфидных месторождений. Отсутствие сульфида кадмия в щелочных гидротермальных средах вызвано малой растворимостью CdS в этих средах при низких температурах. Наблюдаемая в опытах очень интенсивная спонтанная кристаллизация CdS в кислых растворах при сравнительно небольших температурных перепадах ($\sim$ 5–10°С) связана с очень узкой шириной метастабильной зоны пересыщения, что приводит к быстрому сбросу пересыщения и образованию мелкокристаллических осадков. По-видимому, с этим связана редкая встречаемость сульфида кадмия в природе в виде монокристаллов и очень характерные его проявления в виде

мелкокристаллических присыпок и примазок на других сульфидных минералах.

Во всех исследованных растворах образовывался гексагональный CdS , за исключением растворов HCl с концентрацией I моль/л и более, при обязательном добавлении в раствор окислителей в виде серы и перекиси водорода. В этом случае в интервале 210-250°, наряду с гексагональным CdS , наблюдалась и кубическая модификация - хоулинит.

Характерной особенностью опытов, при которых фиксировался хоулинит, являлось наличие элементарной серы. При этом с ростом температуры выпадала сначала сера, затем хоулинит и гринокит.

Полученные в различных средах кристаллы гринокита отличались разнообразием габитусных форм, морфологией растущих поверхностей, а также цветом. Так из растворов галогеноводородных кислот росли кристаллы гринокита преимущественно таблитчатого габитуса, с хорошо развитыми гранями моноэдров (0001) и (000$\bar{1}$) и менее развитыми гранями гексагональной пирамиды (10$\bar{1}$1). При увеличении окислительно-восстановительного потенциала в минералообразующей системе на кристаллах гринокита появлялись еще грани нижней пирамиды (10$\bar{1}\bar{2}$). Цвет кристаллов, выросших из галогеноводородных кислот, был от оранжевого до черного. В ортофосфорной кислоте габитус полученных кристаллов призматический, цвет оранжевый, а в щелочных - короткопризматический, цвет желтый.

При совместном переотложении сульфидов цинка и кадмия был получен пршибрамит $(Zn, Cd)S$.

Кузнецова Т.П. (ЦНИГРИ)

НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТА И ПИРРОТИНА ХОЛОДНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Холоднинское месторождение приурочено к осадочно-терригенным

толщам верхнепротерозойского возраста, метаморфизованным в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Руды месторождения имеют гидротермально-осадочное происхождение и метаморфизованы вместе с вмещающими породами. На прогрессивном этапе метаморфизма происходила перекристаллизация и частичное перераспределение первичных сульфидов. На регрессивном этапе перекристаллизованные сульфиды были частично растворены и переотложены гидротермально-метаморфогенными растворами с образованием секущих тел прожилково-вкрапленных руд.

С целью изучения типоморфных особенностей различных генераций пирита, выделенных в рудах Холоднинского месторождения и отвечающих различным этапам и стадиям их преобразований, были измерены их микротвердость (на приборе ПТМ-3) и термоэлектродвижущая сила (на приборе ТЭДС-I), а также определен состав элементов-примесей (с помощью лазерного микроанализатора ЛМА-I).

Установлено, что выделения пирита гидротермально-осадочного происхождения обладают реликтовыми колломорфными радиально-лучистыми, концентрически-зональными, фрамбоидальными структурами. Для них характерны низкая микротвердость ($H_{ср}$ = 922,9 кг/см^2), положительные значения термо-ЭДС, а также низкие значения коэффициента вариации содержаний примесей Co и Ni, с преобладанием Ni над Co.

Для агрегатов пирита, претерпевших метаморфические преобразования, характерна гранобластовая структура, более высокая микротвердость ($H_{ср}$ = 1380,9 кг/мм^2), увеличение коэффициента вариаций содержаний Co и Ni по мере нарастания метаморфических преобразований. Знак термо-ЭДС не менялся.

Пирит, выделившийся из гидротермально-метаморфогенных растворов, образует идиоморфные незональные зерна. Они обладают, как правило, проводимостью n - типа (отрицательная термо-ЭДС),

характеризуются довольно высокими значениями микротвердости ($H_{ср}$ = 1266 кг/мм^2) и чрезвычайно высокими коэффициентами вариаций содержаний Co и Ni , а также преобладанием Co над Ni .

Пирротин является одним из главных минералов прожилково-вкрапленных руд Холоднинского месторождения, образованных на регрессивном этапе метаморфизма. Установлено зональное распределение модификаций пирротина в зависимости от положения прожилков по отношению к пластовым рудным телам: вблизи них развит преимущественно моноклинный пирротин, на удалении - гексагональный. Поскольку более сернистый моноклинный пирротин образуется при высоком потенциале серы, а гексагональный - при более низком, упомянутая зональность свидетельствует о том, что на потенциал серы в рудообразующих растворах влияла близость мощных пластовых рудных тел.

Оценка температуры образования пирротина, проведенная методом сравнения характеристик стабильности намагниченности, показала, что кристаллизация происходила в условиях довольно широкого температурного интервала. Наибольшую температуру кристаллизации (≫ точки Кюри) имеют пирротины с термоостаточной высокостабильной намагниченностью. Пирротин с низкой стабильностью намагниченности кристаллизовался при более низких температурах.

Изучение характеристик стабильности намагниченности пирротина из прожилков вблизи тектонических зон выявило также сложный, неоднородный характер его намагниченности, что указывает на сложность процесса образования этого пирротина (изменяющиеся температуры, неоднократное воздействие растворов).

Полученные данные свидетельствуют о том, что гидротермально-метаморфогенный процесс был сложным, многоактным и протекал на фоне снижающихся температур.

Чекваидзе В.Б. (ЦНИГРИ)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕРИЦИТОВ И ХЛОРИТОВ ИЗ ОКОЛОРУДНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

I. Основная масса промышленных полиметаллических месторождений Рудного Алтая характеризуется развитием комплекса средне-низкотемпературных гидротермально измененных образований, в составе которых устанавливаются: а) метасоматиты предрудного кислотного выщелачивания; б) метасоматиты стадии осаждения; в) синрудные метасоматиты. Ведущими породообразующими минералами всех трех групп метасоматических новообразований являются серициты и хлориты, обнаруживающие закономерные вариации своего химического состава.

2. Серициты представлены: а) в зонах выщелачивания - фенгитами в разной степени гидратированными вплоть до гидрослюд; б) в зонах осаждения - фенгитами и кремнеземистыми мусковитами; в) в составе синрудных образований - мусковитами, сформированными при перекристаллизации фенгита. Последняя разновидность светлых слюд распространена в надрудных ореолах изменения пород.

3. Хлориты представлены: а) в зонах выщелачивания - железисто-магнезиальным пеннином, переходящим в магнезиальную разность с приближением к центру зон циркуляции рудоносных растворов; б) в зонах осаждения - существенно магнезиальными разновидностями ряда пеннин - клинохлор - прохлорит (с широкими вариациями соотношений кремния и алюминия в тетраэдрических слоях); в) в составе синрудных образований - большей частью магнезиальным прохлоритом.

4. Закономерности пространственного размещения хлоритов и серицитов различного состава характеризуют особенности минерализующих растворов на разных уровнях рудоносных структур и могут быть использованы при прогнозировании скрытого оруденения.

IУ. ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ ОЛОВА, ВОЛЬФРАМА, УРАНА

Амичба Т.М., Воронцова Л.А., Добровольская Н.В
Рябева Е.Г., Потапова Т.М., Панова М.А.,
Горбатов Г.А. /ИМиС/

ТИПОМОРФНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Оловорудные месторождения Якутии относятся к касситерит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной формациям. В месторождениях первой формации касситерит ассоциируется с топазом, вольфрамитом, шеелитом, мусковитом, висмутином, арсенопиритом. В месторождениях касситерито-силикатно-сульфидной формации отмечаются две разновременных ассоциации касситерита; в состав ранней - входят кварц, арсенопирит, крупнокристаллический пирит, хлорит, либо турмалин; поздней - пирротин, сфалерит, халькопирит, станнин.

Проведенные исследования позволили выявить ряд типоморфных признаков состава, физических свойств и кристалломорфологии касситерита и сопутствующих ему минералов.

I) Установлена группа индикаторных элементов-примесей (Ta, Nb, Sc, Ga, Zr, Hf) и минералов-включений (магнетит, вольфрамо-иксиолит), типоморфных для касситерита месторождений грейзенового типа касситерито-кварцевой рудной формации (Полярное, Кестер). Касситериту из месторождений касситерито-силикатно-сульфидной формации свойственны повышенные содержания In, Tl, V, Sb, Zn (Депутатское, Чокурдахское, Эге-Хайское, Улахан-Эгелях). Касситерит из разнотипных месторождений различается и по ряду физических свойств (микротвердости, магнитной вос-

примечивости).

2) Для касситерит-кварцевых руд характерен вольфрамит с содержанием окиси марганца - I2-I5% и железа 9-I0, для касситерит-сульфидных - ферберит с содержанием окиси марганца - 4-6, а железа - I5-20%.

Вольфрамит касситерит-кварцевых месторождений содержит повышенные количества скандия, тантала и ниобия в виде изоморфных примесей и минералов-включений, в то время как вольфрамит касситерит-силикатно-сульфидных месторождений отличается повышенной концентрацией Zn ,Tl ,Pb .

3) Турмалины месторождений касситерито-силикатно-сульфидной формации характеризуются пониженными содержаниями Nb ,Zr ,Sc , Mn, редкоземельных элементов и повышенными - Sn (в прямой зависимости от содержания железа) и самыми низкими значениями коэффициента окисления железа (0,I8) (Депутатское, Чекурдахское, Чурпуньинское).

4) Топазы Полярного месторождения (грейзеновый тип) отличаются повышенными содержаниями Ga ,Sc ,Sn ,Nb , и Zn, кристаллы изометричные в отличие от длинно-призматических топазов месторождения Тенкели (кварцевый тип) и Депутатского.

5) Типоморфные особенности касситерита и сопутствующих ему минералов могут служить дополнительными признаками при определении формационной принадлежности оловянных месторождений.

Флеров Б.Л., Бичус Б.Я., Яковлев Я.В.
(ИГ ЯФ СО АН СССР)

ТИПОМОРФИЗМ КАССИТЕРИТА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЯКУТИИ

I. Формы кристаллов касситерита и состав примесей в этом минерале зависят от ряда факторов: принадлежности месторождений

к той или иной оловорудной формации, их связи с разными интрузивными фазами и комплексами, парагенезиса касситерита и физико-химических параметров процесса минералообразования.

2. Для касситерита из месторождений кварцевого типа касситерит-кварцевой, турмалин-кварцевого типа касситерит-силикатной и сульфидно-турмалинового типа касситерит-сульфидной формаций характерны изометричные кристаллы с равным развитием граней s (III) и m (II0) и многочисленными двойниками. В оловоносных грейзенах распространены дипирамидальные кристаллы касситерита, в то время как в сульфидно-хлоритовом, галенит-сфалеритовом и сульфидно-кварцевом (с ортоклазом) типе месторождений преобладают кристаллы длиннопризматического габитуса (до игольчатого) в ассоциации с сульфидами. На скарновом Чибагалахском месторождении в ассоциации с кальцитом и актинолитом участвует касситерит, кристаллы которого имеют копьевидную форму с дитетрагональной пирамидой z (32I); в скарнах же месторождения Каньон в ассоциации с турмалином наблюдались короткопризматические кристаллы касситерита.

3. Общей чертой месторождений касситерит-кварцевой формации является обогащение их цирконием (до 800 г/т), танталом и ниобием (соответственно: больше I00 и 600 г/т). Особенно обогащен ими касситерит из месторождений кварцевого (Полярное) альбититового (Рябиновое) и грейзенового (Кестерское) типов. Касситерит из касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных месторождений, напротив, обеднен этими металлами (соответственно: меньше 100, 0-28 и 0-80 г/т). Сравнительная бедность касситерит-кварцевых месторождений индием (I0 г/т) относится только к раннемеловым месторождениям кварцевого и сульфидно-кварцевого типов, тогда как позднемеловые оловоносные грейзены (Одинокое, Кестер) содержат примерно столько же индия (7I и 59 г/т),

сколько касситерит-силикатные и касситерит-сульфидные руды (22-106 г/т). Скандием обогащены касситериты только отдельных месторождений касситерит-кварцевой формации: Полярное, Кастерское и менее Одинокое (947-153 г/т). Содержание марганца и вольфрама в касситеритах не постоянно и зависит от ряда особенностей месторождений. Содержание железа в минерале по месторождениям колеблется от 0,33 до 1,55%.

4. Цвет и интенсивность окраски минерала зависит от содержания в нем примесей. В касситерит-кварцевых месторождениях меньше всего примесей обнаруживается в светлых, особенно розовых касситеритах; в бурых - содержание титана, железа, вольфрама достигает максимума; в черных - увеличивается примесь тантала и ниобия. На касситерит-сульфидных месторождениях бурая окраска обусловлена повышенным содержанием железа, черная - вольфрама.

5. Отношения примеси Nb:In ,Sc:In и Nb:Ta в касситерите имеют важное значение для определения степени эродированности рудных тел и определения рода фациальной зональности в них, но не могут служить абсолютным критерием глубины образования месторождений.

6. Микротвердость касситерита возрастает от касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формации и от менее чистых к более чистым касситеритам, при значительном разбросе цифр характеризующих твердость касситерита из руд каждой формации. Результаты определения удельного веса, кристаллохимических и оптических свойств и инфракрасных спектров поглощения разных касситеритов явных отличий не показали.

7. Помимо обычных включений в касситерите кварца, турмалина, топаза, пирита, арсенопирита и халькопирита, диагностируемых оптическими методами, при помощи микродифракции и микроанализато-

ра марки " Jeol ", в нем были обнаружены минералы из группы колумбит-танталита, браунит, рутил, анатаз, ильменорутил, ильменит и вольфрамит. Часть вольфрама, титана, железа, тантала, ниобия и других элементов-примесей в касситерит входит изоморфно.

Максимюк И.Е., Розова Е.В.,
Сандомирская С.М. (ЦНИГРИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ТЕРМОЭДС КАССИТЕРИТА (ИЗ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ) ОТ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Исследовались образцы касситерита из руд кварц-касситеритовых, силикатно-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых месторождений, а также из пегматитов, грейзенов и редкометальных гранитов.

Термоэдс измерялась на установке ТЭДС-I с медными электродами при разности температур 60° в мономинеральных пробах и аншлифах под микроскопом с помощью игольчатых электродов. Все изученные разновидности минерала обладают электронным типом проводимости; величина коэффициента термоэдс α варьирует в пределах от -30 до -470 мкв/град.

Разновидности касситерита из руд различного генезиса обладают специфическими термоэлектрическими свойствами: в образцах из пегматитов и редкометальных гранитов они характеризуются низкими величинами α (от -30 до -150 мкв/град) и относительно постоянной термоэлектрической характеристикой - кривые распределения α одномодальны. Для касситерита из руд кварц-касситеритовых и силикатно-касситеритовых месторождений характерна боль-

мая неоднородность величины α как в пределах образца, так и единичных зерен, - от - 40 до - 350 мкв/град. Касситерит из руд сульфидно-касситеритовых месторождений имеет наибольшие величины α и многомодальный характер кривых распределения α.

Для исследования причины изменчивости термоэдс касситерита было отобрано три образца руд с резко различными термоэлектрическими свойствами, из них изготовлены монтированные полированные шлифы, в которых была измерена термоэдс, проведен анализ на рентгеновском микроанализаторе Камебакс: определено содержание FeO, MnO, TiO_2, Nb_2O_5 и Ta_2O_5, WO_3. По результатам 28 анализов установлены следующие пределы колебаний концентрации этих компонентов: FeO от 0 до 0,78%, MnO от 0 до 0,68%, TiO_2 от 0 до 0,29%, Nb_2O_5 от 0 до 0,89%, Ta_2O_5 от 0 до 3,59%, WO_3 от 0 до 0,48%.

Установлена обратно-пропорциональная зависимость величины α касситерита от содержания в нем Nb, Ta и W, играющих роль донорных электроактивных примесей и определяющих электронный тип проводимости касситерита. Этим обусловлена низкая величина коэффициента термоэдс касситерита из пегматитов, обогащенного примесями ниобия и тантала.

Выявленная зависимость позволяет по величине термоэдс касситерита оценивать концентрацию электроактивных примесей, в основном Ta и Nb, как наиболее часто встречающихся, а по характеру изменчивости величины α судить о распределении этих элементов в пределах кристаллов минерала, что может дать дополнительную информацию об условиях их роста.

Маршукова Н.К., Павловский А.Б.,
Сидоренко Г.А., Чистякова Н.И. /ВИМС/

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТАННИНОВ И ПРОДУКТОВ ИХ ИЗМЕНЕНИЯ В ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

I. В простых касситерит-вольфрамит-кварцевых жилах вольфрам-оловянных месторождений, сформированных в одну или две стадии минерализации, станнин представлен одной разновидностью, в то время как в сложных по составу касситерит-силикатно-сульфидных жилах собственно оловянных месторождений, являющихся продуктами многостадийного процесса, устанавливается три разновидности станнина.

2. Выделенные разновидности станнинов характеризуются определенными физическими и химическими свойствами, неодинаковыми размерами элементарной ячейки, проявлениями широкого изоморфизма элементов.

3. Локальный рентгеноспектральный анализ станнинов из разнотипных месторождений показывает их четкое различие по величине отношения содержаний меди к олову (величина "К").

Станнин из вольфрам-оловянных месторождений и первая разновидность этого минерала из собственно оловянных месторождений, образованные при недостатке серы в растворах, отличаются значениями $K > I$. У станнинов второй и третьей разновидностей из собственно оловянных месторождений, возникших в процессе растворения касситерита или за счет станнина ранних минеральных ассоциаций, соответственно $K < I$ и $K \geq I$. Устанавливается также химическая неустойчивость катионов железа и цинка в составе станнинов, которая проявляется в широком их изоморфизме, варьирующем при малейших изменениях физико-химических условий рудоотложения.

4. Различия химической активности катионов меди, цинка и железа определяли состав и количественные соотношения вторичных оловянных минералов, образующихся при изменении станнинов в зоне гипергенеза.

При изменении станнинов вольфрам-оловянных месторождений образуются гидратные минералы олова - гидростаннат и варламовит преимущественно железистого состава; при изменении станнинов собственно оловянных месторождений возникают гидратные минеральные формы олова с переменным содержанием меди, цинка и железа.

5. Установленные типоморфные особенности станнинов и продуктов их изменения могут быть использованы при определении формационной принадлежности оловорудных месторождений, а также для интерпретации данных по вторичным геохимическим ореолам при поисках оловянного оруденения.

Назарова А.С., Рябева Е.Г., Оркина К.В.,
Зенкина Н.И. /ВИМС/

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТАННИНА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНОЙ И КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИЙ

I. На примере ряда оловорудных месторождений Дальнего Востока выявлены основные минеральные ассоциации и структурные особенности агрегатов станнина в их рудах. Более высокотемпературная разновидность станнина, ассоциируется с леллингитом, арсенопиритом и кварцем. Она образует прожилки и сложную вкрапленность в кварц-топаз-мусковитовых грейзенах, развитых на северо-восточном фланге Смирновского месторождения. Здесь часто встречаются хорошо образованные кристаллы станнина, похожие на кристаллы халькопирита, а также выделения этого минерала

неправильной формы в промежутках между зернами ранних минералов.

2. Наиболее распространены низкотемпературные выделения станнина. Более ранние из них ассоциируются с арсенопиритом, пирротином и халькопиритом, образуют каемки вокруг их скоплений, а также около обособлений раннего касситерита. Другая разновидность станнина образуется позднее сульфидов свинца и цинка (например, в рудах месторождений Левицкого, Силинского и др.).

3. При помощи микрорентгеноспектрального метода выявлены вариации химического состава станнина. Установлено, что станнин из относительно высокотемпературных минеральных ассоциаций характеризуется более высоким содержанием железа, чем из низкотемпературных.

4. Замечены определенные различия физических и оптических свойств разновидностей станнина. Индивиды станнина, участвующего в низкотемпературной минеральной ассоциации, обладают сильной анизотропией и полисинтетически сдвойникованы (образцы из месторождения Магистральное). В высокотемпературных выделениях станнина анизотропность не обнаруживается.

Бурова Т.А., Маршукова Н.К., Никулин В.Н.,
А.Б.Павловский /ВИМС/

ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АРСЕНОПИРИТА КАК ПОКАЗАТЕЛИ ГЛУБИНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ В СРЕДНЕЙ АЗИИ)

I. При оценке оловорудных объектов на ранних стадиях геологоразведочных работ первостепенное значение имеют определения уровня эрозионного среза и глубины распространения оловянного

оруденения. Для этих целей, наряду с минералого-геохимическими и геолого-структурными критериями оценки оруденения, с успехом используются термоэлектрические типоморфные свойства рудных минералов, обладающих различными типами проводимости. Для большинства оловорудных месторождений таким минералом является арсенопирит, тесно ассоциирующийся с касситеритом. Установлены закономерные различия термоэлектрических свойств арсенопирита, находящегося в разных зонах рудных полей. Эта закономерность должна учитываться при прогнозных оценках месторождений.

2. Арсенопирит продуктивных минеральных ассоциаций обладает электронным, электронно-дырочным и дырочным типами проводимости. Причем от верхних частей месторождений и отдельных рудных тел к нижним арсенопирит электронного типа проводимости сменяется арсенопиритом, имеющим электронно-дырочный и дырочный типы проводимости. Это представляется следствием повышения с глубиной температуры минералообразования и понижения парциального давления серы в рудоносном растворе. Таким образом, количество арсенопирита дырочного типа проводимости в продуктивных минеральных ассоциациях может служить показателем относительных глубин вскрытия рудных тел (примеры месторождений Трудовое и Учкошкон в Киргизии, Кумарх, Такфон и Мушистон в Центральном Таджикистане). Смена электронного типа проводимости арсенопирита на дырочный в отдельных месторождениях происходит на различных вертикальных интервалах.

3. Как установлено рядом исследователей, арсенопирит электронно-дырочного типа проводимости приурочен к участкам наиболее интенсивного промышленного оруденения. Отсюда следует, что признаки его развития позволяют намечать участки повышенных содержаний олова (месторождение Трудовое в Киргизии, Кумарх и

Такфон в Центральном Таджикистане).

4. Увеличение количества арсенопирита дырочного типа проводимости в рудах на одном гипсометрическом уровне в различных рудных телах позволяет судить о склонении оловянного оруденения и прогнозировать участки возможного нахождения скрытого оруденения (месторождение Трудовое в Киргизии и Кумарх в Центральном Таджикистане).

Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Бортников Н.С.,
Индолев Л.Н. (МГУ, ИГЕМ АН СССР /

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФОСОЛЕЙ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ЦИЛИНДРИТОВ И ФРАНКЕИТОВ

I. Минеральный состав оловорудных месторождений, относимых к разным формациям, в основном одинаков и различается лишь количественными соотношениями минералов (Тананаева, 1976). В связи с этим представляет интерес исследование деталей минерального состава данных месторождений, что может дать дополнительные сведения о генетических условиях образования руд и тем самым способствовать выработке более точной классификации самих месторождений. Особенно информативными в данном отношении оказываются минералы сложного состава, в частности изоэлементные группы сульфосолей.

2. Во многих оловорудных месторождениях встречаются сложные сульфосоли, состав которых характеризуется наличием четырех основных элементов - Pb, Sn, Sb, S и двух подчиненных - Fe, Ag. Современные исследования (Makovicky, 1974; 1976;

Мозгова и др., 1975, 1976 и др.) показали, что в данной системе вместо двух признававшихся ранее минеральных видов - цилиндрита ($Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$) и франкеита ($Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$) - существует значительно большее число природных соединений, варьирующих по количественному соотношению тех же элементов. Было предложено (Мозгова и др., 1977) все их объединить в семейство цилиндритов-франкеитов, в котором по структурному признаку различать две группы соединений - группу цилиндритов и группу франкеитов. И те и другие по химическому составу (отношению $\frac{(Pb,Ag_2)S+SnS_2}{Sb_2S_3}$) делятся на ряды собственно цилиндритов и франкеитов и малосурьмянистых цилиндритов и франкеитов. По отношению Pb/Sn среди них выделяются свинцовистые и оловянистые разности.

3. Микрорентгеноспектральным, рентгеновским и минераграфическим методами изучены цилиндриты и франкеиты из оловорудных месторождений всех основных типов, где они были известны, - Поопо, Уануни, Оруро (Боливия), Смирновского, Покаинского (Вост.Забайкалье), Перевального, Депутатского, Укачиткан (Якутия), Магистрального (Юкн.Приморье).

4. Установлено, что в рудах боливийских месторождений минералы этого семейства представлены собственно цилиндритами и франкеитами, а для советских месторождений характерны малосурьянистые франкеиты. Помимо этого выявилось, что в боливийских минералах соотношение реальной (выявленной анализом) и рассчитанной (исходя из четырехвалентности всего олова) серы меньше, чем в советских. Последнее, вероятно, отражает различия в отношении Sn^{2+}/Sn^{4+} и позволяет предполагать более восстановительные условия или меньшую активность серы при отложении боливийских оловянных руд.

5. Анализ парагенезисов в рудах изученных месторождений показал, что в боливийских месторождениях минералы семейства цилинд-

ритов-франкеитов никогда не встречаются совместно с галенитом и обычно ассоциируются с пластинчатыми средне- и малосвинцовистыми сульфоантимонитами (семсейитом и плагионитом). В советских месторождениях, напротив, цилиндриты-франкеиты наблюдаются совместно с галенитом и тесно ассоциируются с высокосвинцовистыми сульфоантимонитами - буланжеритом (представителем игольчатой подгруппы) и геокронитом.

6. Сходство составов цилиндритов-франкеитов и их парагенезисов в пределах каждой группы оловорудных месторождений, очевидно, свидетельствует о том, что в определенный момент условия минералообразования на разнотипных месторождениях группы были одинаковыми. Не исключено, что в отношении боливийской группы, в которой нередко выделяли месторождения разных формаций, это сходство отражает более существенную их общность и принадлежность к единому генетическому типу, как это недавно показано в работе Силлитоу с соавторами (Sillitoe et al., 1975).

7. Обнаруженная зависимость состава цилиндритов-франкеитов от парагенезиса позволяла предполагать, что основным фактором, определяющим состав этих сульфосолей, является концентрация компонентов в минералообразующем растворе. Однако опыты, проведенные методами гидротермального и сухого синтеза при температурах, близких к природным, не подтвердили этого. Оказалось, что температура и соотношение элементов в шихте не влияют на химический состав образующихся свинцово-оловянно-сурьмяных сульфосолей, но определяют их равновесные ассоциации. Согласно экспериментальным данным, в ассоциации с плагионитом и семсейитом франкеит мог отлагаться при температурах ниже 390-380°С. Вероятно, в разделении исследованных природных образцов на две группы как по соотношению $\frac{(Pb,Ag_2)S+SnS_2}{Sb_2S_3}$, так и по отношению S реал./ S рассч., основную роль сыграли различия в активности серы в минералообразующих растворах.

Грекулова Л.А., Горжевская С.А.,
Сидоренко Г.А., Лаверова В.Л.,Петрова Н.В.,
Солнцева Л.С., Мармукова Л.С.,
Воеводин Ю.А. /Мингео СССР /

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ТЕХНОЛОГИИ ПЕРЕРАБОТКИ ТАНТАЛОНИОБИЕВЫХ И ОЛОВЯННЫХ РУД

I. Типоморфные особенности минералов важно учитывать при разработке технологии минерального сырья. В докладе развивается это положение на конкретном материале.

2. Объектами исследования являлись: природные и синтезированные танталониобаты железа, марганца и олова ; природные и синтезированные касситериты ; черновые оловянные и танталониобиевые концентраты.

3. Изучены условия образования минералов в процессе твердофазного синтеза в системах железо-марганец-ниобий-тантал и железо-марганец-ниобий-тантал-олово ; установлено, что определяющими особенностями для них являются: количественное соотношение исходных окислов в шихте ; валентное состояние железа и марганца ; температура процесса.

4. Изучены кристаллохимические особенности, магнитные и электрические свойства природных и синтетических колумбитов, танталитов и вуджинитов. Охарактеризована их флотируемость жирнокислотными собирателями и растворимость в минеральных кислотах. Сформулированы некоторые качественные взаимосвязи: структура - состав - технологические свойства минералов.

5. Проведено сравнение касситеритов различных оловорудных формаций с синтетическими. Выявлено влияние элементов-примесей (железо, тантал, ниобий, титан) и их индивидуальных особенностей

на магнитные и электрические свойства, а также на флотируемость касситеритов.

6. Типоморфные особенности изученных минералов определили рациональное сочетание процессов обогащения в разработанных схемах доводки черновых оловянных и танталониобиевых концентратов и позволили существенно усовершенствовать технологию кислотного вскрытия последних.

7. Результаты исследования используются геологической службой при разработке технологических схем и для обоснования прироста запасов руд новых месторождений олова и тантала.

Блисковский В.З., Беляков А.Ю.,
Куприянова Н.Г. (ГИГХС)

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ В ОБОГАТИТЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

I. Минералогические исследования обогатимости руд характеризуются рядом отличий - принципиальных и методологических - в сравнении с другими направлениями минералогии. Отличия эти столь значительны, что позволяют выделить т.н. "обогатительную минералогию" в самостоятельный раздел минералогической науки.

Исследования типоморфизма в обогатительной минералогии приобретают некоторые специфические аспекты.

2. При изучении свойств минералов обогатительная минералогия особое внимание уделяет тем из них, которые играют решающую роль в процессах сепарации (плотность, магнитная восприимчивость, электрофизические свойства, удельная поверхность, смачиваемость, способность к сорбции реагентов и т.п.). В минералого-генетических исследованиях некоторые из этих свойств пока еще почти не

учитываются.

Следует расширить круг изучаемых типоморфных свойств минералов, включив в него такие, исследование которых традиционно является прерогативой обогатителей.

3. Типоморфные особенности, обусловливающие различие в технологическом поведении минерала, могут проявляться на трех уровнях:

а) на уровне петрографической структуры (или текстуры) руды (размеры, формы и взаимоотношения зерен и агрегатов);

б) на уровне частицы измельченной руды (характере и количестве включений);

в) на кристаллохимическом уровне (изоморфные замещения, дефекты решетки и т.д.).

4. Для генетической минералогии типоморфизм - это следствие, по которому реконструируется причина - генетическая природа явлений, приведших к возникновению тех или иных типоморфных особенностей. С точки зрения обогатительной минералогии типоморфизм должен рассматриваться к первую очередь как причина различия в технологическом поведении частиц одного и того же минерального вида.

Апельцин Ф.Э., Гетманская Т.И.,
Кудрина М.А., Могилевкин С.Б.,
Скоробогатова Н.В. /ВНИИС/

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ГРУПП

I. Эндогенные месторождения вольфрама подразделяются на три формационные группы: олово-вольфрамовую, молибден-вольфрамовую и полиметаллически-вольфрамовую, каждая из них формировалась в районах с особым типом геолого-исторического и тектонического раз-

вития, режимом магматизма и рудообразования.

Наборы генетических типов оруденения (скарновый, грейзеновый, кварцево-рудный) в формационных группах в общем сходны. Однотипные месторождения вместе с тем различаются по минералого-геохимическим особенностям, прежде всего выраженным в составе и свойствах рудных и сопутствующих минералов.

2. Характерной особенностью вольфрамитов грейзеновых и кварцеворудных жильных месторождений олово-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой формаций является непостоянный химический состав. Отмечаются все члены ряда ферберит-гюбнерит, с преобладанием разновидностей промежуточного состава. С понижением температуры формирования руд смесимость в ряду ферберит-гюбнерит снижалась. Для месторождений сульфидно-сульфосольно-вольфрамитового типа молибден-вольфрамовой формации, образованных при менее высоких температурах характерен гюбнерит с незначительными вариациями состава.

В месторождениях полиметаллически-вольфрамовой формации обычно развиты конечные члены изоморфного ряда - ферберит и гюбнерит, отличающиеся весьма постоянным составом.

3. Информативным признаком являются содержания в вольфрамите примесей Ta и Nb . Максимальные содержания их характерны для вольфрамитов месторождений олово-вольфрамовой формации (Ta_2O_5 - 0,0n-0,n%; Nb_2O_5 - 0,I-n %; Nb/Ta - I,5-I0); на порядок ниже они в вольфрамитах месторождений молибден-вольфрамовой формации. В ферберитах и гюбнеритах из месторождений полиметаллически-вольфрамовой формации тантал и ниобий отсутствуют.

4. Четко проявляются различия концентраций молибдена и редких земель в шеелите - характерном рудном минерале скарновых и гидротермальных вольфрамовых месторождений всех трех формаций.

Максимальны содержания молибдена в шеелите из месторождений молибден-вольфрамовой формации. В скарновых месторождениях этой формации широко развит молибдошеелит, а в высокотемпературных фациях скарнов возрастает доля повеллитового минала в составе молибдошеелита. В месторождениях олово-вольфрамовой и полиметаллически-вольфрамовой формаций молибден в шеелитах не накапливается.

Содержания редких земель в шеелите скарновых и скарново-грейзеновых месторождений всех формаций обычно не более сотых долей %, на порядок ниже, чем в шеелите из кварцево-рудных тел. Аномально высокие их содержания характерны для шеелитов апогранитоидных олигоклазитов.

Шеелит, развивающийся по вольфрамиту, независимо от формационного типа месторождений, отличается накоплением иттрия и почти полным отсутствием молибдена.

5. Минералы висмута в рудах вольфрамовых месторождений отличаются от тех же минералов золоторудных, молибденовых, урановых и др. месторождений значительно меньшим содержанием селена и теллура.

В месторождениях всех типов олово-вольфрамовой формации присутствуют висмутин, лиллианит, иногда козалит. В месторождениях молибден-вольфрамовой формации количество минералов висмута возрастает, наряду с висмутином и самородным висмутом широко развиты козалит, галенобисмутит, минералы висмутин-айкинитового и густавит-лиллианитового рядов, а также серебро- и висмутсодержащий галенит.

От ранних высокотемпературных к более поздним низкотемпературным минеральным ассоциациям, в минералах висмута возрастает свинцово-висмутовое отношение: висмутин сменяется галенобисмути-

том, кобальтом, минералами густавит-лиллианитового ряда, наиболее поздним образованием является висмут- и серебросодержащий галенит. Подобное изменение состава висмутовой минерализации устанавливается в вертикальном разрезе месторождения при проявлении прямой зональности отложения и в горизонтальном направлении при развитии стадийной зональности.

Научитель М.А., Горобец Б.С., Гафт М.Л.
/ВИМС /

ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ШЕЕЛИТОВ

Изучены 185 образцов шеелитов из 78-ми месторождений и рудопроявлений различных генетических типов. В спектрах фото- и рентгенолюминесценции (ФЛ и РЛ) шеелитов выявлены примеси TR^{3+} : Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, а также Er (только по ФЛ) и Tb (только по РЛ).

Сопоставление интенсивностей "аналитических" линий TR^{3+} в шеелитах различных типов месторождений позволило выявить, что резко различаются шеелиты двух генетических типов: скарнового и кварцево-жильного (кроме штокверков). Для шеелитов из скарнов характерны очень слабые линии TR^{3+} или их полное отсутствие. Шеелитам из месторождений полиформационного кварцево-жильного типа, напротив, свойственно, сильное свечение TR^{3+}. Шеелиты из кварц-шеелитовых сульфидных штокверковых месторождений по слабому свечению TR^{3+} близки к шеелитам из скарнов. Шеелиты, образованные псевдоморфно по вольфрамиту, характеризуются слабыми линиями излучения TR^{3+}, преимущественно иттриевой подгруппы (Tb, Dy, Er). Последнее свидетельствует о наследовании состава редкоземельных элементов шеелитами от замещаемого вольфрамита.

Исследование термолюминесценции шеелитов в области от 20 до 400°С показало, что для большинства из них типичны три основных пика интегрального термовысвечивания: 140-160°С и 260°С при естественной термолюминесценции, а также пик при 60°С, проявленный только после γ-наведенной термолюминесценции. Не установлено зависимости пиков термовысвечивания шеелитов от генетического типа месторождений. В спектрах их термолюминесценции проявлены центры трехвалентных Tb, Dy, Er, распределение интенсивностей которых у шеелитов из месторождений разных генетических типов такие же, как при РЛ и КЛ. Резкое различие интенсивностей свечения TR^{3+} в шеелитах предлагается использовать при поисках перспективных для промышленности генетических типов месторождений. Для этого необходимо экспрессное исследование спектров фото- и рентгенолюминесценции статистически достоверного количества шлиховых мономинеральных проб шеелита (от 20 мг), полученных с оцениваемой поисковой площади.

Кононов О.В., Граменицкий Е.Н. (МГУ)

ТИПОМОРФНАЯ ПАРА ШЕЕЛИТ-ПЛАГИОКЛАЗ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ И КАЧЕСТВА РУД ТЫРНЫАУЗСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Вводится понятие о типоморфных парах в ассоциациях - сосуществующих минералах, состав, структурные особенности и свойства которых являются функциями различных факторов.

Примером подобной типоморфной пары для Тырныаузского мес-

торождения служат молибдошеелит и плагиоклаз, поскольку они входят в состав парагенетических ассоциаций продуктивной формации послескарновых метасоматитов.

Вариации состава и соответствующих свойств каждого минерала зависят от принадлежности ассоциаций к различным литологическим фациям, а также от положения в зоне локальной метасоматической колонки. Параллельно с уменьшением основности плагиоклаза и замещением его кварцем уменьшается содержание молибдена в молибдошеелите, а затем происходит его замещение шеелитом и молибденитом.

Для каждой парагенетической ассоциации с глубиной, прослеженной на I км, меняются минеральные формы Mo и W : преобладающие на верхних горизонтах молибденит и маломолибденистый шеелит сменяются молибдошеелитом с монотонно возрастающим содержанием молибдена. В тех же ассоциациях состав плагиоклаза изменяется экстремально: на верхних и нижних горизонтах месторождения преобладают более основные, на средних более кислые плагиоклазы.

Закономерная изменчивость состава плагиоклаза и молибдошеелита является отражением возрастающего уровня кислотности минералообразующих растворов от передовых зон замещения к тылорым. Степень развития зональности каждой колонки соответствует максимальной контрастности (градиентов) физико-химических параметров между замещаемыми породами и растворами. Монотонная вертикальная зональность состава молибдошеелита является отражением температурного градиента (I50°/км). Экстремальная зональность плагиоклаза связывается с формированием в потоке минералообразующих растворов опережающей волны кислотности и буферирующим (нейтрализующим) влиянием выщело-

ченных оснований, преобладающих на самых верхних горизонтах месторождения.

На месторождении интервал кислотного экстремума коррелируется с максимальным содержанием металлов на средних горизонтах, что отражает резкую контрастность градиентов физико-химических параметров на фронте замещения при оптимально высокой температуре.

Согласование линеарной для шеелита и экстремальной для плагиоклаза типов зональности служит основой использования состава этой типоморфной пары для оценки не только относительного уровня эрозионного среза, но также протяженности и масштабов месторождения. Поскольку флотационные свойства молибдошеелита зависят от его состава и структурных особенностей (Кононов, 1975), одновременно осуществим прогноз качества руд.

Установленные ранее связи люминесцентных характеристик от состава молибдошеелита (Кононов, 1967; Кононов, Граменицкий, 1972) и известная связь с составом плагиоклаза рентгенометрических параметров позволяют использовать их в качестве экспрессных типоморфных признаков этих минералов.

Предварительные исследования, проведенные по предлагаемой методике на Тырныаузском рудном поле позволяют наметить контуры и интервалы перспективного Mo-W оруденения.

Черников А.А.
/Мингео СССР /

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ УРАНА И ЕГО ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

I. Уран при значительной рассеянности его в земной коре, образует большое количество типоморфных минералов, характери-

зующих узкие пределы колебаний условий минералообразования. В окислительной обстановке он окисляется до шестивалентного урана примерно в то же время, что и сера, когда железо еще остается двухвалентным. Восстанавливается уран несколько позже селена, но ранее молибдена.

2. Наиболее распространенные минералы урана, образующиеся при низких значениях Eh растворов, - уранинит, настуран, урановая чернь, коффинит и браннерит - обладают рядом типоморфных признаков, указывающих на определенные пределы колебаний температуры и давления, а также концентрации урана и других элементов в рудообразующих растворах.

3. В окислительной среде возникает значительное количество минералов урана - индикаторов узких пределов колебания pH растворов (слюдки, силикаты типа болтвудита, фосфаты и арсенаты типа ренардита), концентрации урана и таких элементов как кремний, фосфор, мышьяк, молибден, ванадий, углерод, сера, титан и др. (соддиит, минералы типа трегерита, молибдаты, гидроокислы, титанаты и др.).

4. Изотопные отношения Ra^{226}/U^{238}, U^{234}/U^{238}, Pb^{206}/U^{238} используются при выяснении генезиса и определении абсолютного возраста минеральных образований. Они могут служить критериями разбраковки радиоактивных аномалий, определения продуктивности остаточных гипергенных ореолов, времени возникновения определенных климатических условий. Например, абсолютный возраст таких типоморфных минералов аридных районов СССР, как шрёкингерит, некоторые минералы типа ренардита и др., колеблется от нескольких тысяч до сотен тысяч лет. Следовательно, нижняя возрастная граница возникновения современного аридного климата на территории Советского Союза не превышает первых сотен тысяч лет, а в некоторых районах - нескольких тысяч лет.

5. Использование продуктивности гипергенного остаточного ореола при прогнозах оруденения на глубину возможно только при учете типоморфизма минеральных видов и характера изотопных отношений радиогенных и радиоактивных изотопов в ореоле.

Рябева Е.Г., Скворцова К.В., Некрасова З.А.,
Алешина З.М. /Мингео СССР /

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НАСТУРАНА В СВЯЗИ С ЗАКОНОМЕРНОСТЯМИ ЕГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЯХ

I. При изучении большого статистического материала выявлены зависимости физических и оптических свойств настурана разнотипных минеральных ассоциаций от кислородного коэффициента. Подтверждены существующие представления о снижении отражения (R) и твердости минерала с увеличением кислородного коэффициента и уменьшением параметра кристаллической решетки.

2. Установлено, что относительно высокий кислородный коэффициент (К ср = 2,5), малый параметр кристаллической решетки (максимально a_o = 5,410 Å) и относительно низкие величины отражения (до R = 12%) и твердости характерны для настуранов, участвующих в составе минеральных ассоциаций, локализованных в открытых полостях, нередко в зонах смешения инфильтрационных и грунтовых вод.

3. Низкий кислородный коэффициент (К ср = 2,10), значительные размеры кристаллической решетки (до a_o = 5,445 Å), повышенные отражение (R до 15%) и твердость характерны для настуранов минеральных ассоциаций, локализованных в закрытых или экранированных структурах.

4. Для рудопроявлений гидрогенного происхождения свойствен-

на особенно четко выраженная зональность размещения настуранов, характеризующая смену относительно окислительных условий отложения (настураны с кислородным коэффициентом выше 2,6) восстановительными (кислородный коэффициент настуранов 2,29-2,4I). Нередки случаи обрастания выделений низкоотражающих настуранов высокоотражающими каймами настурана с более низким кислородным коэффициентом.

5. Неоднородность некоторых зерен настуранов молибденит-настурановой и сульфидно-настурановой ассоциаций, обусловлена субмикроскопическими примесями молибденита, галенита, коффинита (результаты изучения на микрозонде). Такие зерна отличаются резко выраженным непостоянством свойств - повышением отражения в участках включений сульфидов и понижением отражения при наличии включений коффинита без изменения параметра кристаллической решетки настурана.

6. Критерием наиболее четкого определения разложенных настуранов и коффинита (при отсутствии у последнего четко выраженного эффекта анизотропии и пластинчатой формы) является определение светопропускания, значительно более высокого у коффинита.

Лудиков В.И., Хильцова И.Г.,
Сидоренко Г.А., Валуева А.А./МингеоСССР/

О ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СИЛИКАТОВ ШЕСТИВАЛЕНТНОГО УРАНА

I. Типоморфные особенности силикатов шестивалентного урана соддита, казолита, болтвудита, уранофана - изучались на примере искусственных аналогов, полученных в результате моделирующих экспериментов. Условия экспериментов (состав, концентрация

растворов, pH, температура и др.) варьировались в широких пределах, что позволило получить разновидности одного и того же минерала, различающиеся по типоморфным особенностям. Такие особенности позволяют судить о природных условиях образования минералов.

2. В результате исследования с применением широкого набора различных методов (иммерсионного, химического, рентгеноструктурного, ИК-спектроскопического, термометрического и др.) было отмечено, что каждый из синтезированных силикатов шестивалентного урана имеет в основном постоянную кристаллическую структуру, не зависимости от условий синтеза, и может характеризоваться определенными особенностями.

3. Типоморфные особенности синтезированных минералов связаны с определенными различиями их химического состава: для соддита - $(UO_2)_5(SiO_4)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O$ - с вариациями соотношений и при обязательном преобладании урана; для казолита - $Pb(UO_2)(SiO_4) \cdot H_2O$ - с дефицитом содержания свинца, для уранофана - $Ca(UO_2)_2(SiO_3OH)_2 \, nH_2O$ - с ограниченным вхождением натрия в катионную составляющую, до максимального отношения Na:Ca = I:4, для болтвудита - $(K,Na)\left[(UO_2)(SiO_3 \cdot OH)\right] nH_2O$ - с изменением катионного состава от натриевого до натрий-калиевого и калиевого.

У. ТИПОМОРФИЗМ ФЛЮОРИТА, КАРБОНАТОВ, КВАРЦА И СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ

Василькова Н.Н., Кукушкина О.А.,
Куприянова И.И., Петропавлов М.В.
/ВИМС/

ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРИМЕСИ МАРГАНЦА ВО ФЛЮОРИТЕ

Высокая информативность свойств флюорита, связанных с изоморфным вхождением в его структуру ионов марганца (Mn^{2+}, Mn^{3+}),

значительно расширяет возможности использования его как типоморфного минерала.

Содержание Mn^{2+} определялось по амплитуде сигнала ЭПР этого иона по методике, разработанной в физической лаборатории ВИМСа. Вхождение Mn^{3+} устанавливалось косвенно при его восстановлении до Mn^{2+} под действием γ-облучения изотопом Co^{60} или при отжиге флюорита до t 450° и 850°С. Содержание Mn^{2+} при этом по сравнению с исходным возрастало в 2-3 раза. Облучение дозой 10^6-10^7 р гидротермально синтезированного в кислых средах флюорита с добавкой фторида марганца приводило к понижению содержания Mn^{2+}, а выращенного в условиях щелочной среды - к его возрастанию, за счет восстановления $Mn^{3+} + \bar{e} \rightarrow Mn^{2+}$ при взаимодействии с дырочными дефектами.

Изоморфное вхождение Mn^{2+} в структуру флюорита ограничено: в большей части образцов оно колеблется от 0,04 до 0,0001 вес.%, в единичных образцах до 0,08%.

Исследовался флюорит из пятидесяти месторождений тантала, бериллия, вольфрама, олова, редких земель, урана, плавикового шпата и акцессорного флюорита, а также из девяти массивов рудоносных гранитоидов. В результате установлено закономерное изменение содержания в нем примеси Mn^{2+}, связанное: а) с изменением активности фтора в минералообразующих средах, б) с вариациями Eh.

Содержание Mn^{2+} в акцессорном флюорите из рудоносных интрузивных фаз или фаций апикальных и эндоконтактовых частей массивов (0,01-0,06%) - выше по сравнению с флюоритом из безрудных центральных и более глубинных частей (0,0004-0,01%). Увеличение содержаний Mn^{2+} во флюорите от 0,02% до 0,06% коррелируется с повышением содержаний фтора в гранитоидах, от 0,14 до 0,83 вес.% (танталоносный массив Восточной Сибири).

Наиболее высокие содержания Mn^{2+} (по данным 400 определений) характерны для флюорита из месторождений, локализирующихся в купольных выступах и в надинтрузивных зонах массивов гранитов мезоабиссальной фации глубинности (хрусталеносные пегматиты, грейзеновые месторождения типа Кара-Оба). Флюорит грейзеновых месторождений, связанных с гипабиссальными массивами гранитов, или с субвулканическими их фациями (Хинганское месторождение) - беден или совсем не содержит Mn^{2+}. Зависимость содержаний Mn^{2+} во флюорите от глубины рудообразования прослежена на примере генетического ряда бериллиевых месторождений. Глубины, на которых формировались крайние представители этого ряда на основании геологических критериев оцениваются в 4,5-5 и в 1-2 км; содержание Mn^{2+} во флюорите соответственно изменяется от 0,048-0,024% до 0,0004- 0,0001% (чувствительность метода).

Отклонения от этой закономерности связаны с особенностями формирования массивов и месторождений, определяемыми локальными условиями замкнутости систем. Так, в грейзенизированных гранитов, которые слагают апикальные части вольфрамоносного массива (Восточная Сибирь), залегающего во вмещающих породах сравнительно высокой проницаемости, содержание Mn^{2+} во флюорите составляет 0,006%, а в куполе танталоносных гранитоидов, внедрившихся в менее проницаемые вмещающие породы, концентрация Mn^{2+} во флюоритах поднимается до 0,045%. Флюорит из гранитов хрусталеносного массива (в Центральном Казахстане) в зоне повышенной проницаемости, фиксируемой обильной кильной кварцевой и кварц-флюоритовой минерализацией, содержит до 0,002% Mn^{2+}, в то время как во флюорите из области развития более ранних кварц-полевошпатовых камерных пегматитов эти содержания повышаются до 0,028%.

Содержание Mn^{2+} во флюорите отдельных месторождений уменьшается от ранних генераций к поздним и может служить объективным критерием для их выделения. Наиболее высокие содержания Mn^{2+} во флюорите ранних генераций характерны для выделений этого минерала в пологих жилах и в верхних частях месторождений и массивов. В пределах бериллиеносного массива, вскрытого эрозией на глубину около I км (по абсолютным отметкам от I500 до 2500 м) содержания Mn^{2+} соответственно меняются от 0,05% до 0,02%.

Понижение кислотности гидротермальных растворов по мере развития стадийного постмагматического процесса приводит к понижению содержания Mn^{2+} во флюорите и уменьшению величины отношения $\frac{\sum TRY}{\sum TRCl}$.

Установленные закономерности изменения состава флюорита позволят судить о генерациях флюорита, стадийности постмагматического процесса, сравнивать месторождения по относительной глубине образования, намечать связь оруденения с конкретными интрузивными фазами; они важны при оценке относительной глубины эрозионного среза и выявлении вертикальной зональности месторождений.

Комарова Г.Н., Кортман Р.В.,
Мартынова А.С., Павлуцкая В.И. (ИГЕМ)

ТИПОМОРФНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ ВО ФЛЮОРИТЕ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Элементы-примеси несут ценную информацию об условиях образования флюорита и о принадлежности его месторождений к определенным формациям и типам. Используя результаты количественных спектральных и химических анализов, авторы попытались выявить

типоморфное значение некоторых элементов-примесей в флюорите из месторождений Средней Азии и Забайкалья, принадлежащих к трем формациям: силикатно-флюоритовой, сульфидно-флюоритовой, кварц-флюоритовой.

Установлено, что кроме Si ,Al , Fe, в составе флюорита присутствуют Be,Li ,Sb ,Mn ,Pb ,Zn ,Sn, W, Mo, Sr, Ba, K,Na , Y и редкоземельные элементы (РЗЭ). Наиболее интересны выявленные особенности распределения Be, K,Na ,Pb , а также иттрия и лантаноидов.

I) В месторождениях силикатно-флюоритовой формации, образовавшихся при высоких температурах, в контактах известняково-доломитовых толщ с гранитоидами повышенной щелочности или кислотности, флюорит ассоциируется со слюдами, полевыми шпатами, бериллиевыми минералами, возникая в процессе грейзенизации пород.Для него характерно повышенное содержание бериллия , а также калия и натрия (сотые и десятые доли весовых процентов), в основном входящих в состав газово-жидких включений в индивидах флюорита в виде галита и сильвина. Флюорит рассматриваемой формации в целом отличается повышенным (по сравнению с кларковым) содержанием РЗЭ и иттрия.

2) Флюорит в месторождениях сульфидно-флюоритовой формации, возникавших в связи с вулканогенными процессами, находится совместно с сульфидами свинца, цинка. а также баритом и карбонатами Содержание в нем бериллия - 3.10^{-4}-1.10^{-3} % , то есть существенно ниже,чем в месторождениях силикатно-флюоритовой формации. Примесь свинца, встречающаяся также во флюорите месторождений других формаций, наиболее значительная ($6\text{-}8.10^{-3}$-1.10^{-2}%); нередко она связана с мельчайшими включениями галенита. Содержание РЗЭ

во флюорите находится на уровне кларка или незначительно превосходит его. Наблюдается отчетливая тенденция к накоплению во флюорите иттрия, который нередко превышает содержание суммы всех РЗЭ.

3) В месторождения кварц-флюоритовой формации, наиболее низкотемпературных, формирующихся в областях тектоно-магматической активизации, флюорит ассоциируется с кварцем, карбонатами, баритом, глинистыми минералами. Ему свойственны низкие содержания бериллия, свинца и щелочей. Натрий составляет тысячные доли процента, а калия - еще меньше. Содержания иттрия и РЗЭ в целом очень низкие. Средний состав лантаноидов характеризуется отчетливым преобладанием церцевых земель. Это в общем справедливо и для флюорита месторождений других формаций. Отличия проявляются главным образом в количественном соотношении РЗЭ, а также иттрия.

Таким образом, флюорит месторождений рассмотренных формаций различается по содержаниям элементов Be, Na, K, Pb, а также редких земель и Y, что позволяет рассматривать эти примеси как типоморфные особенности флюорита.

Коплус А.В., Коротаев В.В. (Мингео СССР)

О ЗАВИСИМОСТИ КОЛИЧЕСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ВО ФЛЮОРИТЕ ОТ ЕГО ГЕНЕЗИСА

I. Состав и содержания элементов-примесей справедливо считаются важнейшими типоморфными признаками флюорита ряда эндогенных месторождений, от высокотемпературных пегматитовых и грейзеновых до эпитермальных. К числу таких признаков следует отнести содержания галлия, германия, урана, иттрия и иттербия.

Закономерности их распределения во флюорите разного происхождения выявлены в результате систематического изучения разнотипных месторождений Забайкалья, Средней Азии, Казахстана, Приморья и некоторых других рудных провинций.

2. Для флюорита из камерных гранитных пегматитов редкоземельно-хрусталеносно-флюоритоносной формации характерно (по данным 12 проб) низкое среднее содержание германия (1,4 г/т) и несколько большее - галлия (3,1 г/т; отношение первого ко второму (0,45) существенно меньше единицы, что не установлено ни в одном другом из исследованных типов флюоритоносных месторождений, связанных с кислыми магмами. По сравнению с флюоритом грейзеновых и гидротермальных образований, рассматриваемые выделения флюорита беднее ураном (0,329 г/т - по 36 пробам) и резко обогащены иттербием ($113,5.10^{-4}$% Yb_2O_3) и, особенно, иттрием ($3,12.10^{-1}$% Y_2O_3 - каждый по 23 пробам); роль этих примесей уменьшается от ранних генераций флюорита к поздним.

3. Грейзены редкометально-флюоритоносной формации содержат флюорит, существенно обогащенный германием (7,0 г/т, по 10 пробам) и умеренно - галлием (4,1 г/т по 10 пробам). Типичны высокое суммарное содержание этих элементов (11,1 г/т) и отношение Ge : Ga = 1,72. Во флюорите из апогранитных грейзенов по сравнению с апокарбонатными, содержания упомянутых примесей и их отношения имеют большие величины. То же самое касается урана (среднее содержание во флюорите из апогранитных грейзенов (19 проб) - 1,11 г/т, из апокарбонатных (10 проб) - 0,036 г/т . Концентрация иттрия и иттербия сравнительно с таковой во флюорите из пегматитов заметно меньшая; минимальна она во флюорите апокарбонатных грейзенов ($113,5.10^{-3}$% Y_2O_3 и $3,5.10^{-4}$% Yb_2O_3 - среднее из 7 анализов).

4. Флюорит эпитермальных месторождений отличается сравни-

тельно высокими средними (из 46 определений) содержаниями германия (6,7 г/т) и галлия (5,I г/т), при их отношении около 1,30. По суммарному значению этих элементов (II,8 г/т) он почти аналогичен флюориту из грейзенов, отличаясь несколько большей ролью германия и меньшей галлия. Особо обогащен их примесями флюорит из сульфидсодержащих кварц-флюоритовых и бариткварц-флюоритовых ассоциаций, а также из месторождений, связанных с экструзивно-эффузивными фациями кислых вулканитов. Максимальные значения урана зафиксированы во флюорите из уран-молибден-флюоритовой минерализации. В том же минерале (6 анализов) из фенакит-бертрандит-флюоритовых метасоматитов среднее содержание урана 0,945 г/т. Несколько ниже оно (по I50 пробам - 0,227 г/т) во флюорите из эпитермальных плавиковошпатовых месторождений, но в отдельных типах руд (кварц-флюоритовом и полиметаллически-кварц-флюоритовом) - возрастает до 0,287 г/т (n = 46) - 0,848 г/т (n = 33). Минимальной ураноносностью обладают флюориты из месторождений, ассоциирующихся с щелочно-базальтоидными породами (0,04-0,I4 г/т, по 27 анализам) и максимальной (0,27-0,38 г/т, по 74 анализам) - из рудных ассоциаций, связанных с вулканогенными кислыми и субщелочными формациями. Средние содержания иттрия и иттербия во флюорите эпитермальных месторождений, по данным 7I пробы, невелики ($36,9.10^{-3}$% Y_2O_3 и 37.10^{-5}% Yb_2O_3). Среди них несколько большей концентрацией этих элементов отличается флюорит из кварц-флюоритовых и кварц-флюоритовых руд с сульфидами, а минимальной - из метасоматических кальцит-флюоритовых, а также из типов оруденения, относящихся к единому генетическому ряду с производными щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных магм.

Петропавлов М.В., Василькова Н.Н.,
Моисеев Б.М. /ВИМС /

РАДИАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ ОКИСЛЕНИЯ - ВОССТАНОВЛЕНИЯ МАРГАНЦА ВО ФЛЮОРИТЕ КАК ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Методом ЭПР и люминесценции исследовались различные образцы природного флюорита. Образцы прогревались до различных температур и облучались при комнатной температуре источником Co^{60}. Методом ЭПР измерялась концентрация ионов Mn^{2+}, снимались кривые термовысвечивания (КТВ) и спектры термолюминесценции.

Исследования показали, что по характеру зависимости концентрации Mn^{2+} от дозы облучения можно выделить 3 группы образцов:

I) образцы, в которых отсутствует такая зависимость,

2) наблюдается уменьшение концентрации Mn^{2+},

3) уменьшается концентрация Mn^{2+} при малых дозах облучения ($I0^5$-$I0^6$р) и увеличивается - при больших дозах облучения ($I0^7$-$I0^8$ р).

Большинство образцов первой группы - относится к ранней генерации флюорита, для которой характерно значительное содержание редких земель ($TR+Y$ - 2,9-4,7%) и Mn^{2+} (0,05-0,I%). В эту же группу входят образцы синтетического флюорита в кислой среде (pH = 4,5-5) с избытком фтора по отношению к Ca^{2+}. Пики КТВ слабые. Отсутствие зависимости концентрации ионов Mn^{2+} от дозы облучения связано с малым содержанием $TR^{3+}_{куб}$, вследствие локальной компенсации TR^{3+} междоузельными ионами F^-.

Образцы второй группы характеризуют позднюю генерацию флюорита. Они содержат незначительную примесь редкоземельных эле-

ментов ($\sum TR \approx 0{,}0n$ %) и мало Mn^{2+} (0,0n - 0,00n%). Их синтетическим аналогом является флюорит, выращенный в условиях щелочной среды (pH ≥ 8). Дефицит фтора приводит к увеличению содержания $TR^{3+}_{куб.}$, за счет восстановления которых (до TR^{2+}) и происходит процесс окисления по реакции

$$Mn^{2+} + TR^{3+}_{куб} \xrightarrow{\gamma} Mn^{3+} + TR^{2+}_{куб.} \qquad (I)$$

Для образцов третьей группы (вне зависимости от принадлежности флюорита к разным генерациям), характерно преобладание цериевой группы в составе редких земель. Они обнаруживают признаки окисления ионов Mn^{2+} (реакция I) и дальнейшее восстановление Mn^{3+} при больших дозах облучения. Можно предположить, что процесс восстановления идет по реакциям:

I) $Mn^{3+} + Ce(Tb^{3+}) \longrightarrow Mn^{2+} + Ce^{4+}(Tb^{4+})$ (2)

т.е. за счет участия Mn^{3+} в реакции с TR^{3+}, легко захватывающими дырку,

2) $Mn^{3+} + (Y^{3+} + O_2^{4-}) \longrightarrow Mn^{2+} + (YO_2^{0})$ (3)

$Mn^{3+} + (O^{2-} + V_f^{-}) \longrightarrow Mn^{2+} + (O^{-} + V_f^{-})$ (4)

т.е. в реакциях, связанных с образованием различных дырочных центров, 3) за счет реакции окисления тех ионов TR^{2+}, которые участвовали в реакции I:

$$Mn^{3+} + TR^{2+} \longrightarrow Mn^{2+} + TR^{3+} \qquad (5)$$

Исследование кривых термовысвечивания и спектров термолюминесценции некоторых облученных и прогретых образцов природного флюорита, в которых обнаружен процесс радиационного и термического восстановления Mn^{3+}, показало существование реакций 2 и 4.

Таким образом, радиационные процессы окисления-восстанов-

ления марганца могут служить одним из типоморфных признаков генераций флюорита, отражающих влияние некоторых условий их образования, например, кислотности среды.

Кукуй А.Л. (Мингео)

ТИПОМОРФНЫЕ СВОЙСТВА ИСЛАНДСКОГО ШПАТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Промышленные месторождения исландского шпата в пределах Сибирской платформы выявлены в покровах базальтов и зонах нарушений туфов нижнего триаса. Изучение кристаллов исландского шпата из более 80 проявлений минерализации и месторождений различных типов позволило выделить следующие типоморфные признаки характеризуемого минерала:

I) формы кристаллов ; простые гранные формы, их комбинации, степень развития и частота встречаемости отдельных форм, рельеф поверхности граней ;

2) типы и морфологические особенности двойников роста ;

3) особенности внутреннего строения кристаллов - характерные наборы пирамид (секторов) роста различных простых форм, последовательность появления форм роста, соотношение объемов различных пирамид роста ;

4) типы кривых светопропускания (СП) в пределах различных пирамид роста ;

5) оптическая прочность и светорассеяние материала различных пирамид роста ;

6) особенности люминесценции и термолюминесценции ;

7) минеральные включения и характер их распределения в объеме кристаллов ;

8) элементы-примеси в исландском шпате.

Сопоставление информативности перечисленных признаков показывает, что наиболее чувствительны к изменению условий образования формы и внутреннее строение кристаллов. По одному отдельно взятому признаку выводы о типе месторождения не могут быть однозначными.

Установленные признаки последовательности появления габитусных форм в процессе роста кристаллов исландского шпата и сравнение кристаллов из месторождений различных типов, а также из участков одного месторождения позволили установить горизонтальную и вертикальную зональность месторождений, выражающуюся в особенностях распространения кристаллов тех или иных форм.

Типоморфизм исландского шпата может быть использован и частично уже находит применение при геологоразведочных работах. Так, определение распространенности простых форм кристаллов, законов двойникования и вида двойников, в совокупности с геологическими данными, позволяет определить тип месторождения, позицию минерализации в лавовом поле или направление смещения блоков пород. Специфический характер поверхности кристаллов и включения в них гидротермальной глинки указывает на близость зон нарушений, с которыми связаны перспективные участки минерализации.

Дронов В.В., Бородин В.Л.,
Лютин В.И., Хадкм. В.Е. /ВНИИСИМС/

О МОРФОЛОГИИ ПРИРОДНОГО И СИНТЕТИЧЕСКОГО КАЛЬЦИТА

Экспериментально изучена морфологическая устойчивость различных граней кристаллов кальцита, выращенных из растворов хлористого аммония при температурах 200-400°С, давлении 150-

1250 атм, пересыщении 0,1-8,0 г/л, со скоростью 0,01- 0,50 мм/сут. Грани с наивысшей ретикулярной плотностью (02$\bar{2}$1) и (10$\bar{1}$1) устойчивы в диапазоне пересыщений до 1,5 г/л. На затравках, параллельных другим граням, в этих условиях происходит многоглавый рост. При пересыщениях превышающих 1,5 г/л грани кальцита морфологически неустойчивы. Вследствие спонтанного образования центров кристаллизации в этом случае возникают поликристаллические скопления кальцита.

В результате экспериментальных исследований и анализа литературных данных о влиянии различных факторов на морфологию природных и синтетических кристаллов кальцита установлено, что изменение габитуса его кристаллов происходит вследствие влияния пересыщения раствора, адсорбции примесей при низких пересыщениях и различий в концентрации кальцитообразующих ионов. Многообразие габитусов природных кристаллов кальцита обусловлено совместным действием указанных факторов.

Колбин Б.А. (ВНИИСИМС)

ТИПОМОРФИЗМ АНАТОМИИ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА (ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ)

1. Важными типоморфными признаками кварца являются плотность и тип радиационной окраски, а также характер распределения ее в кристалле. Между этими признаками и физико-химическими характеристиками кварца, определяющими использование его в промышленности (примесный состав, оптическое поглощение, добротность, диэлектрическая проницаемость и др.) существуют корреляционные зависимости, которые могут быть применены при оценке

качества пьезооптического кварцевого сырья.

2. Природные кристаллы кварца по физико-химическим свойствам разделяются на 5 типов (таблица), каждый из которых отличается своеобразной внутренней анатомией, выявляемой с помощью γ-облучения и травления (HF) полированных ориентированных пластин. Первый тип имеет монохромную слабодымчатую радиационную окраску в пирамидах $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 01\bar{1}1 \rangle$, с равномерным и "струйчатым" ее распределением и небольшими вариациями плотности. Пирамида роста $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ под воздействием облучения не окрашивается. Для кристаллов второго типа характерна дымчатая радиационная окраска с высокой плотностью в пирамидах $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, $\langle 01\bar{1}1 \rangle$; превалируют зоны с медленными скоростями роста. Изредка наблюдаются маломощные зоны с комбинированной дымчато-цитриновой радиационной окраской. Третий тип характеризуется полихромной цитриново-дымчатой и цитриновой радиационной окраской с переменной плотностью в пирамидах основных и острейших ромбоэдров, часто наблюдаются следы растворения и регенерации (Балицкий, Буканов, 1971). Для четвертого - типична морионовая радиационная окраска высокой плотности; ядерная часть кристаллов иногда обладает полихромной цитриново-дымчатой и радиационноустойчивой окраской, с типичной для α-β перехода "сотовой" трещиноватостью. Для пятого типа характерна аметистовая радиационная окраска.

3. Внутренняя анатомия кристаллов кварца является высокоинформативным комплексом типоморфных признаков, отражающим влияние геохимических условий их образования; с ним связаны технологические свойства кристаллосырья (Балицкий, 1970; Буканов, 1974; Колбин и др., 1974; Колбин, 1976).

Таблица

Физико-химическая характеристика типов кристаллов кварца

Тип[x/]	Элементы-примеси n x10^{-4}%			Добротность n x 10^6	Коэффициенты поглощения на длине волны λ (см$^{-1}$), после γ-облучения дозой ~1x10^7 р.			
	Al	Сумма щелочей	Сумма примесей		λ = 190 нм	λ = 450 нм	λ = 295 нм	Пирамиды роста
I	16+2,5[xxx]	6,1	31,6	7,64±0,58	2,584±0,42	1,560±0,27	0,110±0,004	< R+r >
					1,840±0,65	1,810±0,47	0,058±0,005	< m >
II	44,2±11,4	15,7	70,8	6,77±0,68	8,966±0,74	2,580±0,40	0,220±0,052	< R+r >
					1,610±0,43	1,030±0,33	0,071±0,014	< m >
III	214,2±60,7	28,8	269,8	4,9±0,77	3,835±0,81	1,960±0,44	0,610±0,079	< R+r >
					1,436±0,33	0,920±0,26	0,180±0,018	< m >
IV	132,4±54,8	27,6	201,2	4,66±0,29	10,722±0,97	6,550±1,00	0,260±0,110	< R+r >
					-	-	0,066±0,054	< m >

1)[x/] пятый, ограночный тип нами не рассматривается;

2)[xx/] доверительный 95% интервал среднего значения;

3)[xxx/] сумма примесей: Li + Na + K + Ca + Mg + Al + Ti + Mn + Fe + Cu ;

4) - < R+r > - пирамиды роста ромбоэдров, < m > - призмы.

Сонушкин В.Е. (ГИН)

МИКРОНЕОДНОРОДНОСТЬ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ КВАРЦА И ЕЕ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Исследование основных типов микронеоднородности кварца (дислокации, двойники, включения), приведенное автором при помощи просвечивающей и растровой электронной микроскопии позволило сделать следующие выводы:

I. Изучение дислокационного строения кварца дает возможность судить о механизме его роста. С помощью избирательного травления плавиковой кислотой выявляются линейные дефекты, выходящие на габитусные грани кварца. Возможны два случая: а) вициналь ный микрорельеф образован исключительно на линейных дефектах и в вершине каждой вициналь ной пирамидки образуется дислокационная ямка травления ; б) акцессории роста располагаются независимо от выходов дислокаций, т.е. грани образуют "собственный" вициналь ный рельеф. Первый случай соответствует дислокационному механизму роста, который реализуется при очень низких пересыщениях, когда образование двумерных зародышей невозможно. Собственный вициналь ный рельеф возникает при значительных пересыщениях, когда дефекты существенного влияния на рост не оказывают.

2. Особенности двойникового строения по дофинейскому закону позволяют отличать низкотемпературный α-кварц от параморфоз - по β-кварцу. Для первичного α-кварца характерны дофинейские двойники роста, которые распределяются в теле кристалла в соответствии с законом секториального строения. В отличие от этого дофинейские двойники инверсии в параморфозах α - по β-кварцу пересекают элементы ростовой субструктуры (зоны роста и пр.). Первичные α- и β-кварц различаются по способности к

двойникованию путем $\alpha \rightarrow \beta \rightarrow \alpha$-перехода. Загрязненный примесями α-кварц двойникуется труднее, чем первичный α-кварц. Причина этого заключается в различном положении примесей, внедренных в структуру α- и β-кварца в процессе роста.

3. Исследование форм ограненных полостей включений минералообразующей среды также позволяет различать кварц, кристаллизовавшийся в α- и β-модификациях. В первичном β-кварце полости включений соответствуют гексагональной симметрии, а в α-кварце - тригональной симметрии.

Существенную информацию несет фазовый состав включений. Так в пирогенном кварце на сколах легко выявляются первичные включения стекла. При разгерметизации включений в пневматолитовом и гидротермальном кварце из-за резкого спада давлений происходит разбрызгивание и последующая кристаллизация реликтов маточной среды на поверхности скола, нарушившего полость. В раскрытых полостях остаются минералы узники, диагностику которых можно проводить с помощью микроанализа и микродифракции.

Ануфриев Ю.Н., Карякина Т.А.
(ВНИИСИМС, ЛГИ)

ТИПОМОРФИЗМ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА И ПРОГНОЗНЫЕ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ

В ряду используемых при прогнозировании критериев большое значение приобретает группа минералогических признаков. Особенно велика их роль при прогнозировании месторождений горного хрусталя, где полезным компонентом являются кристаллические индивиды, к внутреннему совершенству которых предъявляются особые требования.

Кристаллы кварца месторождений, относящихся к разным хрусталеносным формациям, субформациям и типам, отличаются по многим своим особенностям. Шкала типоморфных признаков весьма обширна. Признаки объединяются в группы, главные из которых характеризуют: а) морфометрию - величину, облик, габитус кристаллов, скульптуру граней, винигали и т.д.; б) окраску - природную и наведенную (γ-облучение) - ее цветовые типы, характер распределения; б) внутреннее строение - мозаичность, секториальность, типы двойников и их распространение; г) твердые минеральные включения - унаследованные и сингенетические, их минеральные виды и типоморфные особенности, характер их распределения в кристаллах кварца. Выделяются группы признаков, характеризующих состав элементов-примесей и особенности их вхождения в структуру кварца, а также состав и РТ-параметры газово-жидких включений в его кристаллах.

Обработка признаков производится статистическими методами. Информация используется на разных стадиях геологического прогноза. При среднемасштабном прогнозировании в пределах крупных хрусталеносных структур одной из задач является типизация хрусталеносных полей и месторождений и выделение субформаций, имеющих промышленное значение. Анализ типоморфизма кристаллов кварца является при этом составной частью общего анализа выделенных геологических критериев и признаков.

В хрусталеносных районах Южного Урала выделение субформации производилось по общему комплексу геологических признаков. Отдельно проведенный анализ типоморфизма кристаллов кварца показал, что месторождения, отнесенные к одной и той же субформации, независимо от их территориальной удаленности друг от друга, характеризуются высоким значением "коэффициента близос-

ти", т.е. существенным сходством многих типоморфных признаков кристаллов. Месторождения разных субформаций отличаются низкими значениями этих коэффициентов.

При крупномасштабном и детальном прогнозировании результаты анализа типоморфизма кристаллов кварца используются при оценке степени перспективности объектов и определении прогнозных запасов кристаллосырья. Детальный прогноз, с учетом результатов анализа типоморфизма кристаллов кварца в россыпях, позволил выявить на одном из месторождений Южного Урала новый, не известный здесь ранее геологический тип коренных хрусталеносных тел, не выходящих на дневную поверхность.

Звягин Б.Б., Соболева С.В., Чухров Ф.В.
(ИГЕМ)

О ТИПОМОРФИЗМЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ

Наличие у слоистых силикатов черт сходства, определяемых формированием их слоев из сходных тетраэдрических и октаэдрических сеток, и черт различия, обусловленных неодинаковыми сочетаниями сеток в слои, формами связи и характером чередования слоев в кристаллических структурах, заключает в себе принципиальную возможность для них служить чувствительными индикаторами большого разнообразия условий минералообразования. Учет общих особенностей структур - типа слоев и их расположения специфичного для политипных модификаций минералов, а также упаковки анионов, электростатического взаимодействия катионов, соотношения длин водородных связей, - позволяет оценить вероятность образования кристаллических структур в определенных

условиях и объяснить относительную распространенность различных слоистых силикатов. На этом основании было объяснено преимущественное распространение в природе сравнительно небольшого числа модификаций (из общего числа теоретически возможных) слюд, пирофиллитов, хлоритов и минералов из каолиновых слоев.

Однако, более глубокий смысл имеет интерпретация деталей структур: конкретных значений межатомных расстояний, относительных количеств и порядка беспорядка в распределении изоморфных катионов, искажения координационных многогранников, понижение симметрии отдельных слоев и структуры в целом. Эти особенности позволяют судить о конкретных факторах, способствующих, или препятствующих образованию отдельных минералов. Существенно, что такие особенности могут в какой-то мере компенсировать влияние общих черт их структур, обусловивших неустойчивость отдельных политипов. Так, мусковит 1М, образовавшийся при замещении каолинитов или биотитов и унаследовавший "невыгодное" расположение их слоев, следует рассматривать как метастабильный минерал, склонный к переходу в более устойчивую модификацию $2M_1$, а мусковит 1М, кристаллизовавшийся из растворов при относительно высоких температурах, является уже вполне стабильным, благодаря энергетически выгодному упорядоченному распределению октаэдрических и тетраэдрических катионов. Этот мусковит отличается более совершенной структурой и более сильным моноклинным искажением его решетки. Аналогичным образом, в мусковите $2M_2$ упорядоченное распределение катионов является компенсатором взаимного отталкивания базальных атомов кислорода смежных слоев.

На примере парагонитов, для которых обнаружено закономерное удлинение тетраэдрических связей, ослабляющее прочность

их структур, наглядно проявилось значение трансформационных процессов образования структурно малоустойчивых слоистых силикатов, которые в общем могут служить индикаторами определенных природных процессов (например образование мусковита 3Т в низкотемпературных условиях при небольших градиентах температур).

Таким образом, использование структурных данных раскрывает перспективы уточнения выводов о возникновении и преобразовании минералов.

Звягин Б.Б., Кухлистов А.П.,
Сидоренко О.В., Соболева С.В.
(ИГЕМ)

ЭЛЕКТРОНОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СТРУКТУР ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРУКТУРНОЙ МИНЕРАЛОГИИ И ПРОБЛЕМЫ ТИПОМОРФИЗМА

Благодаря использованию электронограмм от текстур, полученных при ускоряющем напряжении 350-400 кв., были изучены структуры девяти диоктаэдрических слоистых силикатов: мусковитов 1М и $2M_2$, парагонитов 1М, $2M_1$, 3Т, Fe^{3+} - селадонита, накрита, чапманита, бисмутоферрита. Рассмотрены различные примеры: со слоями I:I и 2:I, с октаэдрическими катионами Al и Fe^{3+}, межслоевыми катионами K и Na , с различными вариантами взаимного расположения слоев. Новый фактический материал явился вкладом в структурную минералогию и кристаллохимию диоктаэдрических слоистых силикатов, так как позволил выяснить

структурные последствия, обусловленные природой катионов и вариацией взаимного расположения слоев.

Установлено упорядоченное распределение изоморфных замещений тетраэдрических и октаэдрических катионов, понижение максимальной симметрии слоя C2/m в разных случаях до C2 или C1, более широкий, чем известный ранее, диапазон изменения расстояний Si -O, аномальные значения углов дитригонального разворота тетраэдров. Полная картина вариаций реальных особенностей кристаллических структур диоктаэдрических слоистых силикатов позволила судить о необходимых и благоприятных условиях их образования и раскрыть некоторые причинно-следственные связи важные для выяснения их типоморфизма. Смысл учета детальных особенностей кристаллических структур заключается в том, что на его основе становится возможным при рассмотрении минеральных ассоциаций (в конкретных условиях образования) различать случайные, не имеющие типоморфного значения данные от закономерных.

Колодиев Б.Н., Самойлович М.И.
/ВНИИСИМС/

ОСОБЕННОСТИ ФТОРФЛОГОПИТОВ С РАЗЛИЧНЫМ СОДЕРЖАНИЕМ КАЛИЯ

Установлены типоморфные признаки микроизоморфизма $K^+ \longrightarrow H^+$ и, следовательно, степени гидратации кристаллов слюд, синтезированных из расплава при температурах выше I350°C и считавшихся ранее полностью безводными. Данные признаки представляют интерес такие постольку, поскольку обычными физико-химическими методами анализа не определяется содержание отдельных подтипов присутствующей в слюде гидроксильной, кристаллизационной и адсорбированной воды. По предлагаемым же ниже признакам оценивается и дефицит калия в слюдах, замещенного молекулами воды,

и количество этой разновидности воды, входящей в межслоевой промежуток кристалла.

Одним из упомянутых признаков является интенсивность полос инфракрасного (ИК) поглощения в диапазоне 3430-3480 $см^{-I}$, сливающихся в полосу $\sim$ 3450 $см^{-I}$. По результатам анализа ИК-спектров синтетических фторфлогопитов с различным содержанием калия, полученных в результате вариаций температуры кристаллизации и химизма расплава, выявлена однозначная связь указанного ИК-поглощения с содержанием ионов калия, приходящихся на формульную единицу. На этом основании интенсивность полос поглощения в указанной области спектра может служить типоморфным признаком, чувствительным к недостатку калия по сравнению со стехиометрическим составом. Интенсивность полос в области 3450 $см^{-I}$ возрастает с увеличением дефицита калия и замещающих его металлов. Диапазон изменения содержания калия (в сумме с замещающими металлами) в исследованных образцах фторфлогопита составлял 0,85-I,00 атомных количеств.

Удельная электропроводность (σ) минералов, используемая различными авторами в качестве чувствительного индикатора электрически активных дефектов и их ансамблей, является типоморфным признаком для определения концентрации носителей заряда. Принято считать, что с увеличением содержания воды в слюдах их электропроводность возрастает. Это справедливо для фторфлогопита только при температурах до $\sim$ 275°С. По результатам измерения температурного коэффициента σ (ТК σ) в интервале температур 20-650°С нами установлено наличие аномалии (отрицательный знак ТК σ) в области 275-360°С и показано, что при Т > 360°С электропроводность пропорциональна содержанию калия, то есть уменьшение σ (при Т =const) свидетельствует об уве-

личении содержания воды в кристаллах.

Дефициту калия, наблюдаемому, как и в природных слюдах, во многих кристаллах синтетического фторфлогопита, способствует - при прочих равных условиях - понижение температуры кристаллизации системы. Характеристики этого дефицита, оцениваемые по указанным выше (полосы поглощения в области ~ 3450 см$^{-1}$ и аномальное поведение δ) и некоторым другим признакам, согласуются между собой.

УI. ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ГРАНИТОИДОВ, ПЕГМАТИТОВ, РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Родионов Г.Г., Бушев А.Г., Калугин Е.Н./ВИМС/

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПЕГМАТИТОВ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

Сравнительное изучение пегматитов разных формаций: слюдоносных редкометальных, редкоземельных, и хрусталеносных, показало, что типоморфными особенностями обладают как отдельные минералы, так и минеральные ассоциации. Типоморфизм последних наиболее четко выявляется на примере пегматитов графической структуры. В пегматитовых телах разных формаций они занимают одинаковое закономерное пространственное положение, что определяет сопоставимость их особенностей.

А.Е.Ферсман считал, что в пегматитах графической структуры кварц-микроклинового состава количественные соотношения между калиевым шпатом и кварцем должны быть строго определенными:

75,5 : 24,5%. Однако результаты исследования выявили непостоянство таких соотношений (табл.I). Установлено, что в слюдоносных пегматитовых телах содержание кварца в письменных гранитах колеблется от I8% до 23%, в редкометальных оно возрастает до 24-26%, в редкоземельных до 27-30%, а в хрусталеносных до 3I-38% и более. Таким образом, наблюдается закономерное увеличение количественной роли кварца в эвтектической системе от пегматитов больших глубин к пегматитам малых глубин. Изменяются также количества основных окислов, входящих в состав кварц-калишпатовой эвтектики: увеличивается содержание SiO_2 и Na_2O, но уменьшается Al_2O_3 и K_2O.

Минералотермометрические исследования показали, что температура кристаллизации микроклиновых графических пегматитов месторождений разных формаций, от слюдоносных (480-520°С) к хрусталеносным (700-780°), возрастает. Вместе с тем при формировании слюдоносных пегматитов давление было наибольшим (6-6,5 кбар), а хрусталеносных - наименьшим (I,5-3 кбар).

В плагиоклазовых графических пегматитах, также как и в микроклиновых, отмечаются закономерные изменения состава: в слюдоносных пегматитах содержание кремнезема составляет (70-72%), что значительно меньше, чем в редкометальных (73-75%), редкоземельных (74-76%) и хрусталеносных (77-79%). И, наоборот, в них содержатся большие количества глинозема (I6,60%) по сравнению с редкометальными (I8,70) и хрусталеносными (II,94%). Содержание CaO от слюдоносных к хрусталеносным уменьшается от 2,90% до 0,6I%. Соотношение кварца и плагиоклаза также закономерно изменяется. В графических пегматитах слюдоносной формации количество кварца составляет 24-33%, редкометальной - 34-38%,

Таблица I

Химический и минеральный составы микроклиновых графических пегматитов разных формаций

Компоненты	Формации и типы пегматитов						
	Слюдоносные	Редкометальные с берилом и сподуменом	Редкометальные с драгоценными камнями	Редкоземельные	Хрусталеносные флюорит-редкоземельные	Хрусталеносные с полевым шпатом и берилом	Хрусталеносные с цирконосиликатами
SiO_2	70,72	73,43	74,04	73,16	75,29	75,44	75,20
Al_2O_3	15,87	14,57	13,96	13,54	13,01	12,19	6,47
CaO	0,35	0,23	0,43	1,08	0,54	0,36	0,24
Na_2O	1,96	2,42	2,33	2,27	3,62	2,49	4,81
K_2O	10,15	8,96	8,48	7,76	5,71	5,65	3,99
Минеральный состав (в %)							
Микроклин	78	76	72	71	69	62	46
Кварц	22	24	28	29	31	38	54

редкоземельной - 37-39% и хрусталеносной - самое высокое - 40-44%. Основность плагиоклаза уменьшается от слюдоносных (№ 28-32) к хрусталеносным пегматитам (№ 5-8). Температура кристаллизации плагиоклазовых пегматитов по мере перехода от слюдоносной формации (550-650°С) к хрусталеносной (700-800°С) увеличивается, а давление снижается от 5-6 кбар до 1-2 кбар.

Основные выводы:

1. Типоморфизм графических пегматитов выражается в том, что закономерные различия условий их формирования, главным образом температур и давления, отразились на количественных соотношениях их минеральных компонентов.

2. Выявленные типоморфные особенности состава парагенетических ассоциаций минералов могут использоваться для определения формационной принадлежности пегматитов.

Сапожникова Л.Н. /ВИМС/

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА БИОТИТА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ТЕМПЕРЕТУР ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ МАМСКОГО РАЙОНА)

В пределах Мамского района биотит участвует в составе гранитов, пегматитов и вмещающих их гнейсов; он различается по особенностям форм выделений и химическому составу. Выявлена зависимость этих особенностей биотита от температур кристаллизации. Для этого нами использована треугольная диаграмма Великославинского (1968), отражающая закономерное изменение состава катионов шестерной координации в биотите в результате повышения температур при региональном метаморфизме. Эта диаграмма привлекалась многими исследователями при интерпретации данных о биотите из гранитов и пегматитов (Соколов, 1970; Гродницкий, 1975 и др.).

Анализ положения точек составов нашего биотита на упомянутой диаграмме показывает закономерное его изменение в ряду плагиограниты-плагиоклазовые пегматиты - плагиоклаз-микроклиновые пегматиты. Выявляются отдельные поля расположения точек, отвечающие составам биотита из перечисленных пород. Сравнение их положения позволяет сделать следующее заключение: наиболее высокотемпературным является биотит плагиогранитов (его позиция на диаграмме совпадает с положением точек состава наиболее высокотемпературного биотита по Великославинскому), низкотемпературным - биотит-плагиоклаз-микроклиновых пегматитов; промежуточное положение занимает поле точек состава биотита из плагиоклазовых пегматитов. Как следует из диаграммы, биотит последних более высокотемпературный, чем из вмещающих гнейсов.

В таблице приведены средние содержания групп катионов шестерной координации: (Al_{VI}+Fe^{III}, Ti, Mg + Fe^{II} + Mn-), используемые

для построения диаграммы Великославинского и отражающие возрастание Ti и уменьшение роли трехвалетных катионов в биотите с повышением температуры. Количественные соотношения указанных групп рассчитаны по коэффициентам кристаллохимических формул биотита. Пересчет произведен по методу В.С.Соболева.

Группы катионов шестерной координации	Количественные соотношения групп катионов в биотитах (%%) из			
	гнейсов	плагиогранитов	плагиоклаз.пегматитов	плагиомикроклиновых пегматитов
$Al_{VI} + Fe^{III}$	I7,20	I8,50	2I,07	2I,40
Ti	4,30	6,68	5,07	3,77
Mg + Fe^{II} + Mn	78,50	79,82	73,89	74,83
Количество анализов	7	3	I2	3

Данные автора об относительной температуре кристаллизации биотита из рассмотренных образований согласуются с определениями температур кристаллизации гранита и пегматита, произведенными другими методами (Родионов и др., I974). Так, по гранат-биотитовому геотермометру начало кристаллизации плагиогранитов и плагиомикроклиновых пегматитов происходит соответственно при 570° и 500°. Понижение температуры в этом направлении фиксирует скандиевый геотермометр: плагиограниты - 625°, плагиоклазовые пегматиты - 6I5-560°, плагиомикроклиновые - 500°, гнейсы - 580°.

Рассмотренные особенности биотита позволяют сделать следующие выводы:

I. В Мамской слюдоносной провинции отмечено отчетливое изменение типоморфных признаков биотита в ряду плагиограниты-плагиоклазовые пегматиты-плагиомикроклиновые пегматиты.

2. По совокупности признаков, включающих показатели температур кристаллизации, можно заключить, что биотит является членом парагенетических минеральных ассоциаций пегматита, а не более поздним, наложенным на уже сформировавшийся пегматит, как это считалось ранее (Сучков, 1957).

3. Особенности химического состава биотита могут служить индикатором относительных температур кристаллизации пегматитов.

Островская И.В. (ИГЕМ)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕТЕРОВАЛЕНТНЫХ ЗАМЕЩЕНИЙ В РОГОВЫХ ОБМАНКАХ В КАЧЕСТВЕ ТИПОМОРФНОГО ПРИЗНАКА

I. Минералы группы роговой обманки представляют собой многокомпонентный твердый раствор, в них широко проявлены как изовалентные, так и гетеровалентные замещения. В качестве типоморфного признака большое значение имеют гетеровалентные замещения, т.к. они в большей степени определяются термодинамическими условиями минералообразования, чем изовалентные замещения $Mg \rightarrow Fe^{2+}$, $Na \rightarrow K$ и т.д.

2. Сопоставление составов роговых обманок проводят обычно по содержанию щелочей, трехвалентных катионов, алюминия в четверной координации и т.д. Однако, изменение содержания каждого из этих компонентов является следствием различных гетеровалентных замещений, и это обстоятельство приводит к значительному разбросу точек на соответствующих диаграммах. Роль отдельных гетеровалентных замещений в породах различного генезиса выявляется недостаточно четко.

3. При сопоставлении составов роговых обманок различного генезиса предлагается, принимая за исходный состав тремолита,

сравнивать интенсивность отдельных гетеровалентных замещений, а также общий объем этих замещений, сопоставляя количества атомных позиций в структуре, заселенных по эденитовому, чермакитовому и др. законам.

4. В изверженных породах наименьшая степень замещения наблюдается в диоритах (2,8 ат.ед), при этом приблизительно одинаковую роль играют замещения по эденитовому и чермакитовому типу. При переходе к гранитам общий объем гетеровалентных замещений в роговых обманках возрастает приблизительно до 4 ат.ед. за счет увеличения эденитовой составляющей и появления глаукофанового типа замещения. В щелочных породах количество замещающих атомов достигает 4,5, при этом роговые обманки нефелиновых сиенитов и щелочных габбро различаются по относительной роли глаукофанового, эденитового и чермакитового замещений.

5. В метаморфических породах суммарное количество замещающих атомов в роговых обманках возрастает при переходе от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой и далее к гранулитовой фации, при этом объем замещений по эденитовому типу возрастает, по глаукофановому типу - уменьшается.

6. Предлагаемый способ количественной оценки объема различных гетеровалентных замещений удобен также при сопоставлении составов роговых обманок при незначительных колебаниях состава в породах, сходных по составу и генезису.

Караева З.Г., Солнцева Л.С.,
Солнцев Б.П. /ВИМС/

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛИЕВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Рассматриваются калиевые полевые шпаты гранитоидных массивов, образованные в процессе автометасоматоза и в результате

фельдшпатизации пород диоритового ряда, метасоматитов , редкометальных "гранитов" и пегматитов.

I. Типоморфными являются структурные особенности определяемые методом ИК-спектроскопии, в частности, условные параметры $\Delta\nu$, A, C. Последние соответствуют относительным интенсивностям и расстоянию между полосами 650-639 и 545-538 $см^{-1}$ (колебания: растяжение - сжатие тетраэдра $AlSi-O_4$ и деформационные Si- O - Si). Структурное состояние калиевых полевых шпатов , вероятно, является функцией давления. Для молодых регионов характерны моноклинные полевые шпаты, триклинизация (с увеличением ИК-параметров) которых происходила только в зонах нарушений или в связи с процессом перекристаллизации в условиях ориентированного давления. Обычно перекристаллизация моноклинных полевых шпатов приводит к их дальнейшему разупорядочению, что обуславливает снижение значений указанных ИК-параметров.

Для областей древних платформ наиболее типичны триклинные разности , моноклинные встречаются редко и присущи только определенным комплексам пород. Процессы перекристаллизации приводили к увеличению степени упорядочения минералов , при этом значительную роль играла температура их формирования ; максимальная триклинность и значения ИК-параметров чаще всего достигались в гидротермальных условиях.

Калишпаты рудоносных комплексов в отдельных регионах характеризуются определенными сочетаниями значений ИК-параметров "A" и "C" ; эти особенности, по-видимому, отражают влияние термодинамических условий, при которых протекали процессы калиевого метасоматоза и последующего рудоотложения.

2. Типоморфными являются и некоторые элементы-примеси. Например, в полевых шпатах из пород различных комплексов, с которыми

связаны редкометальные месторождения, присутствуют бериллий, ниобий, значительно реже - иттрий.

В процессе перекристаллизации минералов уменьшались содержания в них натрия, кальция, стронция, бария и одновременно возрастало обогащение их редкими щелочами. Содержание редких щелочей является одним из ведущих типоморфных признаков к-полевого шпата редкометальных месторождений, но для каждого их типа и для определенных регионов их количественная характеристика, определяющая рудоносность комплексов, разная. Накопление стронция и бария в калиевом полевом шпате происходило в результате фельдшпатизации пород габброидного (и диоритового) ряда, ортоамфиболитов, аргиллитов. В большинстве случаев отношение стронция к барию составляет I:I0. В процессе фельдшпатизации карбонатных пород и в некоторых случаях параамфиболитов, в калишпатах резко возрастала концентрация стронция, вплоть до соотношения Sr : Ba = I:I.

Таким образом, типоморфными особенностями являются структурное состояние и концентрации в них элементов-примесей калиевых полевых шпатов.

Шацкая В.Т., Ефанов Е.П.
/Мингео СССР/

ИЗМЕНЕНИЕ ТИПОМОРФНЫХ СВОЙСТВ МИКРОКЛИНОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЛЮДИСТО-ПОЛЕВОШПАТ-ГЕНТГЕЛЬВИНОВОГО ТИПА

В слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождениях, образовавшихся в приразломных зонах активизации древних щитов в процессе щелочного метасоматоза, микроклин является главным скозным минералом. Изучение его типоморфных свойств способст-

вует выяснению физико-химических условий формирования бериллиевых руд.

В первый наиболее высокотемпературный этап процесса по гранитоидам развивались слюдисто-кварц-микроклин-пертитовые породы гнейсогранитового облика, а в локальных участках - гентгельвинсодержащие метасоматиты. Выделены три стадии I-го этапа. К первой отнесена интенсивная калишпатизация, приведшая к полному замещению плагиоклаза и первичного калиевого полевого шпата однотипным микроклин-пертитом, образующим порфиробластовые таблитчатые выделения (до 2-3 см). Степень его триклинности 0,94. Содержание щелочей составляет (вес.%): K_2O - 8,88-9,34; Na_2O - 4,22-4,44; Rb_2O - 0,I34-0,I64. Калиево-натриевое отношение: 2,86-2,48; калиево-рубидиевое: 5I,6-6I,8. Содержание окиси бериллия - от 0,00I6 до 0,0049%.

Во вторую стадию в микроклин-пертите происходило разрастание пленочных и прожилковых пертитовых вростков с образованием пятнистых и грубопрожилковых форм. В эту же стадию образуется гентгельвин I генерации. Микроклин второй стадии имеет отчетливое решетчатое строение, степень триклинности - 0,94-0,97, содержание щелочей (вес.%): K_2O - I5,0-I6,8; Na_2O - 0,I6-0,28; Rb_2O - 0,I2-0,35. Калиево-натриевое отношение: 39-I24; калиево-рубидиевое: 39-I27. Содержание окиси бериллия - от 0,00I до 0,003I%.

В третью стадию I этапа развивался процесс, близкий к грейзеновому. По калиевым полевым шпатам и биотиту развивались кварц и сидерофиллит, возник гентгельвин II генерации.

II этап знаменовался резким изменением условий минералообразования. Значительное развитие получили микроклин-альбитовые, альбитовые, кварц-альбитовые, кварц-полевошпатовые, кварц-амазонитовые прожилки с гентгельвином III генерации. В этих

прожилках присутствуют (до 10-12 см) кристаллы микроклина. Наряду с собственно микроклином, имеющим розовую окраску, встречается амазонит голубовато-зеленого цвета. Микроклин и амазонит имеют нечетко выраженное решетчатое строение, степень триклинности - 1,0, содержание щелочей (вес.%): K_2O - 14,7-16,0; Na_2O - 0,41-0,76; Rb_2O - 0,28-0,35. Калиево-натриевое отношение: 25-33; калиево-рубидиевое: 42-48. Содержание окиси бериллия в них от 0,0007 до 0,0017%. В амазоните фиксируется повышенное содержание свинца (до 0,2-0,4%).

Таким образом, в ходе метасоматического процесса происходили закономерные изменения типоморфных свойств калишпата. Микроклины более поздних стадий, ассоциирующиеся с гентгельвином, характеризуются максимальной упорядоченностью, высоким содержанием калия и рубидия при пониженном содержании натрия.

Луговской Г.П., Руб А.К., Рябцев В.В.
/Мингео СССР/

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ КАК ПОКАЗАТЕЛИ РУДОНОСНОСТИ И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

1. В последнее время более углубленное исследование пегматитов способствовало получению новых данных, расширяющих возможности использования типоморфных особенностей минералов в качестве индикаторов условий формирования редкометальных пегматитов.

2. Ценные сведения для решения упомянутых задач получены при детальном изучении:

а) характерных минеральных парагенезисов, в частности, количественных соотношений различных полевых шпатов, литиевых

алюмосиликатов и др.;

б) типоморфных минералов пегматитов - топаза, лепидолита, воджинита и др., что позволяет выделять среди близких по типу пегматитов наиболее перспективные;

в) типоморфных разновидностей минералов с ярко выраженными особенностями габитуса кристаллов, цвета и др. (турмалин, слюды, апатит);

г) тонких различий состава и структуры "сквозных" минералов (полевые шпаты, слюды, берилл и др.).

3. О характере оруденения и условиях рудообразования наибольшую информацию дают литиевые алюмосиликаты (нахождение и типоморфные особенности сподумена, петалита, эвкриптита), калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин - степень их триклинности, упорядоченности, содержания рубидия, цезия, таллия), слюды (мусковит, лепидолит, их структурные особенности, содержания в них редких щелочей, примесей таллия, германия, галлия) и характерные "сквозные" минералы (апатит, турмалин, топаз и др.)

4. Использование различных типоморфных признаков минералов и минеральных ассоциаций редкометальных пегматитов способствует: правильной оценке пегматитовых полей и конкретных тел, установлению характера зональности полей, отдельных тел и определению степени их эрозионного среза, определению параметров процессов формирования пегматитов.

Новикова М.И. /Мингео СССР/

ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ БОРА В МИНЕРАЛАХ БЕРИЛЛИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Бор - элемент, почти постоянно присутствующий в виде примеси в минералах бериллия различных типов месторождений. Одна-

ко наибольшие его содержания фиксируются в этих минералах месторождений флюорит-фенакит-бертрандитовой формации, в которых бор собственных минералов обычно не образует. Исключением являются месторождения слюдисто-флюорит-фенакитового типа, генетически связанные с лейкократовыми гранитами; в них в тесных срастаниях с фенакитом широко развит турмалин. В скарновых месторождениях флюорит-фенакит-бертрандитового и полевошпат-флюорит-фенакитового типов, связанных с субщелочными и щелочными интрузивами, основным носителем бора является везувиан, содержаний от 0,015 до 0,2% бора. Во вмещающих кристаллических известняках и сланцах, при замещении которых образовалась основная масса рудных тел, минералов бора не обнаружено.

На одном из месторождений, парагенетически связанном с субщелочными кварцевыми сиенитами, в ассоциации с флюоритом присутствуют фенакит, бертрандит и мелинофан, спорадически - гельвин, относящиеся к продуктам ранней стадии минерализации. При наложении более поздней сульфидно-карбонатной минерализации они замещались миларитом, бакенитом и бертрандитом II.

В распределении бериллиевых и сопутствующих им жильных, а также сульфидных и редкоземельных минералов выявлена вертикальная зональность, выраженная в преобладающем развитии бертрандита в приповерхностных горизонтах и увеличении с глубиной количества фенакита. Мелинофан образуется преимущественно в зонах скарнов вблизи апофиз кварцевых сиенитов и даек сиенит-порфиров. Менее четко проявлена зональность относительно штока кварцевых сиенитов (предполагаемого рудогенерирующего), которая определяется развитием цирконий-редкоземельно-ториевой минерализации непосредственно в штоке, а бериллиевой в экзоконтактовых зонах.

Содержание бора, определенное количественным спектральным и химическим анализами, варьирует в фенаките от 0,I4 до 0,3% B_2O_3; бертрандите от 0,0I5 до 0,23%, мелинофане от 0,I8 до 0,82%. Максимальные количества бора содержат фенакит и мелинофан (0,6% B_2O_3) из глубоких горизонтов, а также из участков минерализации в ближайших экзоконтактовых зонах штока (мелинофан - 0,82% B_2O_3). В фенаките из месторождений слюдисто-флюорит-берилловой формации и слюдисто-флюорит-фенакитового типа бор присутствует в первых тысячных долях %.

Замещение ранних минералов бериллия более поздними сопровождалось некоторым выносом бора. Количество бора в новообразованных минералах зависит от первоначальных его содержаний в замещаемых минералах. Примером могут служить следующие ряды: фенакит (0,28% B_2O_3), бавенит (0,II), мелинофан (0,I8), миларит (0,036), мелинофан (0,82), миларит (0,I2), бавенит (0,086). Карбонаты, хлорит и другие жильные минералы, образующиеся с ними в ассоциации, бора не содержат.

Приведенные данные показывают, что бор, в минералах бериллия является типоморфным признаком. Присутствие бора в бериллиевых минералах месторождений флюорит-фенакит-бертрандитового и полевошпат-флюорит-фенакитового типов, характеризующихся ториевой активностью, возможно, связано с радиогенными процессами β-распада ^{10}Be. Изменения содержаний бора в минералах бериллия подчеркивают выявленную на месторождениях зональность оруденения. Наблюдаемая унаследованность содержаний бора только бериллиевыми минералами свидетельствует об изоморфном вхождении его в кристаллическую решетку этих минералов. Повышенные содержания бора в минералах бериллия могут быть использованы как признак для поисков месторождений бериллия определенных типов.

Гетманская Т.И., Добровольская Н.В.,
Куприянова И.И. /Мингео СССР /

ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЖЕЛЕЗИСТОСТИ СЛЮД РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

I. Железистость слюд как типоморфный признак характеризуется на примере слюд из редкометальных месторождений следующих типов: биотитового (продукты ранней стадии минералообразования), кварцевого (стадия кислотного выщелачивания) и мусковитового (стадия позднего отложения минералов).

2. Общей тенденцией эволюции состава слюд в ходе минералообразования является уменьшение их железистости при понижении температуры.

На месторождениях, сформированных в ранюю стадию, биотит и протолитионит последовательно сменяется Fe-Mg -Li — -мусковитом.

В месторождениях, образованных при широком развитии кислотного выщелачивания, состав слюд широко варьирует, подчиняясь общей тенденции уменьшения железистости от ранних минеральных ассоциаций к более поздним (ди- триоктаэдрические -слюды ⟶ Fe-Mg - Li -мусковит ⟶ мусковит).

В случае прямой вертикальной зональности месторождений железистость слюд уменьшается от их нижних горизонтов к верхним, при обратной зональности она увеличивается в том же направлении. Особый интерес представляют случаи, когда при слабо выраженном изменении минерального состава устанавливаются закономерные вариации железистости слюд в вертикальном разрезе. Эти данные могут быть использованы для определения эрозионного среза месторождений.

Для продуктов поздней стадии отложения типичны чистые муско-

вить с малыми вариациями состава, близкого к теоретической формуле.

4. Для использования железистости слюд в качестве поисково-оценочного критерия предлагается экспрессный магнетохимический метод определения суммарного содержания железа в минералах по их магнитной восприимчивости. Установлена линейная зависимость магнитной восприимчивости от содержания парамагнитных ионов (Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+}) в слюдах при их концентрации не выше 15%; это дает возможность оценить содержание указанных элементов во флогопитах, мусковитах, фенгитах, маргаритах по величине χ с точностью, близкой к свойственной химическому анализу. Преимуществом магнетохимического метода является малый (5-30 мг) вес исследуемой пробы и сравнительно небольшая трудоемкость определений. При этом представляется возможность различать конституционные и механические примеси железа в слюдах.

Журина Т.Н., Кухлистов А.П., Квягин Б.Б.,
Добровольская Н.В., Горобец Б.С.,
Прокофьев И.В. /Мингео СССР, ИГЕМ /

ТИПОМОРФИЗМ ЛИТИЕВЫХ СЛЮД В ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТАНТАЛА

Литиевые слюды являются типоморфными минералами месторождений танталоносных гранитоидов различной щелочности и редкометальных пегматитов и постоянно сопутствуют оруденению. В каждом генетическом классе месторождений слюды характеризуются специфическими особенностями состава, структуры и свойств.

Типоморфными признаками слюд, зависящими от формационной

Таблица

Типоморфные признаки слюд, сопровождающих оруденение в танталоносных гранитоидах и пегматитах[x/]

Генетический класс месторождения		Танталоносные гранитоиды						Редкометальные пегматиты	
		Плюмазитовый ряд			Агпаитовый ряд				
Разновидности слюд		Циннвальдит	Ге-лепидолит	Ге-мусковит	Полилитионит	Li-фенгит	Ге-мусковит	Лепидолит Rb-Cs-лепидолит	Li-мусковит, Rb-мусковит
Особенности состава (вес.%)	Le_2O	5,9-I4,I	I,6-9,5	5,7-6,4	0-8,4	5,0-II,2	0,9-2,I	отс.	0-0,3
	Fe_2O_3	0,3-I,9	0-0,9	I,I-I,6	0-4,6	0,8-6,5	I,6-8,5	0,06-0,5	0,2-I,I
	MnO	0,8-2,8	0,2-3,6	0,4	0,2-0,4	0,2-0,4	0,I-0,9	0-0,4	0,08-0,2
	Rb_2O	0,8-I,2	0,7-I,6	0,8	0,2-I,7	0,2-I,3	0,4	0,7-4,8	I,4-3,5
	Cs_2O	0,02-0,08	0,02-0,04	0,04	0,005-0,007	0,02-0,08	0,007	0,2-I,3	0,2-0,4
	Rb/Cs	25-45	30-60	70-90	I00-200	30-90	60	0,7-4	5-II
Структурные особенности	Политипная модификация	IM	Li	$2M_I$	IM	IM, 3T	$2M_I$	$2M_2$, IM, $2M_I$, 3T	$2M_I$
	b_0 (Å)	9,I2-9,I3	9,03-9,07	9,05	8,94-8,98	9,05-9,I0	9,05	8,97-8,98	8,97-8,98
	Степень совершенства структуры	Средняя			Высокая			Средняя - низкая	
Магнитная восприимчивость ($\chi \cdot 10^{-6}$ см^3/г)		I6,4-23,4	6,4-I5,6	4,7-I2,I	6,8-I2,6	I8,5-20,3	3,5-I6,7	Диамагнитны	
Люминесценция		Не проявлена						Красно-фиолетовая, розовая λ макс. ~ 700-720 нм	
Морфология кристаллов		Пластинчатая						Столбчатая	
Окраска		Кирпично-красная, серая	Светло-серая	Желтая, светло-серая	Голубовато-зеленая, бесцветная	Изумрудно-голубовато-желтая	зеленая, серая,	Розовая, светло-кремовая, голубая	Розовая, яблочно-зеленая

x/ Таблица построена по данным 60 анализов.

принадлежности месторождений тантала, являются содержания Fe, Mn, Rb, Cs, рубидий-цезиевое отношение, политипная модификация и степень совершенства кристаллической структуры, морфология кристаллов, окраска, люминесцентные свойства и магнитная восприимчивость слюд (таблица).

Приведенные данные позволяют сделать вывод о принципиально различных условиях образования слюд в редкометельных пегматитах и их минералого-геохимических аналогах - танталоносных гранитоидах плюмазитового ряда и агпаитового ряда.

Определенные разновидности литиевых слюд являются индикаторами конкретных типов танталового оруденения. Их распределение в пределах месторождений четко фиксирует минералого-геохимическую зональность, что позволяет выделять рудные зоны с различным содержанием полезного компонента.

Типоморфные особенности слюд должны быть использованы при поисках и оценке эндогенных месторождений тантала, а в пределах отдельных месторождений - для их детального минералого-петрографического картирования и выделения богатых рудных зон.

Матиас В.В., Салмин Ю.П.(Мингео СССР)
Бескин С.М. (ИМГРЭ)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА И СЛЮД ТАНТАЛОНОСНЫХ И НЕМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ГРАНИТОВ

I. В связи с задачей распознавания гранитов потенциально рудоносных и бесперспективных, в частности, на тантал, использован как минерал-индикатор кварц, являющийся сквозным минералом магматических и метасоматических пород. По ряду особен-

ностей состава (повышение от безрудных к рудоносным содержания тантала и понижение в этом ряду количества кобальта и хрома) и по физическим свойствам (изменение спектров рентгенолюминесценции и термолюминесценции, а также спектров ИК) удается однозначно различать кварц биотитовых порфировидных гранитов первой фазы от кварца рудных гранитов третьей фазы, с краевыми фациями которых связаны промышленные концентрации тантала.

2. Установлено различие физических и химических особенностей слюд танталовых рудопроявлений (апогранитовые метасоматиты Памира и Восточной Сибири) и слюдами танталовых рудопроявлений (Восточная Сибирь).

3. Полученные данные могут быть использованы в практике поисковых работ для оценки рудоносности различных гранитных массивов. Целесообразно применение непосредственно в полевых условиях набора обогатительного и аналитического оборудования (винтовой и электростатический сепаратор, электромагнит, рентгенорадиометрическая аппаратура, рентгено-струк.-приборы и т.д.). Экономичным является монтаж всего оборудования на передвижных и полустационарных станциях-лабораториях. Использование подобных станций в условиях Памира, Киргизии и Забайкалья дало положительные результаты.

Скосырева М.В. (ИМГРЭ)

ТИПОМОРФИЗМ МУСКОВИТА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Для мусковита из месторождений различных генетических типов (гранитных пегматитов, редкометальных грейзенов, кварц-мусковитовых сланцев, нефелиновых сиенитов и низкотемпературных гидротермальных образований) с помощью химических,

физических и структурных методов исследования выявлены следующие типоморфные признаки :

I/вариации содержаний изоморфно входящих рубидия, цезия, галлия, таллия, германия и др. элементов-примесей как следствие весьма тонкой реакции мусковита на изменение среды минералообразования ;

2/ конфигурация ИК-спектров в области валентных колебаний протонных группировок /3000-3800 $см^{-I}$/, неодинаковая в мусковите, образовавшемся при различной щелочности среды минералообразования и разных температурах;

3/ Принадлежность мусковита к определенным политипным модификациям, типоморфным для генетически разных образований : $2M_I$ - гранитных пегматитов, редкометальных гранитов и грейзенов; 3T и $2M_I$ - кварц-мусковитовых сланцев, сформировачных при регрессивном и прогрессивном метаморфизме, соответственно; 1M - нефелиновых сиенитов; $2M_2$ - низкотемпературных гидротермальных образований.

УП. ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД, КАРБОНАТИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Кононова В.А., Боярская Р.В., Лапутина И.П.,
Тимофеева И.А. (ИГЕМ)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ЯКУПИРАНГИТОВ-УРТИТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ИХ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

I. Обнаруживается определенная зависимость состава породообразующих минералов якупирангитов-уртитов от принадлежности

последних к определенным ассоциациям пород. На материалах, характеризующих 15 массивов Советского Союза, рассмотрены типоморфные особенности нефелина, пироксена, Fe-Ti окисных минералов из якупирангитов-уртитов следующих четырех ассоциаций: щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, щелочных и основных пород, агпаитовых нефелиновых сиенитов с мйолитами, уртитами, ювитами, а также фойяитовых нефелиновых сиенитов с мйолитами, уртитами, ювитами.

2. Нефелин с высоким содержанием нефелиновой составляющей и низким - анортитовой и кварцевой составляющих характерен для якупирангитов-уртитов, участвующих в ассоциации щелочных и ультраосновных пород. Нефелин с высоким содержанием избыточной кварцевой составляющей и ничтожным содержанием анортитовой составляющей характерен для мйолитов, и уртитов двух ассоциаций: основных и щелочных пород и фойяитовых нефелиновых сиенитов.

3. Пироксены в породах якупирангит-уртитовой серии обладают рядом общих особенностей: богатством кальцием, постоянным присутствием глинозема и натрия. Вместе с тем, участвуя в различных ассоциациях, они различаются по специфическим особенностям состава. Диопсиды обычны в мельтейгитах, мйолитах, уртитах из ассоциации щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами. Фассаиты типичны для якупирангитов-уртитов, ассоциирующихся с основными породами или фойяитовыми нефелиновыми сиенитами. Эгирин-диопсиды и эгирины характерны для мйолитов и уртитов, ассоциирующихся с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами.

4. Минералы группы окислов Fe и Ti из якупирангитов-уртитов имеют микронеоднородное строение. По составу и формам выделения минеральных фаз различаются две их группы, каждая из которых характерна для определенных ассоциаций щелочных пород.

Структуры распада магнетит + ульвошпинель, весьма тонкие, различимые только при увеличениях 6000, характерны для ийолитов и мельтейгитов из массивов щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (Ковдорский, Турий мыс на Кольском п.о.; Кугда, Сона, Одихинча Маймеча-Котуйской провинции). В этих образцах ильменит, как правило, развивается за счет парагенезиса магнетит + ульвошпинель. Подобные структуры характерны и для ийолитов, уртитов и рвитов Хибинского массива. Структуры распада магнетит + ильменит с хорошо индивидуализированными сравнительно крупными выделениями минеральных фаз (для расшифровки которых достаточны увеличения порядка 3000), характерны для ийолит-порфиров, ассоциирующихся с габбро (Кия-Шалтырский массив, Кузнецкий Алатау) и малиньитов из ассоциации с геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами (Баянкольский массив, Юго-Восточная Тува).

Типоморфные особенности состава породообразующих минералов отражают изменение физико-химических условий становления щелочных пород разных формаций.

Архангельская В.В. /ВИМС/

ТИПОМОРФИЗМ ЩЕЛОЧНЫХ АМФИБОЛОВ

Изучены состав и свойства щелочных амфиболов из различных пород танталоносных полевошпатовых метасоматитов, танталоносных щелочных гранитов, ураноносных альбититов, толщ осадочно-метаморфогенных образований, содержащих железо-марганцевую и марганцевую минерализацию, нефелиновых и щелочных сиенитов. В результате установлено, что некоторые щелочные амфиболы являются минералами-индикаторами оруденения определенного типа. Подтверждено ранее высказанное положение (Гинзбург, Архангельская, 1975) о том, что рибекит, железистый арфведсонит и промежуточные между

ними по составу разности являются индикаторами тантало-ниобиевой минерализации и характерны для танталоносных полевошпатовых метасоматитов и танталоносных щелочных гранитов.

Для метаморфогенных серий с железистыми кварцитами типичны богатый натрием магнезиорибекит и крокидолит, причем магнезиорибекит в таких сериях наблюдается в зонах проявления натриевого метасоматоза в парагенезисе с урановыми минералами и является, таким образом, индикатором урановой минерализации.

Для осадочно-метаморфогенных образований с железо-марганцевой и марганцевой минерализацией характерен марганцевый рихтерит.

Другие щелочные амфиболы-рихтериты, богатые кальцием или калием, магнием или железом ; бедные натрием магнезиорибекиты, глаукофан, катафорит, магнезиокатафорит, кроссит, конечные члены рибекит-арфведсонитового ряда, эккерманит- встречаются вне связи с какими-либо рудными образованиями.

2. Особенности химического состава и физических свойств щелочных амфиболов-индикаторов оруденения - могут служить поисковым признаком позволяющим выделять рудоносные участки, наиболее перспективные на обнаружение богатых руд.

Установлено, что в танталоносных гранитах и метасоматитах щелочные амфиболы образуют изоморфный ряд рибекит-железистый арфведсонит, для которого характерно: отсутствие или малое содержание магния, кальция ; высокая железистость, богатство фтором и постоянная примесь лития, цинка, тантала, ниобия. От рибекита к арфведсониту в этом ряду увеличиваются содержания натрия, закисного железа, кремния, лития и уменьшаются содержания кальция, магния, окисного железа.

Состав и свойства щелочных амфиболов этого ряда коррелируются с составом литиевых слюд и с минеральными формами тантало-

ниобатов, обуславливающих ценность таких пород как рудных образований. Наиболее богатый кальцием, магнием и самый бедный щелочами и алюминием член этого ряда – рибекит встречается в тех гранитах и метасоматитах, в которых тантало-ниобаты представлены, главным образом, фергусонитом или ампангабеитом и – бломстрандином, не представляющими практического значения. Промежуточные члены изученного изоморфного ряда, но стоящие еще ближе к рибекиту, характерны для танталоносных гранитов и метасоматитов с колумбит-танталитом, при подчиненном количестве пирохлора. Массивы таких пород в ряде случаев представляют собой тантало-ниобиевые месторождения, со средним содержанием Ta_2O_5 – 0,010–0,02% и Ta:Nb = I:I0 до I:5. В таких породах, кроме амфибола, из числа темноцветных встречается биотит, по которому развивается протолитионит; спорадически встречается полилитионит, не всегда – топаз, касситерит, микролит; в надинтрузивных зонах типична бериллиевая минерализация. Промежуточные члены ряда рибекит-арфведсонит, но стоящие уже ближе к арфведсониту, характерны для полевошпатовых метасоматитов и гранитов с главным рудным минералом – пирохлором, которые часто являются крупными и богатыми месторождениями тантала и ниобия (при средних содержаниях Ta_2O_5 до 0,08% и Ta:Nb = I:I0 до I:I4). Из темноцветных минералов в породах присутствует эгирин; литиевых слюд мало (поздний полилитионит). Бериллиевая минерализация в экзоконтактах наблюдается, но масштабы ее незначительны.

8. Особенности состава и свойств щелочных амфиболов могут быть использованы и как индикаторы состава субстрата, за счет которого возникли рудоносные породы, имеющие метасоматическое происхождение. Установлено, что состав танталоносных щелочных гранитов и полевошпатовых метасоматитов, а также состав содержащихся в них наиболее „изоморфоемких" минералов–слюд, амфибо-

Таблица

Зависимость химико-минерального состава рибекит-микроклин-альбитовых гранитов и полевошпатовых метасоматитов от состава пород субстрата

Особенности химико-минерального состава метасоматитов и метасоматических гранитов	Состав пород субстрата				
	Нефелиновые и щелочные сиениты (луяврит)	Кварцевые сиениты, кордмаркиты	Терригенные и метаморф. породы гранитного состава; малощелочноземельные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты	Щелочные рибекитовые и аляскитовые граниты	Аляскитовые, часто грейзенированные щелочноземельные граниты
Главные породообразующие минералы	Кварц, микроклин, альбит (альбита < микроклина), рибекит, арфведсонит, эгирин	Кварц, микроклин, альбит (альбита < микроклина), рибекит, арфведсонит, эгирин	Кварц, микроклин, альбит (альбит ≈ микроклина), литиевые слюды, рибекит-арфведсонитовый ряд	Кварц, микроклин, альбит (альбит ≥ микроклина), ряд рибекит-арфведсонит; встречается амазонит	Кварц, микроклин, альбит, мусковит, амазонит
Второстепенные породообразующие минералы	Биотит, полилитионит, редко протолитионит	Гастингсит, энигматит, геденбергит, полилитионит	Литиевый биотит, протолитионит	Литиевые слюды, эгирин	Сидерофиллит, циннвальдит
Главные танталониобаты (подчеркнутые преобладают)	Фергусонит, аманнгабеит, приорит, пирохлор	Бломстрандин, фергусонит, пирохлор	Пирохлор, фергусонит, колумбитизированный пирохлор	Колумбит, колумбитизированный пирохлор, пирохлор, ильменорутил, танталит, микролит	Колумбит-танталит, микролит, ильменорутил, эвксенит, фергусонит
Прочие акцессорные минералы	Торит, малакон, ильменит, таленит, гадолинит, ксенотим, монацит, редкоземельный флюорит, састнезит, сульфиды свинца, меди, цинка, железа	Торит, малакон, ильменит, чевкинит, ортит, ксенотим, монацит, флюорит, паризит, састнезит, сульфиды свинца, меди, цинка, железа	Торит, малакон, циртолит, эльпидит, ксенотим, монацит, редкоземельный флюорит, алмо-натриевые фториды, бастнезит, паризит, сульфиды меди, железа, свинца, цинка, не всегда берилл	Торит, малакон, ксенотим, монацит, алмо-натриевые фториды, топаз, редкоз. флюорит, бастнезит, сульфиды меди, железа, свинца, цинка, касситерит, берилл, фенакит	Малакон, ксенотим, циртолит, топаз, касситерит, турмалин, сфалерит, берилл
Наиболее широко проявившиеся стадии метасоматического процесса и их продукты	Калишпатизация, ранняя альбитизация, кварц-микроклиновые и кварц-альбитовые метасоматиты	Микроклинизация и ранняя альбитизация; кварц-микроклиновые метасоматиты с альбитом	Ранней альбитизации кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты	Ранней и поздней альбитизации; кварц-микроклиновые породы, альбититы	Поздней альбитизации, грейзенизации; грейзены, альбититы
Содержания:					
SiO_2	<72	<72	72 до 78	73 до 75	73 до 75
Na_2O+K_2O	10-12	10-13	8-9	~9-10	8-9
Al_2O_3	14-16	13-16	12-13	13-15	11-12
Ta:Nb	<1:10	<1:10	около 1:10	1:10 до 1:4	1:5 до 1:1
Na : K	Na > K	Na ≈ K	Na ≈ K	Na > K	Na ≈ K

лов находится в зависимости от состава субстрата, по которому эти породы образуются (табл.). Гранитоиды с фергусонитом возникают по породам средней основности - нефелиновым и щелочным сиенитам, нордмаркитам, кварцевым сиенитам ; из темноцветных минералов для этих гранитов характерны рибекит или арфведсонит, биотит ; из литиевых слюд - полилитионит. За счет кислых щелочно-земельных магматических пород и их метаморфических аналогов образуются метасоматиты и метасоматические граниты, щелочные амфиболы которых представлены промежуточными членами ряда рибекит-арфведсонит (стоящими ближе к арфведсониту) в ассоциации с пирохлором, литиевым биотитом. Гранитоиды с колумбит-танталитом, касситеритом, литиевыми слюдами (прото- и полилитионит, циннвальдит), с амфиболом, стоящим ближе к рибекиту, возникают по щелочным рибекитовым и аляскитовым гранитам.

Боруцкий Б.Е. (ИГЕМ)

ТИПОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Породообразующие минералы могут быть главным источником генетической информации, поскольку они являются свидетелями всех основных геологических процессов. Однако, их состав и свойства зависят не только от условий кристаллизации, но и от всей последующей геологической истории региона.

I. Полевые шпаты пород Хибинского массива являются наиболее ярким примером такой зависимости. Полученные нами данные свидетельствуют, что щелочные полевые шпаты нефелиновых сиенитов и их пегматитов существенно варьируют по составу и степени Si /Al - упорядоченности, однако неверно интерпретировать эти вариации как отражение меняющихся термодинамических условий

кристаллизации магматического расплава. Первоначальный состав кристаллизовавшихся полевых шпатов (по реликтам криптопертитов) в этих породах варьировал от $Ab_{60-65}\ Or_{40-35}$ до $Ab_{30}Or_{70}$ (от хибинитов к фойяитам), а структурное их состояние отвечало, по-видимому, высокому ортоклазу, с 2V не менее 50°. Близкие по составу и структуре полевые шпаты кристаллизовались и в первичных пегматитах нефелиновых сиенитов.

Фазовый распад в полевых шпатах, собирательная перекристаллизация продуктов распада и их упорядочение обусловлены последующими постмагматическими изменениями; их интенсивность определялась интенсивностью автометасоматических преобразований в нефелиновых сиенитах и залегающих в них пегматитах.

В результате постмагматических процессов в районе Центральной дуги Хибинского массива из щелочных полевых шпатов была полностью вынесена натриевая составляющая, что сопровождалось разупорядочением калиевого полевого шпата и метастабильной кристаллизацией адуляровидного неупорядоченного полевого шпата (низкого санидина - высокого ортоклаза).

2. Состав нефелина в нефелиновых сиенитах массива и их пегматитах наиболее обогащен натриевой составляющей и "избыточным" SiO_2. В результате автометасоматических преобразований в породах массива состав нефелина смещается к стехиометрическому соотношению между щелочами и без "избыточного" SiO_2. В ходе процессов перекристаллизации пород Центральной дуги, сопровождающихся калиевым метасоматозом, возникли новообразования нефелина, существенно обогащенные калием; при последующих преобразованиях их состав также смещался в сторону стехиометрического нефелина - при этом часть калиевого компонента обособилась в виде самостоятельной минеральной фазы (кальсилита).

3. Состав первичного пироксена в нефелиновых сиенитах соответствует изоморфному ряду эгирин-салит, а в мельтейгит-уртитах - ряду эгирин-диопсид. В результате автометасоматических преобразований пироксен во всех породах массива замещается новообразованным игольчатым пироксеном, соответствующим по составу чистому эгирину, в ассоциации с которым возникают типичные минералы агпаитового комплекса (эвдиалит, энигматит, лампрофиллит, ринкит и др.). Пироксен такого же состава образуется и в ходе перекристаллизации пород Центральной дуги, чем объясняется обогащение эгирином ряда мельтейгит-уртитов и рисчорритов. В условиях калиевого метасоматоза пироксен местами полностью замещается биотитом.

4. Исследование породообразующих минералов Хибинского массива позволяет выделить в нем три типа минеральных ассоциаций: миаскитовую (магматические породы и первичные пегматиты), агпаитовую (образования, возникшие при автометасоматическом замещении в породах и пегматитах) и ультраагпаитовую (продукты постмагматической перекристаллизации и калиевого метасоматоза в породах Центральной дуги массива). Выделенным ассоциациям соответствуют свои комплексы акцессорных минералов.

Соколова М.Н. (ИГЕМ)

ТИПОМОРФИЗМ УЛЬТРААГПАИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ХИБИНСКОГО МАССИВА

1. Ультраагпаитовая минеральная ассоциация, наиболее щелочная среди известных ассоциаций щелочных пород (минералов), выделена в породах и пегматитах центральной дуги Хибинского массива, характеризующихся интенсивно проявленными постмагматическими преоб-

разованиями. Основной ее особенностью является преобладание калиевых и калийсодержащих минералов, присутствие титаносиликатов с высоким отношением $(K + Na + Ca):(Ti + Fe^{3+} + Al)$, достигающим 5 (в титаносиликатах агпаитовой ассоциации оно не превышает 2,5). Существенное значение в составе минералов рассматриваемой ассоциации имеют примеси Ba, F.

2. Акцессорные минералы ультраагпаитовой ассоциации представлены минералами, несвойственными нефелиновым сиенитам и нефелинсиенитовым пегматитам Хибинского массива. Наряду с силикатами (дельхайелит, канасит, ферсманит), титаносиликатами (ломоносовит, беталомоносовит, ферсманит, тинаксит, илимаусит, мурманит) и цирконосиликатами (вадеит, ловозерит), характерны такие своеобразные минералы, как фторид Na - виллиомит и калийсодержащие сульфиды - джерфишерит и расвумит.

3. Отдельные минералы ультраагпаитовой ассоциации распространены и в других щелочных массивах (Ловозерский, Илимаусак в Гренландии), однако, наиболее полно эта ассоциация редчайших минералов представлена в Хибинах в адулярсодержащих участках замещенных пегматитов рисчорритов (месторождения Апатитовый цирк и Плато Расвумчорр) и мельтейгит-уртитов (Кукисвумчорр-Юкспорское и Расвумчоррское пегматитовые поля) в непосредственной близости от апатитовых рудных тел.

4. Особенности форм выделений минералов рассматриваемой ассоциации указывают на специфичность условий их образования. Типично широкое развитие метакристаллов акцессорных титано- и цирконосиликатов - беталомоносовита, щербаковита, ферсманита, вадеита, ловозерита. Они приурочены главным образом к калиевому полевому шпату и представлены как хорошограненными кристаллами, так и скелетными, футлярообразными формами.

Разнообразны псевдоморфозы, возникшие при замещении минералами ультраагпаитовой ассоциации более ранних титано- и цирконосиликатов. Примерами служат псевдоморфозы ловозерита по эвдиалиту, ловозерита - по вадеиту, мурманита и ненадкевичита - по ломоносовиту, содержащие вадеит полиминеральные псевдоморфозы по эвдиалиту.

Развиты своеобразные коронитовые структуры - лучистые каймы вокруг выделений более ранних минералов такие как ловозеритовые кориниты вокруг выделений эвдиалита и вадеита.

Характерны ограненные кристаллы ряда минералов ультраагпаитовой ассоциации в пустотах (фенаксит, вадеит, илмаусит, тинаксит).

5. Взаимоотношения минералов ультраагпаитовой ассоциации (как породообразующих, так и акцессорных), типоморфные особенности их морфологии и состава, отражающие своеобразие генезиса пород центральной дуги Хибинского массива, свидетельствуют о том, что формирование ультраагпаитовой минеральной ассоциации происходило в условиях широко проявленных процессов перекристаллизации и замещений ранних минералов (миаскитовой и агпаитовой ассоциаций) более поздними, в связи с развитием калиевого метасоматоза.

Шлюкова З.В. (ИГЕМ)

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМЫ С РАЗНЫМИ ТИПАМИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ХИБИНСКОГО МАССИВА)

I. Щелочная магма и связанные с нею постмагматические растворы активно реагируют с вмещающими породами, в результате чего возникают специфические ассоциации минералов. Одним из главных

факторов, определяющим их развитие является влияние состава вмещающих пород. Породы, вмещающие Хибинский интрузив, представляют собой разновозрастные метаморфические образования, возникшие по породам разнообразного исходного состава. При внедрении щелочной магмы в породы, богатые SiO_2 (песчаники, кремнистые сланцы и др.), образовались минеральные ассоциации сходные с гранитными пегматитами (кварц-полевошпатовые жилы); при наиболее высоких содержаниях SiO_2 во вмещающих породах, возникали ассоциации миаскитового типа.

2. Наиболее разнообразная минерализация развивалась при взаимодействии щелочной магмы с породами, недосыщенными SiO_2 . Типоморфными акцессорными минералами, возникших при этом пород, являются ловенит, чевкинит, бритолит, тундрит. В случае резкой недосыщенности кремнеземом, при высоких концентрациях оснований, кристаллизовались кальциево-магнезиальные или кальциево-железистые разности минералов, часто обогащенные алюминием: диопсид, плагиоклаз, рихтерит, корунд, минералы группы шпинели, гранат, монацит и другие.

Еськова Е.М. (ИМГРЭ)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СЛЮД ЩЕЛОЧНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Установлены черты сходства и различия химизма слюд трех формаций щелочных метасоматитов: щелочно-базальтоидной, нефелин-сиенитовой (миаскитовой) и щелочно-гранитной.

Общей особенностью биотитов и мусковитов в метасоматитах всех формационных типов является стабильно высокие концентрации Zr , Nb и Ta. Отношение концентрации этих элементов в слюдах метасоматитов к среднему содержанию в слюдах магматических ще-

лочных пород могут служить одним из показателей потенциальной рудоносности последних.

Выявлены различия ассоциаций элементов-примесей в слюдах и индикаторные отношения петрогенных, редких и рудных элементов. Для слюд щелочно-базальтоидной формации свойственны повышенные содержания элементов, характерных как для глубинных (Ti , V , Ba, Sr), так и коровых (Li , Rb , Be, Pb) образований, миаскитовой - только глубинных (Ti , V , Ba) и щелочно-гранитной - исключительно коровых (Li , Rb , Cs , Be, Sn). Наиболее информативными оказались величины отношений K/Na , Fe"/Fe"', K/Rb и Zn /Pb в слюдах. Черты различия слюд можно использовать как критерии при выяснении формационной принадлежности метасоматитов, не проявляющих видимой связи с определенными магматическими комплексами.

Скоробогатова Н.В., Кудрин В.С.,
Кудрина М.А., Минеев Д.А., Архангельская В.В.
/Мингео СССР /

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЙ ПИРОХЛОР-ИНДИКАТОР ЩЕЛОЧНЫХ КВАРЦ-АЛЬБИТ-МИКРОКЛИНОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

I. В метасоматических редкометальных образованиях кварц-альбит-микроклинового состава с железо-натриевыми силикатами наряду с другими типоморфными минералами присутствует пирохлор специфического состава. Он отличается от *пирохлоров из всех других типов пород*, и в том числе, от пирохлоров магматических щелочных гранитов:

а. В них преобладают редкие земли и свинец над другими катионами группы А. Типично присутствие редкоземельных разностей (до 25% TR_2O_3) и *плюмбо-пирохлоров*. Повышенное содержание свинца

в пирохлорах тесно связано с повышенной активностью кислорода и высокой щелочностью процессов метасоматоза ; замещение в пирохлоре кальция катионами с большим ионным радиусом приводит к повышению размера элементарной ячейки. Величина a_0, превышающая I0,4I Å, является надежным показателем обогащения пирохлора свинцом.

6. Отношение тантала к ниобию в пирохлорах из вкрапленных руд колеблется от I:6 до I:I5, оставаясь стабильным для каждого из конкретных месторождений ; в пирохлорах из сплошных руд это отношение существенно возрастает (до I:50).

3. *Характерен парагенезис редкоземельного пирохлора с альбитом*, железо-натриевыми силикатами, фторидами (преимущественного сложного состава: алюмо-натриевыми, натрий-кальциевыми, редкоземельными и др.) и другими минералами пород данной метасоматической формации.

4. Аналогичные свойства и парагенезис характерны для редкоземельных пирохлоров из кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов, возникших в массивах гранитоидов ("редкометальных апогранитов", "редкометальных гранитов", в зонах региональных разломов, в древних толщах метаморфических пород.

Это подтверждает близость формационных черт указанных образований.

5. Состав пирохлора можно использовать в качестве индикатора принадлежности пород к формации щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов, а так же в практических целях при поисково-оценочных работах.

Тихоненкова Р.П. (ИМГРЭ)

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ПЕРОВСКИТА ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В щелочных породах различных формационных типов постоянно присутствуют акцессорные минералы группы перовскита-лопарита. Изучение закономерностей их распространения, условий концентрации и вариаций состава в различных щелочных породах позволило выявить их индикаторную роль при решении ряда генетических вопросов, при фациальном расчленении щелочных пород и оценке перспектив их рудоносности.

Устанавливается типоморфное значение особенностей морфологии и внутреннего строения кристаллов, характера двойникования, содержаний и соотношений редкоземельных элементов, стронция, ниобия и тория.

Полученные данные могут быть использованы как дополнительные критерии при постановке ревизионно-оценочных работ в щелочных массивах.

Хомяков А.П. (ИМГРЭ)

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЛОВОЗЕРИТА И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ЭВДИАЛИТОМ

В последние годы в Ловозерском и Хибинском массивах было найдено и описано несколько новых щелочных силикатов циркония (тригональный ловозерит, цирсиналит) и титана (коашвит, казаковит), характеризующихся тесным структурным и химическим родством с изученным ранее моноклинным ловозеритом. Все они явля-

ются типоморфными для ультраагпаитовых пегматитов и гидротермолитов (натросилитовых, уссингитовых, анальцимовых, арфведсонит-полевошпатовых), наряду с натиситом, натрофосфатом, вуоннемитом, щербаковитом, дельхайелитом, расвумитом, джерфишеритом и др. Их образование обусловлено резким возрастанием щелочности пегматитового расплава-раствора, при которой эвдиалит - минерал умеренной щелочности - становится неустойчивым и разлагается с образованием высокощелочных цирконо- и титаносиликатов. Для цирконосиликатов рассматриваемой группы весьма характерно развитие в виде псевдоморфоз по эвдиалиту: на первом этапе возникает богатая натрием безводная фаза (цирсиналит или его аналоги), на второй стадии цирсиналит подвергается частичному декатионированию, в результате чего по нему образуются гомоосевые псевдоморфозы ловозерита.

Кристаллохимический анализ (Черницова Н.М., Пудовкина З.В., Воронков А.А. и др., 1975) привел к заключению о вероятном единстве структурного принципа, лежащего в основе строения всех представителей данной группы и позволил предложить для них обобщенную формулу $A_3B_3C_2M\left[Si_6O_{18}\right]$ со следующим предполагаемым размещением катионов по структурным позициям:

Минерал	Идеализированная формула	A	B	C	M
Ловозерит M	$H_6Na_2\{Zr[Si_6O_{18}]\}$	2Na+H	3H	2H	Zr
Ловозерит R	$H_5Na_3\{Zr[Si_6O_{18}]\}$	3Na	3H	2H	Zr
Цирсиналит	$Na_6Ca\{Zr[Si_6O_{18}]\}$	3Na	3Na	Ca+□	Zr
Коашвит	$HNa_6Ca\{(Ti_{0,5}Mn_{0,5})[Si_6Ø_{18}]\}$	3Na	3Na	Ca+H	$Ti_{0,5}+Mn_{0,5}$
Казаковит	$H_2Na_6\{Ti[Si_6O_{18}]\}$	3Na	3Na	2H	Ti

В качестве высокосимметричных прототипов структуры были приняты искусственный цеолит типа А и минерал эканит. Однако в качестве такого прототипа не был рассмотрен эвдиалит, являющийся субстратом, особенно благоприятным для развития минералов группы ловозерита. Между тем отношение атомных количеств Zr:Si в цирсиналите (I:8) точно соответствует таковому в эвдиалите и не отвечает отношению в приведенной выше идеализированной формуле (I:6). Отношение M:Si = I:8 характерно также для казаковита, коашвита, тригонального и моноклинного ловозерита, что необходимо учитывать при дальнейшем кристаллохимическом анализе.

Ничипуренко В.И., Хирова Л.Т.,
Ничипуренко О.И. (ГИГХС)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АПАТИТА В КАРБОНАТИТАХ НИЖНЕСАЯНСКОГО МАССИВА

Нижнесаянский массив является сложно дифференцированным многофазным плутоном центрального типа. В геологическом строении массива принимают участие (от ранних к поздним) пироксениты, карбонатиты и пикритовые порфириты. Карбонатиты занимают большую часть площади массива. Среди них выделяется четыре разновозрастные группы пород, отвечающие соответственно четырем последовательным стадиям карбонатитового процесса. Карбонатиты в среднем содержат до I0% апатита (около 4% P_2O_5).

Во всех разновидностях карбонатитов апатит образует округло-призматические, призматические и вытянутые зерна и их агре-

гаты ; редко встречаются хорошо ограненные кристаллы. Средний размер его зерен уменьшается от I стадии формирования карбонатитов к IУ стадии (в мм): 0,33 x 0,94 ; 0,27 x 0,81, 0,21 x 0,65 ; 0,19 x 0,55. Цвет апатита непостоянен и варьирует от почти бесцветного до серого, белого и грязно-зеленого. Для ранних выделений апатита обычны зеленоватые оттенки, а для поздних - белые и серые. Устанавливается четкая зависимость показателей преломления апатита от содержания в нем F, H_2O^+, Ba, а также их различия у апатита разных генераций.

Удельный вес апатитов изменяется в пределах 3,18-3,28, главным образом в зависимости от содержания в нем церия и бария. Он минимален у апатита из карбонатитов I и IУ стадий (3,22 и 3,23), и максимален у апатита из карбонатитов П и Ш стадий (3,26 и 3,27).

Параметры элементарной ячейки апатита варьируют в незначительной степени, апатит из карбонатитов I-Ш стадий имеет a_0 = 9,39 Å; C_0 = 6,88 Å, а из карбонатитов IУ стадии - a_0 = 9,38-9,366 Å; C_0 = 6,88 Å. Относительно низкие значения параметра a_0 характерны для самых поздних генераций апатита.

Химический состав апатитов, в основном содержание в них F и H_2O^+, закономерно изменяется от ранних карбонатитов к поздним. Если среднее содержание фтора в апатитах увеличивается от карбонатитов I-П стадий (1,92 и 1,97%) к поздним (2,44-2,66%), то среднее содержание H_2O^+, наоборот, имеет тенденцию уменьшения от ранних карбонатитов (0,5%) к поздним карбонатитам (0,37 и 0,32%). В кристаллической структуре апатита всех карбонатитов имеется дефицит одновалентных анионов ; все изученные образцы относятся к гидроксил-окси-фтор-апатиту. Максимальный дефицит характерен для апатита из карбонатитов П стадии ; при минимальном содержании фтора он имеет аномально

низкое содержание H_2O^+ (0,21%).

Основной и постоянной примесью в апатите является кремнезем (SiO_2 - 0,46 - 2%, в среднем 1,35%). Максимальное его содержание характерно для апатита из карбонатитов I стадии, минимальное (0,7%) - из карбонатитов II стадии. Весьма неравномерное содержание CO_2 (0-1,38%) в выделениях апатита всех генераций указывает на возможность наличия в них мельчайших включений карбонатов.

В апатите постоянно в заметных количествах присутствуют изоморфные примеси Sr ,TR , $Le^{\cdots}$,Na ; часто - Mg , Ba ; в ничтожных количествах - Mn и Ti . Характерны также Pb ,Cu ,Sn ,Nb .

По набору рассмотренных особенностей выделения апатита можно относить к продуктам определенных стадий карбонатитового процесса. Это может помочь в оценке потенциальной рудоносности новых карбонатитовых тел.

Кирова Л.Т., Лягушкин А.П. (ГИГХС)

О ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ АПАТИТА В УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ И КАРБОНАТИТАХ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Апатит присутствует во всех ультраосновных-щелочных породах, различаясь особенностями морфологии кристаллов, физических свойств, химического состава и структуры. Исследованию подвергался апатит из пяти крупных дифференцированных массивов: Гули, Одихинча, Магань, Эссей, Ыраас. Установлено, что в ультраосновных и щелочных породах присутствуют две генерации апатита: первая представлена простыми по форме кристаллами, имеет невысокие показатели преломления (N = 1,685), удель-

ный вес - 3,16-3,17; вторая - отличается более сложной формой кристаллов, показателями преломления (N = 1,640), увеличенным удельным весом (3,20), повышенным содержанием Sr (0,33-0,48%) и редких земель (0,48-0,53%).

Апатит из флогопитовых метасоматитов и их пегматоидных разностей отличается сложностью форм кристаллов, обычно удлиненных (1:2 - 1:1 и более), повышенным содержанием Sr (0,68-1,72%) и суммы редких земель (0,84-1,35%).

Показатель преломления и удельный вес апатита различны в образцах из ранних кальцитовых (N = 1,640; уд.вес 3,18-3,20) и доломитовых карбонатитов (N = 1,695; уд.вес 3,16-3,19). Апатит из магнетит-апатитовых пород мало чем отличается от апатита из карбонатитов.

Параметры элементарной ячейки апатита из различных групп пород варьируют в незначительных пределах: a_0 = 9,38-9,40 Å; C = 6,88-6,89 Å. Наименьшие значения характерны для апатита из доломитовых карбонатитов.

По химическому составу апатит во всех породах исследуемых массивов относится к окси-гидроксил-фторапатиту, что, вероятно, связано с дефицитом фтора в среде образования апатита. Содержание фтора варьирует от 1,20 до 2,10%.

Содержания редких земель в апатитах уменьшается от более ранних их образований к поздним. Исключением является апатит из мйолитов и эгиринитов массива Маган, бедный редкими землями и стронцием (TR_2O_3 = 0,10-0,20%, Sr = 0,17-0,38%). Наиболее высокое содержание Sr и суммы редких земель (Sr = 0,86-1,72%; TR_2O_3 = 0,75-1,29%) характерно для пегматоидных разностей щелочных пород массива Одихинча, что, вероятно, связано с повышенной щелочностью минерализующего раствора.

В апатите из массивов, независимо от состава пород, преобладают элементы цериевой группы.

Исследованиями ИК-спектроскопии установлено присутствие в кристаллической решетке апатита CO_3 -иона, который может находится либо в позициях шестерной оси (F, OH, O), либо в позиции тетраэдрического радикала (PO_4^{3-}). Установлено, что апатиты из различных групп пород имеют различные значения интенсивности полос поглощения CO_3^{2-} - иона, причем равные значения отмечены у апатита из ийолитов и эгиринитов массива Маган.

Отмеченные типоморфные особенности апатита позволяют считать, что физико-химические условия образования апатита в различных группах пород исследуемых массивов были неодинаковыми.

Гранов П.Г. (ГИГХС), Горбатов Г.А.
(ВИМС)

КОМПЛЕКСНАЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА - ТИПОМОРФНЫЙ ПРИЗНАК АПАТИТА ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

I. Двумя методами: методом биений на частоте I Мгц в конденсаторе и методом пондермоторных сил на частоте 50 гц между иглами измерена диэлектрическая проницаемость ε_1 и ε_2 апатитов из промышленных месторождений Лао-Кай (ДРВ), Чулактау, Маркопидж, Слюдянка, Ошурковское, Юкспор, Апатитовый цирк, Кукисвумчорр.

2. Изученные месторождения относятся к трем различным генетическим типам. Апатиты этих месторождений достаточно четко различаются по значениям диэлектрической проницаемости:

осадочно-контактово-метаморфогенные (Лао-Кай, Чулактау)

$\varepsilon_1 = 8{,}60\text{-}8{,}90 \qquad \varepsilon_2 = 5{,}1\text{-}5{,}0$

осадочно-метаморфогенные (Слюдянка, Маркопидж)

ε_I = 9,33-9,52 ε_2 = 4,6-4,2

магматогенные (Ошурковское, Вкопор, Апатитовый цирк, Кукисвумчорр)

ε_I = 9,60-10,15 ε_2 = 4,1-3,7

3. Диэлектрические свойства апатитов разных месторождений и широта их вариации в пределах каждого месторождения проявляют зависимость от условий их формирования (первичные и наложенные процессы).

4. Установлена прямая зависимость для ε_I и обратная для ε_2 апатита от состава и концентрации изоморфных примесей (TR, Sr, и др.), их количественных соотношений, кристаллохимических особенностей минерала и содержания в нем механических примесей.

5. Совместное определение характеристик ε_I и ε_2 дает значительно большую информацию, чем определение какой-либо одной из них. Увеличение ε_I свидетельствует о возрастании изоморфной емкости апатита, а увеличение ε_2 - о возрастании фазовой неоднородности минерала и повышении в нем концентрации механических включений.

6. Диэлектрические характеристики ε_I и ε_2 апатита являются типоморфными признаками месторождений разных формаций и могут быть использованы при минералого-генетических, петрологических и технологических исследованиях руд.

УП. ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД, КИМБЕРЛИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Хисина Н.Р. (ГЕОХИ)

ПРИЗНАКИ УПОРЯДОЧЕНИЙ И РАСПАДА ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ СРЕДИ МАГМАТОГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Среди магматогенных минералов широко распространены изоморфные серии, характеризующиеся неограниченной смесимостью компонентов при температурах солидуса. Минералы - члены таких изоморфных рядов - кристаллизуются в форме гомогенного неупорядоченного твердого раствора, который в ходе последующего субсолидусного остывания претерпевает упорядочение и (или) распад. Степень фазового превращения, как следствие посткристаллизационного остывания интрузивов, определяется соотношением скоростей остывания и скоростей распада (упорядочения) твердого раствора; таким образом, она содержит информацию о термической истории пород и генезисе данного минерала и может рассматриваться как его типоморфный признак.

Рассмотрение кинетики изотермического распада (упорядочения) твердых растворов применительно к условиям непрерывного остывания интрузивных пород позволяет провести оценку скоростей субсолидусного остывания минерала и сопоставить параметры распада (упорядочения) в минералах различного генезиса. К таким параметрам относятся: масштаб распада λ (суммарная толщина ламелей обеих фаз); степень фазового расслоения по составу Δc; температура закалки $T_в$, определяемая положением точек составов c_1 и c_2 на фазовой диаграмме состояния.

Параметр упорядочения ортопироксенов σ определяется как $\sigma = 100\% \frac{x_2 - x_2(1000^0C)}{x_2(500^0C) - x_2(1000^0C)}$, где x_2 - зафиксированное содержание Fe^{2+} в позиции M_2;

$x_2(500^0C)$ - содержание Fe^{2+} в позиции M_2, отвечающее равновесию при 500^0C; $x_2(1000^0C)$ - при 1000^0C.

Распад твердых растворов ряда авгит - пижонит. Обработка соответствующих данных показывает, что клинопироксены из быстроостывавших лунных пород (базальты, ударные расплавы) характеризуются ΔWo 26-32%, T_s 1000-1050°C, λ 300-1000 Å; скорости остывания в диапазоне температур $T_{крист.} - T_s$ составляют от 8^0/час до 90^0/час. Клинопироксены из медленно остывавших пород (интрузивы, глубинные части покровов выбросов, средние горизонты мощных лавовых потоков) характеризуются ΔWo 40-45% (Close et all, 1973), отсутствием закалки, λ 10-60 μ; скорости остывания от $T_{крист.}$ до $T \sim 1000^0C$ составляют 0,2-7°/год.

Распад твердых растворов ряда магнетит - ульвошпинель. Параметры распада λ, ΔUlv и T_s в изученных титаномагнетитах различного генезиса меняются от соответственно 425 Å, 35%, 500°C (титаномагнетит из пород рифтовых зон Африки, испытавший закалку) до 6000-11000 Å, 80% (при отсутствии закалки; титаномагнетит из апатитового тела г. Кукисвумчорр Хибинского массива).

$Fe^{2+} - M_2$ упорядочение в ортопироксенах. Расчет показывает, что при скоростях остывания в диапазоне 1000-500°C меньше 2-5° в день в ортопироксенах должно фиксироваться упорядочение с $\sigma < 100\%$, что находится в хорошем согласии с данными других методов оценки скоростей остывания. Отсюда следует, что ортопироксены из метеоритов, поверхностных слоев лавовых потоков и ударных расплавов должны характеризоваться величиной $\sigma < 100\%$, тогда как σ упорядочения в ортопироксенах из интрузивных комплексов и сред-

них горизонтов лунных лавовых потоков достигает 100%. Эти выводы подтверждает анализ наших собственных и литературных данных о параметрах упорядочения ортопироксенов различного генезиса.

Таким образом, типоморфными признаками клинопироксенов или титаномагнетитов из быстростывавших пород (эффузивы, ударные расплавы, метеориты) являются: малая степень фазового расслоения по составу Δc, отвечающая высокой температуре закалки T_s; масштаб распада $\lambda < 1000$ Å; соответствующий типоморфный признак ортопироксенов - степень упорядочения $\sigma < 100\%$.

Карпова О.В., Боярская Р.В.,
Тронева Н.В. (ИГЕМ)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТИТАНОМАГНЕТИТА ИЗ ПОРОД ОСНОВНОГО, УЛЬТРАОСНОВНОГО И ЩЕЛОЧНОГО СОСТАВА

I. Состав первичного гомогенного титаномагнетита в рассматриваемых породах и рудах в большей мере определялся составом магмы и условиями ее кристаллизации; наиболее сильным было влияние температуры и парциального давления кислорода. Эти факторы сказались на количественных соотношениях окислов железа и титана, а также элементов-примесей в кристаллизовавшемся титаномагнетите. В дальнейшем такие соотношения определили фазовый состав продуктов распада титаномагнетита и распределение между ними элементов примесей.

2. Одним из наиболее важных типоморфных признаков титаномагнетита является микроструктура его зерен, чутко реагирующая на изменение физико-химических условий кристаллизации. Состав первичного титаномагнетита в основном был ульвешпинель-магнетитовый,

что свидетельствует о наличии восстановительных условий его образования и низком парциальном давлении кислорода. С увеличением парциального давления кислорода ульвешпинель окислялась с образованием ильменита и магнетита. Возникновение пластинчатых выделений ильменита, ориентированных по (III) магнетита, не является результатом распада гомогенного титаномагнетита, как считает большинство исследователей, а связано с процессом окисления и собирательной перекристаллизации.

3. Выделения титаномагнетита в основных породах представлены срастаниями магнетита, ульвешпинели, шпинели и различных по размеру и характеру ориентировки пластинчатых выделений ильменита. Состав его более сложный чем титаномагнетита из ультраосновных и щелочных пород. Последний состоит в основном из ульвешпинель-магнетитовых срастаний, что свидетельствует о сохранении восстановительных условий в процессе формирования пород и руд.

4. Содержание титана и элементов-примесей в титаномагнетите непостоянны. Наиболее высокие содержания Ti характерны для титаномагнетита из пород трапповой, габбровой и габбро-лабрадоритовой формаций. Повышенное содержание ванадия свойственно титаномагнетиту пород габбровой и габбро-лабрадоритовой формаций; в образцах из пород щелочно-ультраосновной формации ванадий почти отсутствует. Максимальное содержание хрома в титаномагнетите отмечается из ультраосновных пород щелочно-ультраосновной формации и минимальное - пород габбровой и трапповой формации. Содержание алюминия выше в титаномагнетите габбровых и ультраосновных пород (*щелочно-ультраосновной формации*).

5. Наряду с особенностями состава и микростроения титаномагнетита типоморфна его ассоциация с ильменитом и апатитом, главным образом в породах основного состава. Титаномагнетит щелочных

пород и связанных с ними руд ассоциируется со сфеном, совместное нахождение его с ильменитом здесь типично.

Чернышева Л.В., Смелянская Г.А., Гайдукова В.С.,
Зайцева Г.М., Якубовская Н.Ю. /ВИМС/

ТИПОМОРФИЗМ МАГНЕТИТА

Применение традиционных химико-минералогических методов в сочетании с новейшими физическими методами исследований (электронная микроскопия, электронное зондирование, рентгеновская дифрактометрия, термомагнитный анализ в широком диапазоне температур и др.) позволило получить новую информацию о составе, строении и свойствах магнетита различного генезиса и выявить его типоморфные особенности (см. табл. I).

I. Высокотемпературные выделения магнетита в магматических, карбонатитовых, скарновых и траповых месторождениях характеризуются микронеоднородным строением и являются в основном многофазными образованиями, сложенными различными продуктами распада твердого раствора (магнетит, ульвошпинель, ильменит, шпинель, магномагнетит, магнезиоферрит), состав и количественные соотношения которых зависят от условий образования рудного вещества.

2. Магнетит в месторождениях различных рудных формаций, образующихся в разных условиях, отличается составом и содержанием элементов-примесей - Ti, Mg, Al, Mn, V, Cr, Ni, Co. По мере перехода от высокотемпературных к низкотемпературным образованиям в магнетите уменьшается содержание как продуктов распада, так и изоморфных примесей.

3. Условия образования магнетита могут быть охарактеризованы

Типоморфные особенности магнетитов

Формации, породы, стадии / Характерные особенности магнетитов	Габбровая формация	Габбро-пироксенит-дунитовая формация	Ультраосновная-щелочная формация						Магнезиальные скарны	Известковые скарны	Траппо-вая формация	Вулканогенно осадочные	Метаморфогенные (железистые кварциты)
			Ультрабазиты	Щелочные породы	Карбонатиты I	Карбонатиты II ранняя	Карбонатиты II поздняя	Карбонатиты III					
Фазовый состав (в %)													
Элементы-примеси (в вес %)													
TiO_2	12.0 -	2.70	4.21	4.79	2.0	1.1	2.4	0.63	0.63	0.10	0.42	0.18	0.12
MgO	1.86	2.49	6.27	0.88	6.1	6.4	3.0	1.60	1.86	0.35	4.0	0.17	0.20
Al_2O_3	2.87	3.89	3.47	1.03	3.0	2.1	0.7	1.32	1.78	0.73	2.46	0.63	0.34
MnO	0.43	0.23	0.53	0.77	0.65	0.64	0.44	0.33	0.25	0.7	0.31	0.07	0.02
V_2O_3	0.63	0.53	0.035	0.28	0.10	0.10	0.14	0.07	0.04	0.011	0.027	0.007	0.003
Cr_2O_3	0.18	0.14	0.19	0.047	0.003	0.001	н/о	0.001	0.009	0.002	0.02		0.011
NiO	0.039	0.028	0.25	0.018	0.0036	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.007		0.007
CoO	0.016	0.024	0.024	0.011	0.02	0.02	0.018	0.008	0.006	0.006	0.005		0.005
Типоморфные элементы	Ti,Mg,Al V,Cr,Ni	Al,Ti Mg V,Cr,Ni	Mg,Ti,Al Ni,Cr	Ti, V	Mg,Al,Ti V	Mg,Al,Ti V	Mg,Ti,V	Mg,Al,V	Mg, Al	Al,Mg Mn,Co	Mg,Al	Ce	Ce
Ni/Co	Ni > Co				Ni < Co						Ni>Co		Ni>Co
	2.4	1.3	10	1.3	0.28	0.2	0.2	0.5	0.45	0.27	2.7		1.4
MgO/Al_2O_3	1.6	2.2	5	2.1	5.7	7.4	10.3	3.0	2.5	1.2	5.1		
Физические свойства													
H (кг/мм²)	556	668	558	520	610	607	568	534	534	545	685	762	636
R_λ = 589%	18.5	17.7	18.3	19.3	18.5	18.0	18.5	19.3	18.0	19.5	18.0	18.8	19.6
a_0 (Å)	8.392	8.387	8.389	8.394	8.390	8.389	8.393	8.385	8.389	8.390	8.378	8.386	8.393
$\theta_к$ (C°)	555	550	545	560	545	544	550	560	556	550	557	570	573

ульвёшпинель+ильменит

ильменит

шпинель

магномагнетит-магнезиоферрит

индикаторными отношениями Ni:Co и $MgO:Al_2O_3$.

В магнетите магматических и метаморфогенных месторождений, а также месторождений траппповой формации, никель преобладает над кобальтом, в отличие от магнетита карбонатитовых и скарновых месторождений (Ni: Co $<$ I).

По величине отношения $MgO:Al_2O_3$, указывающей на преобладание в магнетите шпинелевых (близко к I) или магнезиоферритовых (намного больше I) фаз, можно различать магнетит ультрабазитов габбро-пироксенит-дунитовой и ультраосновной-щелочной формаций, магнетит различных стадий карбонатитового процесса и др.

4. Физические свойства (κ , H, T_K) большинства высокотемпературных гетерогенных выделений магнетита определяются не только составом самой магнетитовой фазы, но также составом и характером распределения присутствующих в нем микроскопических и субмикроскопических включений, степенью его окисленности и др. Эти особенности также могут служить типоморфными признаками, используемыми при выяснении отдельных генетических вопросов.

Совокупность важнейших типоморфных признаков магнетита позволяет судить об условиях минералообразования, распознавать месторождения определенных типов и формаций, а в пределах месторождений разновременные образования.

Полученные данные должны учитываться при разработке минералогических критериев для поисков и прогнозных оценок месторождений магнетита.

Абулевич В.К./ВИМС/

К ТИПОМОРФИЗМУ ИЛЬМЕНИТА

I. Ильменит - минерал переменного состава, для которого характерно широкое замещение закисного железа магнием и марганцем.

Особенности его состава несут информацию об условиях минералообразования.

2. Установлено, что ильменит основных пород характеризуется наиболее высоким содержанием магния и закиси железа; ильменит из щелочных пород несколько обогащен марганцем и ниобием; в метаморфических сланцах и пегматитах он часто содержит много марганца и кремнезема. Пикроильменит является типоморфным минералом кимберлитов.

3. Между химическим составом ильменитов и морфологией их кристаллов существует определенная связь. Так, ильмениты с повышенным содержанием магния наблюдаются в виде хорошо образованных толстотаблитчатых кристаллов, а для обогащенных марганцем ильменитов более характерны тонкотаблитчатые формы.

4. Ильменит промышленных россыпей, в питании которых принимают участие продукты кор выветривания, отличается разнообразием внешнего облика, непостоянством физических свойств и химического состава; это связано с процессом его лейкоксенизации в стадию формирования коры выветривания.

Изменение ильменита происходит вследствие перехода двухвалентного железа в трехвалентное и гидратации с последующим выщелачиванием железа. В результате повышается содержание двуокиси титана. Отмечается изменение содержаний примесей: обогащение ильменита хромом, алюминием, кремнием, фосфором и обеднение - марганцем и магнием.

Лейкоксенизация ильменита сопровождается изменением его цвета и физических свойств (твердости, магнитной восприимчивости и др.).

5. Существуют определенные критерии, отражающие степень изменения ильменита, которые фиксируются по цвету порошка, плотности и внешнему облику зерен, по количеству "избыточной" двуокиси

титана. Отношения $\frac{Fe_{общ}}{TiO_2}$ и $\frac{TiO_2}{FeO+Fe_2O_3}$ рассматриваются, как показатели степени выщелачивания, $\frac{Fe^{+3}}{Fe_{общ}}$ и $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ - степени окисления, $\frac{TiO_2}{Fe_2O_3}$ - степень тиоризации (титанизации), $\frac{H_2O}{TiO_2+Fe_2O_3}$ - степень гидратации .

Высчитанные коэффициенты сохранности ($C_{сохр} = \frac{III,4\,\alpha}{\beta\delta}$, где α - FeO, β - TiO_2) и выщелачивания ($C_{выщ.} = 100-143\,\frac{\beta}{\delta}$ %, где δ - $Fe_{общ.}$).

Определения степени лейкоксенизации ильменита могут быть использованы для установления зоны коры выветривания, из которой он поступал в россыпь.

Годлевский М.Н., Гуркина Г.А. (ЦНИГРИ)

ТИПОМОРФИЗМ АЛМАЗА

Авторами изучались алмазы из различных месторождений и регионов ; использовались методы рентгенодифракционной топографии, люминесценции, УФ- и ИК-спектроскопии.

По особенностям внутреннего строения индивидов алмазов можно судить о степени совершенства их структуры и элементах роста. Различаются алмазы с почти совершенной, несовершенной и весьма несовершенной внутренней структурой.

По соотношению особенностей внутреннего строения и внешних форм, среди кристаллов алмазов можно выделить две группы. К первой относится большинство кристаллов трубки Мир, у которых внешний габитус полностью согласуется с внутренним строением. Алмазы такого типа образованы только пирамидами роста граней октаэдра;

хорошо выражены зоны роста граней октаэдра.

Ко второй группе относится значительная часть алмазов трубки Удачная. Большинство алмазов этой трубки, как и трубки Мир, имеет плоскогранный октаэдрический габитус. Однако изучение внутренней их структуры показывает, что октаэдрические формы часто возникали только на последних стадиях роста кристаллов алмаза. Зоны роста во внутренних частях кристаллов имеют кубо-октаэдрические формы.

Можно выделить группы месторождений, алмазы в которых имеют октаэдрический, ромбододекаэдрический или кубический габитусы.

Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Котельников Д.Д.,
Соболева С.В. (ЦНИГРИ, ИГЕМ)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛОГОПИТОВ И ПРОДУКТОВ ИХ ИЗМЕНЕНИЯ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ЯКУТИИ

Флогопиты относятся к широко распространенным минералам кимберлитовых пород Якутии. Исследования при помощи методов рентгенографии, электронографии, дериватографии, химического и оптического анализов, а также съемка кривых ИКС выявили существенные различия особенностей флогопитов, зависящих от условий их образования. Наименее измененные флогопиты отмечены в ксенолитах слюдитов и в составе кайм вокруг желваков серпентина. Соотношение интенсивностей базальных отражений 004 (d = 2,520-2,530 Å) и 005 (d = 2,017-2,019 Å) свидетельствует о заселении октаэдрической сетки их структуры примерно на 3/4 Mg^{2+} и на 1/4 Fe^{2+}. Показатели преломления несколько завышены, по сравнению с чисто магниевыми разностями ($N_g \approx N_m$ = 1,615-1,621).

Флогопиты из ксенолитов слюдитов относятся к политипной модификации 1М, имеют высокую степень упорядоченности; параметры их элементарной ячейки: a = 5,34 Å; b = 9,24 Å; c = 10,1 Å; $\beta = 100^{0}20'$. Флогопиты из кайм вокруг желваков серпентина представлены тонкодисперсными агрегатами. Анализ электронограмм свидетельствует, что нарушения структуры минерала выражаются в этом случае в беспорядочном смещении слоев на $\pm \frac{b}{3}$. Таким флогопитам свойственны и увеличенные значения параметров элементарной ячейки (a = 5,37 Å; b = 9,28 Å), что указывает на несколько иной химический состав, по сравнению с флогопитами из слюдитов.

Флогопиты кимберлитовых пород замещаются вермикулитом и хлоритом. По электронографическим данным для изученных вермикулитов характерна слабая упорядоченность структуры. У вермикулитов из кимберлитовых жил параметр " b " составляет 9,26 Å. Хлориты по соотношению интенсивностей рефлексов, значению параметра " b " элементарной ячейки (9,28-9,29 Å) и содержанию MgO (до 30%) относятся к обогащенной магнием разновидности с небольшим (меньше 5%) количеством FeO. Согласно электронографическим исследованиям эти хлориты состоят из пакетов одного типа - 6, по Б.Б.Звягину, или IIb ($\beta = 97^{0}$), по Б.Е.Брауну и С.В.Бейли, но имеют различную степень упорядоченности. В кимберлитовых породах присутствуют хлориты как с относительно упорядоченной структурой, так и с нарушением упорядоченности; во втором случае наблюдается беспорядок не только в наложении слоев со смещением их на $\pm \frac{b}{3}$, но и элементы пространственного беспорядка.

Анализ типоморфных особенностей флогопитов позволяет проследить процесс их изменения от упорядоченных к менее упорядоченным разностям и далее замещение их вермикулитом и хлоритом. Указанные минералы из-за триоктаэдрического типа структуры неустойчивы и

быстро разрушаются в зоне гипергенеза. Поэтому присутствие этих минералов в осадочных породах, особенно континентального происхождения, как правило, связано с близким переносом алотигенных продуктов. Отсюда следует, что установленные закономерности последовательного изменения характеризуемых минералов и уменьшения степени их упорядоченности могут быть использованы в качестве типоморфных признаков для выявления ореолов распространения переотложенного вещества кимберлитов, а также для суждений о положении коренного источника этого вещества.

Аргунов К.П., Афанасьев В.П., Полканов Ю.А.,
Харькив А.Д., Чумирин К.Г. (ЦНИГРИ, ИМР)

ТИПОМОРФИЗМ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫХ СВОЙСТВ ЦИРКОНОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Цирконы кимберлитов отличаются от цирконов других пород относительно крупными размерами зерен их сглаженными формами отсутствием кристаллов. С целью установления других признаков, позволяющих распознавать цирконы кимберлитов авторами проведено сравнительное изучение природной термолюминесценции (ПТЛ) и стимулированной рентгеновскими лучами термолюминесценции (СТЛ) цирконов из разнотипных образований. Исследовались образцы цирконов из 13 кимберлитовых тел ряда алмазоносных районов Якутии. Для сравнения получены характеристики цирконов из россыпей Украины, Прибалтики, Казахстана, Западной Сибири и Чешского массива.

Выяснено, что кривые СТЛ цирконов из различных месторождений существенно различаются между собой по положению пиков, их величине и количеству. Условно выделены три температурных интервала: до

110^{0} - низкотемпературный, $110-190^{0}$ - среднетемпературный, выше 190^{0} - высокотемпературный. Наибольшей сложностью и разнообразием кривых СТЛ отличаются цирконы кимберлитовой трубки Мир (Мало-Ботуобинский р-н), более просты кривые СТЛ для других трубок. Своеобразными свойствами СТЛ обладают цирконы из вторичных коллекторов одного из участков Мало-Ботуобинского района, они не позволяют связать эти цирконы ни с одним из известных месторождений района.

Термическая обработка цирконов (от 50^{0} до 800^{0}C) смещает высокотемпературный пик (235^{0}C) СТЛ до 370^{0}, интенсивность свечения меняется незначительно. Аналогично для ПТЛ: пик 230^{0} по мере нагрева смещается до 400^{0}. Это позволяет для цирконов, в спектрах СТЛ которых существуют высокотемпературные пики (больше 300^{0}), предполагать вторичный прогрев, связанный, возможно, с внедрением более поздних фаз кимберлита. Такие пики обнаружены, в частности, в спектрах СТЛ цирконов из трубок Мир и ряда других; все эти трубки обладают сложным строением. Эти данные указывают на принципиальную возможность применения термолюминесценции для расшифровки термической истории цирконов из кимберлитов.

Кривые ПТЛ цирконов из различных россыпных месторождений почти не отличаются по количеству и положению максимумов. На кривой имеется один высокотемпературный пик в интервале температур от 350 до 390^{0}; цирконы из разных мест различаются только по интенсивности максимумов свечения. На кривой СТЛ наблюдается всего один пик с максимумом в температурном интервале от 60 до 200^{0}C.

Цирконы из Чешского массива на кривой ПТЛ дают один пик в интервале температур от 200 до 400^{0}C, а на кривой СТЛ проявляется один пик с максимумом в температурном интервале от 110 до 400^{0}C.

При нагревании не облученных цирконов в температурном интервале от 50 до I000°С обнаружено нерадиационное накопление светосуммы, при этом на кривой ТЛ проявляются пики с максимумами от 360 до 400°С. Термическая обработка облученных цирконов смещает максимум в высокотемпературную сторону. Вероятно, в россыпных проявлениях не было вторичного прогрева кристаллов. Цирконы из Чешского массива, возможно, претерпели вторичный прогрев.

Таким образом, термолюминесцентные особенности (ПТЛ и СТЛ) цирконов из кимберлитовых трубок Якутии, Чешского массива и россыпных месторождений четко отличаются друг от друга и могут служить типоморфным признаком при распознавании кимберлитовых и некимберлитовых цирконов, что должно повысить эффективность шлихового метода поисков алмазных месторождений.

Серенко В.П., Голева Н.Б., Лазько Е.Е.
(ЯА ССР, ИГЕМ)

ТИПОМОРФИЗМ И ГЕНЕЗИС ОЛИВИНОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

I. Проведено параллельное изучение морфологии, окраски, оптических свойств и химического состава оливина - важнейшего минерала как кимберлитов, так и ксенолитов ультрабазитов в них. В основу работы положено измерение показателей преломления отдельных зерен минерала с определением его состава по известным диаграммам состав - свойство. Полученные результаты подтверждают, что в кимберлитовых трубках присутствуют оливины трех основных групп (табл.), характеризующихся определенными типоморфными признаками.

Характер выделений оливина	Кол-во замеров	Пределы колебаний Ng'		Магнезиальность (Fo)	
		от	до	от	до
I. Из ксенолитов ультрабазитов	117	I,681	I,693	94	88
2. Крупные ксеноморфные вкрапленники в кимберлите	100	I,681	I,699	94	86
3. Мелкие идиоморфные кристаллы	48	I,685	I,693	92	88

2. Распределение светопреломления оливинов, глубинных ксенолитов (первая группа) носит характер нормального, с небольшим дополнительным максимумом в области высоких значений Ng'. Форма кривой распределения согласуется с представлением о наличии двух самостоятельных типов пород с оливином разной железистости.

3. Характер распределения светопреломления крупных порфировых вкрапленников оливина в кимберлите (вторая группа) сходен с указанным для предыдущей группы. Большинство замеров подчиняется закону нормального распределения, однако в области высоких значений Ng' (I,696 и выше) выделяется небольшой дополнительный максимум, характеризующий оливины повышенной железистости (Fo = 86-89).

4. Кривая, описывающая оптические свойства мелких идиоморфных вкрапленников оливина (третья группа), имеет отчетливо асимметричный характер. Железистость этой серии образцов в целом выше, чем у оливинов двух предшествующих групп.

5. Полученные данные позволяют рассмотреть некоторые особенности эволюции глубинных расплавов и этапность становления кимберлитовых пород.

Гаранин В.К., Хмляева В.Н., Кудрявцева Г.П.,
Лапин А.В. (ИМГРЭ, ИГЕМ)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЛЬМЕНИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ, КАРБОНАТИТОВ, УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Ильменит - характерный минерал кимберлитов и карбонатитов. В кимберлитах он присутствует в виде неправильных зерен, размером 1-5 мм, или крупных округлых желваков величиной 10-50 мм, а также встречается в составе включений ультраосновных пород, часто в срастании с диопсидом и энстатитом. В карбонатитах обычны пластинчатые вростки ильменита в титаномагнетите, а также самостоятельные кристаллические его выделения.

В результате систематического изучения состава, внутренней структуры и физических свойств ильменита, из различных минеральных образований, выявлены следующие их особенности.

1. Ильмениты из кимберлитов представляют собой промежуточные члены изоморфной серии $FeTiO_3$-$MgTiO_3$-Fe_2O_3. Содержание в них гейкилитового компонента колеблется в зависимости от содержания гематитовой составляющей от 15 до 45 мол.%, при сравнительно постоянных содержаниях $FeTiO_3$. Гематитовый минал составляет от 1 до 21 мол.%. Желваки ильменита относительно обогащены Cr_2O_3 и Al_2O_3, содержание (до 4,0 и 0,8 вес.% соответственно). В ильмените из включений ультраосновных пород содержание Cr_2O_3 и Al_2O_3 повышается (до 9,7 и 4,3 вес.%).

Для ильменита из кимберлитов характерны следующие средние содержания элементов-примесей: Ni - 0,044, Co - 0,0052, Mn - 0,285, V - 0,098%, Nb_2O_5 - 0,22, Ta_2O_5 - 0,016, ZrO_2 - 0,045%.

2. Составы образцов ильменита из карбонатитовых комплексов

лекат внутри треугольной диаграммы $FeTiO_3$-$MgTiO_3$-$MnTiO_3$; они закономерно различаются в породах разных типов. Ильменит, образующий пластинчатые вростки в титаномагнетите из оливинитов и пироксенитов, наиболее близок по составу к ильмениту из кимберлитов. Ему свойственно повышенное содержание гейкилитовой составляющей (до 12 мол.%) и низкое содержание пирофанитового минала (около 2 мол.%), однако количество гематитового компонента в нем ниже, чем в ильмените из кимберлитов (до 4 мол.%). В ильменитах из карбонатитов и апатит-форстерит-магнетитовых пород содержание пирофанитового компонента повышается до 14 мол.%, а количество гейкилитового минала понижается до 2,0-0,8 мол.%. Содержание Cr_2O_3 и Al_2O_3 в ильмените из карбонатитов составляет менее 0,1 вес.%. Так же как и в кимберлитах, ильменит из карбонатитов характеризуется повышенными содержаниями ниобия и тантала, причем эти элементы присутствуют в них в значительно более высоких концентрациях (0,8-3,5% Nb_2O_5 и 0,03-0,5% Ta_2O_5).

3. В ильмените из кимберлитов, подвергавшихся резким динамическим воздействиям, наблюдаются тельца распада твердого раствора $FeTiO_3$-$MgTiO_3$-Fe_2O_3 и $FeTiO_3$-$MgTiO_3$-Fe_2O_3-$(Cr, Al)_2O_3$.

К следствиям ударных воздействий относятся эпитаксиальные микровключения титанистого гематита в ильмените, ориентированные в нем по $\{000\bar{1}\}$ и $\{10\bar{1}1\}$.

Ильменит из карбонатитовых комплексов гомогенный.

4. Относительно высокая микротвердость ильменита из кимберлитов (от 760 до 900 кг/мм^2) связывается с содержанием миналов Fe_2O_3 и Cr_2O_3. Значения микротвердости ильменита из карбонатитов колеблются от 480 до 680 кг/мм^2.

5. Изучены первичные (точка Кюри, удельная намагниченность) и вторичные (параметры магнитной вязкости, разрушающее поле нас-

щения, коэрцитивные спектры) магнитные характеристики в системе $FeTiO_3$–$MgTiO_3$–Fe_2O_3–$MnTiO_3$ и установлена их взаимосвязь с составом и структурными особенностями ильменита из кимберлитов и карбонатитов. Характерны резко выраженные ферримагнитные свойства ильменита из кимберлитов.

6. Использование типоморфных особенностей состава, внутреннего строения и свойств ильменита может оказать существенную помощь в познании процессов образования кимберлитов и карбонатитов.

Королев Д.Ф., Узварик Т.А. (ВНИИСИМС)

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ФОРМЫ АЛМАЗА КАК ПОКАЗАТЕЛИ СКОРОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

I. Предполагается, что скорость роста синтетических алмазов приблизительно соответствует скорости роста природных алмазов, с учетом коэффициента диффузии в силикатной среде. Синтетические алмазы практически представлены кубической, октаэдрической и промежуточной кубооктаэдрической формами. Разрастание одних граней и исчезновение других при образовании комбинационных форм кристаллов принято объяснять соотношением скоростей их роста. Согласно правилу Кюри-Вульфа кристалл ограняется наиболее плотной медленно растущей гранью, каковой для кубической сингонии является грань октаэдра. Однако, при синтезе алмазов с понижением температуры (при P = const) и уменьшением скорости роста развивается не грань (III), а грань (I00), которая и вытесняет со временем октаэдрическую (Бовенкерк, I963; Безруков, Бутузов и др., I97I). С повышением температуры наблюдается обратная картина.

2. По экспериментальным данным (Королев, Агапова и др., 1972) через 2-3 минуты после начала кристаллизации скорость роста кристалла устанавливается близкой к стационарной и составляет для грани (100) - 0,14 см/час, грани (111) - 0,5 см/час. Преимущественный рост кубической или октаэдрической форм в зависимости от температуры не достаточно связывать с соотношением скоростей роста. Известно, что скорость фазового превращения и, в частности роста кристалла, прямо пропорциональна температуре. Поэтому минимальная скорость, связанная с ростом кубической формы, наблюдается именно при низкой температуре (1050-1100°С и 42-44 кбар), а максимальная, характерная для граней (111) - при более высокой температуре ($\geq$ 1100°С).

Алмазы ювелирного качества, размером около 1 см растут в расплаве металла в течение 240 часов, т.е. десяти суток. Если допустить, что скорость роста природных алмазов того же размера в силикатной среде на два порядка меньше, то их непрерывный рост должен происходить около трех лет.

Сочнева З.Г., Метелкина М.П. (ЦНИГРИ)

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ТИПОМОРФНЫХ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПРИ ПОИСКАХ ПОГРЕБЕННЫХ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ И ИХ ИСТОЧНИКОВ

При поисках ископаемых россыпей алмазов и их коренных источников в закрытых районах большую помощь может оказывать использование в качестве индикаторов типоморфных минералов и минеральных ассоциаций в терригенных образованиях, перекрывающих кимберлитовые тела. Подобные исследования были проведены авторами в одном

из алмазоносных районов Якутии, где кимберлитовые трубки находятся под толщей верхнепалеозойских осадков тунгусской серии и пластовыми интрузиями траппов. Основные результаты работ сводятся к следующему.

I. Полный минералогический анализ верхнепалеозойских пород по многим опорным скважинам позволил установить три коррелирующие минеральные ассоциации: альмандин-лейкоксен-ильменитовая с турмалином, апатит-сфен-эпидотовая и альмандин-сфен-ильменит-эпидотовая; они характеризуют, соответственно, средне-верхнекаменноугольные, нижнепермские и верхнепермские отложения. С учетом этих данных впервые расчленена полифациальная толща терригенных осадков тунгусской серии и выделены благоприятные для формирования древних россыпей породы каменноугольного возраста.

2. Выделены ассоциации минералов тяжелой фракции базального горизонта каменноугольных отложений. Составлена карта их площадного распространения, которая дала возможность определить участие разновозрастных пород в строении алмазоносной пачки, наметить зоны тектонических нарушений (по ассоциации жильных минералов) и предположительное местоположение не выходящих на поверхность магматических тел.

В качестве перспективных выделены поля развития некоторых ассоциаций минералов-спутников алмаза (пиропа, пикроильменита, хромшпинелида) и площади повышенных концентраций этих минералов в изолиниях их содержаний.

3. При выяснении связи ореолов рассеивания минералов спутников алмаза с конкретными коренными источниками и выделении локальных участков под поиски новых трубок, интересные результаты дали исследования термоэлектрических свойств пикроильменита, которые индивидуальны практически для каждой кимберлитовой трубки

IX. МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И РУДОНОСНЫХ СКАРНОВ

Крылова Г.И. (ВНИИСИМС)

МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ПОРФИРОБЛАСТОВ КОРДИЕРИТА В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ ЮЖНОГО УРАЛА

I. В метапелитах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма выявлены ранняя и поздняя генерации кордиерита. Ранний кордиерит образовался в завершающий этап регионального метаморфизма в виде округлых порфиробластов серого цвета (I-2 см в диаметре), развивавшихся за счет ставролита, плагиоклаза, биотита, иногда - граната. Он содержит включения кварца, магнетита, ильменита, реликты ставролита; по кордиериту локально развиваются дистен и фибролит. Там, где кордиерит замещает плагиоклаз, - симплектиты образуются обязательно, но их практически нет при замещении биотита. По ставролиту образуется пойкилобластовый агрегат более грубого сложения. Это объясняется высвобождением различного количества кремнезема в ходе реакций.

2. Поздний кордиерит распространен в зонах интенсивной мусковитизации в виде единичных желваков до 5 см диаметром, скоплений, послойных линз длиной до I0 см, неправильной формы блоков длиной по керну скважин более I5 см, реже - прожилков мощностью 2-3 см. Такие образования составляют до I0-40% объема породы. Поздний кордиерит является, в основном, перекристаллизованным и переотложенным. Его генезис связан с переходом процессов метаморфических к метасоматическим с высоким водным (P_{H_2O}= 3-5 кбар)

и флюидным (P_f = 2,2-3 кбар) давлениями, рассчитанными методами термобарогеохимии, с учетом того, что вода в кордиеритах составляет от 1,33 до 2,8 вес.%.

3. Исходя из особенностей реальных составов минералов (основности плагиоклаза и железистости биотита и ставролита) реакцию образования раннего кордиерита можно представить в следующем виде: $5{,}2\ Би_{46} + 4\ Пл_{30} + Ст_{81} = 4{,}5\ Кор_{22} + 2\ Магн + 8{,}5\ Кв + 1{,}5$ Силл $(+ 4\ H_2O + 2\ K_2O + 1{,}5\ Na_2O + CaO)$; с этим согласуется состав упоминавшихся выше включений в кордиерите, а также появление в кордиеритсодержащих сланцах силлиманита и симплектитов. Последние, по-видимому, возникали в результате быстрых реакций в условиях метастабильных равновесий, при достижении устойчивого минимального значения внутренней энергии минерала, за счет понижения его поверхностной энергии (Дагелайский, 1966). Кордиерит второй генерации симплектитов не образует. По нему кое-где развиваются ставролит и гранат.

Все кордиериты относятся к магнезиальным разностям с общей железистостью 22-27 ; N_g = 1,543-1,555 ; N_p = 1,534-1,543 $\pm$ 0,001 ; $2V$ = -62 - -72° ; показатели искажения - Δ = 0,13-0,16.

Локальное образование кордиерита является следствием полифазности метаморфизма в условиях быстрых изменений его термодинамических параметров.

Свириденко А.Ф., Сучкова Е.М.,
Коваленко И.В. (ВНИИСИМС)

ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ ЖАДЕИТООБРАЗОВАНИЯ В ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВАХ

I. Отечественные месторождения жадеитов приурочены к гипербазитовым массивам, сложенным гарцбургитами с линзами дунитов и

пироксенитов, в различной степени серпентинизированных.

Месторождение Итмурунды и проявление Архарсу в Прибалхашье и месторождение Левый Кечпель на Полярном Урале представляют собой линзовидные или жилообразные тела жадеититов, окаймленные зонами метасоматитов хлорит-флогопит-актинолитового состава, нередко перетертых до состояния глин, и перекристаллизованными антигоритовыми серпентинитами.

Указанные месторождения характеризуются сходными геологическими условиями образования, но отличаются различной степенью изменения вмещающих пород. В районе месторождения Левый Кечпель серпентиниты отмечаются лишь в зонах тектонических нарушений, в Прибалхашье - массивы почти полностью серпентинизированы и только в отдельных блоках или линзах сохранились оливин - и пироксенсодержащие автометаморфизованные серпентиниты преимущественно лизардитового состава. Основная часть серпентинитов имеет антигоритовый состав.

Среди серпентинитов обоих регионов выделяются микроантигоритовые, перекристаллизованные и черные - "жильные" или околорудные серпентиниты. Микроантигоритовые серпентиниты имеют площадное распространение и являются следующей стадией преобразования автометаморфизованных серпентинитов. Перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты локализуются во внешней зоне экзоконтакта жадеитовых тел, черные - во внутренней.

2. Различная степень преобразования вмещающих пород отразилась на составе и распределении акцессорных минералов. В гипербазитах и серпентинитах обоих регионов установлено 18 акцессорных минералов, из которых шесть играют важную роль при выявлении минералого-геохимических критериев жадеитообразования. К ним относятся андрадит, актинолит, обогащенный натрием, пироксен эгирин-

диопсид-жадеитового состава, самородный свинец, а также магнетит и хромшпинель.

3. Околорудные породы (табл., группы II и III) отличаются от неизмененных резким возрастанием частоты встречаемости и средних содержаний андрадита, актинолита, пироксена эгирин-диопсид-жадеитового состава, самородного свинца и магнетита и уменьшением содержания хромшпинели.

Группы пород / Минералы	I Дуниты, гарцбургиты, автометаморфизы, серпентиниты		II Перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты		III Черные серпентиниты	
	Частота встречаемости n (%)	Среднее содержание $\bar{c}$ (г/т)	n	$\bar{c}$	n	c
Андрадит	25	26	78	124,5	88	137,8
Пироксен (эгирин-диопсид-жадеит)	<10	+	56	73,3	62	119,9
Амфибол полущелочной	38	0,65	56	0,019	75	108,49
Самородный свинец	38	0,37	56	0,39	88	2,55
Магнетит	88	1093	100	4003	100	384,7
Хромшпинель	62	1914	39	142,1	88	79,35

Образование андрадита, обогащенного натрием актинолита, пироксена и самородного свинца связано с гидротермально-метасоматической стадией преобразования (жадеитообразованием) пород. В зонах интенсивного метасоматоза хромшпинель разрушается с высвобождением железа, за счет которого увеличивается содержание вторичного магнетита.

4. Результаты исследования позволяют считать, что андрадит, пироксен эгирин-диопсид-жадеитового состава, полущелочной амфибол

и самородный свинец представляют типоморфную ассоциацию акцессорных минералов-индикаторов, фиксирующих процесс изменения гипербазитов, связанный с кадеитообразованием.

5. Выявленные закономерности распределения акцессорных минералов-индикаторов позволяют рекомендовать их в качестве поисковых критериев на кадеит.

Кузьмин В.И., Фуки И.В., Некрасова Т.С.,
Подчайнова Т.С./ВИМС /

ПРИМЕСЬ ОЛОВА КАК ТИПОМОРФНАЯ ОСОБЕННОСТЬ ГРАНАТОВ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

I. Минералы из класса силикатов в оловорудных месторождениях нередко имеют повышенные содержания олова. Например, в месторождениях касситерит-силикатной формации турмалины содержат до десятых процента Sn . В скарновых оловорудных месторождениях обогащены оловом гранаты (месторождения Ю.Африки, Индии, Канады, СССР Карелия, Якутия, Казахстан, Ср.Азия). В отдельных случаях содержание олова в гранатах достигает 5%.

2. Химические фазовые, электроннозондовые и лазерно-спектральные анализы показали, что практически все гранаты скарновых оловорудных месторождений оловоносны, что является их типоморфным признаком. Гранаты прочих скарновых месторождений содержат значительно меньшие количества олова. Селективное растворение оловоносных гранатов и их электроннозондовые и электронномикроскопические исследования позволили установить, что большая часть олова представляет собой изоморфную примесь и преимущественно концентрируется в железистых андрадитах.

3. Значительная часть рбщих количеств олова (до 20% и более) в рудах подобных месторождений содержится в гранатах. Это следует учитывать при разработке технологических схем и извлекать олово, как из собственно оловянных минералов, так и из оловоносных гранатов. На примере скарновых руд месторождений Северного Приладожья разработана эффективная обогатительно-металлургическая схема, позволяющая считать этот новый тип оловянного сырья промышленным.

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф.,
Яценко Н.А., Шалаев Ю.С., Шапур Хамид /МГУ/

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГРАНАТОВ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА, МЕДИ И ЗОЛОТА СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

С интрузивами позднеордовикского тоналит-гранодиоритового крыккудукского комплекса связаны разнообразные контактово-метаморфические и контактово-метасоматические образования, включающие скарноиды и скарны, в том числе железорудные, медно- и золотоносные; гранаты в них различны по составу.

Гранат безрудных скарноидов и скарнов. Как показали результаты рентгенометрического изучения около 200 образцов из различных районов Северного Казахстана, относительная распространенность разновидностей гранатов следующая: гроссуляр 21%, аплом 56%, андрадит 23%. В безрудных скарнах среди известково-силикатных роговиков развиты преимущественно Al-аплом и Fe-гроссуляр, относительно обогащенные магнием; в безрудных скарнах среди силикатных роговиков - Al-андрадит, андрадит, менее Fe-аплом (таблица). Гранаты безрудных скарнов и скарноидов содержат повышенные количества хрома, никеля, кобальта, ванадия (до 800 г/т); ничтожные

Таблица

Компонентный состав граната (мол.%) скарнов Северного Казахстана

Андрадит	Гроссуляр	Альмандин	Спессартин	Пироп
Безрудные скарны среди известково-силикатных роговиков[x] (16)				
32,2 (11,0-57,6)	61,5 (41,6-80,7)	2,8 (0-7,6)	1,1 (0-2,4)	2,9 (0-9,4)
Безрудные скарны среди силикатных роговиков (13)				
74,0 (61,1-88,8)	20,4 (7,5-33,5)	3,2 (0-16,1)	1,6 (0,9-2,5)	0,8 (0-3,0)
Железорудные скарны (13)				
47,8 (19,9-95,2)	40,8 (0-69,3)	4,7 (0-8,9)	3,5 (2,5-6,2)	3,2 (0,4-8,5)
Медоносные скарны (11)				
98,4 (84,0-98,2)	4,6 (0,3-11,4)	0,9 (0-3,1)	0,6 (0,4-1,0)	0,5 (0-1,9)
Золотоносные скарны (9)				
91,2 (83,3-95,6)	4,4 (0-10,5)	1,3 (0-3,6)	1,1 (0-2,5)	2,0 (0-7,1)

x) В скобках число полных химических анализов гранатов.

количества скандия и редких земель ΣTR_2O_3 0,001%.

Гранат железорудных скарнов. Состав граната колеблется от Fe-гроссуляра до андрадита, чаще и в среднем отвечает аплому с несколько повышенной долей альмандинового компонента. От всех других типов гранаты железорудных скарнов отличаются повышенными содержаниями марганца - до 6,2% спессартинового компонента. Эти гранаты содержат 20-40 г/т германия и 0,55% TiO_2(ср.), тогда как гранаты безрудных, медно- и золотоносных скарнов 2-10 г/т германия и обычно менее 0,4% TiO_2.

Гранаты железорудных скарнов месторождений Северного Казахстана характеризуются в целом очень низкой железистостью, чем они отличаются от гранатов скарновых месторождений железа других районов СССР.

Гранат медоносных скарнов представлен исключительно андрадитом с незначительными примесями других компонентов и большинства микроэлементов. Характерно очень низкое содержание титана 0,08% TiO_2 (ср.) и относительно высокое фосфора 0,06% P_2O_5. Содержание меди в этих гранатах столь же низкое - 10-30 г/т, как и в гранате других типов.

Гранат золотоносных скарнов представлен исключительно андрадитом со слегка повышенным содержанием пиропового компонента, с ничтожно малым количеством редких земель ΣTR_2O_3 0,004%. Этот гранат характеризуется отсутствием фосфора и повышенными (до 3,5%) количествами H_2O^+. Гранаты золотоносных скарнов наиболее крупнозернистые из перечисленных.

X. МИНЕРАЛЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ

Ершова К.С., Пастухова М.В., Солнцева Л.С.,
Ткачева Т.В., Умнова Е.Г. / ВИМС /

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ АЛЮМИНИЯ И ЖЕЛЕЗА ИЗ БОКСИТОВ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА (ПО ДАННЫМ ДИФРАКТОГРАММ И ИКС)

1. Основные минералы бокситов - гиббсит, бемит, гетит, Al-гетит, гематит и Al-гематит по данным рентгеновской дифрактометрии, мессбауэровской и ИК-спектроскопии, обладают рядом особенностей, неодинаковых в бокситах различных генетических типов: латеритном, осадочно-латеритном, преобразованном осадочном.

2. Вариации структурных особенностей минералов при постоянстве размеров их элементарной ячейки, определяются разной деформацией полиэдров, характером расположения слоев, силой водородной связи между слоями, что, по-видимому, связано с влиянием условий формирования бокситов.

3. У гиббсита рассмотренные вариации проявляются в различиях ИК-спектров (характерное смещение и уменьшение интенсивностей полос Al-O, OH и увеличение соотношения интенсивностей полос O-Al-O). Эти различия позволяют выделить три типа гиббсита: первый характерен для латеритных бокситов, второй и третий - для осадочно-латеритных карстовых и почвенно-латеритных пизолитовых бокситов. На дифрактограммах особенности структур гиббситов проявляются в увеличении отношения интенсивностей I_{002}/I_{110} от 2 до 27. Значения больше 10 характерны для латеритных гиббситов.

4. На ИК-спектрах бемита отмечаются увеличение интенсивности (уширение) полосы Al-O, появление полосы поглощения 390 $см^{-1}$, смещение и изменение полос OH (3300, 3100 $см^{-1}$) в результате искажения полиэдра. Наибольшее расстояние Al-O (I тип) установлено в образцах крупнокристаллических агрегатов вторичного бемита, наименьшее (III тип) - в тонкодисперсных его выделениях в преобразованных бокситах. Отношение интенсивностей рефлексов I_{021}/I_{020} у бемита разного типа изменяется от 0,1-0,3 до 0,5-0,9.

5. В бокситах различного генезиса присутствуют гетит и гематит (Al-гетит и Al-гематит) с разной степенью замещения от 2 до 30 мол.% Al. По особенностям структуры они сходны с разными типами гиббсита и бемита, что также проявляется в смещении и изменении интенсивностей полос Fe-O на ИК-спектрах. Степень изоморфного замещения определяется генетическим типом бокситов.

6. Особенности структур минералов латеритных и почвенно-латеритных бокситов сохраняются в продуктах их переотложения, а также в осадочно-латеритных и осадочных карстовых бокситах, где они присутствуют в составе обломков и переотложенных конкреций.

7. Типоморфные особенности минералов бокситов следует учитывать при проведении точного количественного фазового анализа методами ИКС, ЯГР и дифрактометрии, а также в процессах переработки и обогащения бокситового сырья.

Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д.,
Врублевская З.В., Кортман Р.В. (НА ССР, ИГЕМ)

О ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ДРЕВНИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПРОДУКТИВНЫХ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

На территории Западной Якутии широко распространены древние

коры выветривания, изучение которых представляет большой интерес. Рассмотрены структурные особенности глинистых минералов, образующихся в корах выветривания на терригенно-карбонатных породах, долеритах, туфах и кимберлитах, являющихся основными источниками накопления мезозойских алмазоносных рыхлых отложений.

В нижней части коры выветривания терригенно-карбонатных пород преобладают монтмориллонит-гидрослюдистые (IM) минералы, с некоторой упорядоченностью чередования пакетов, с примесью диоктаэдрической слюды ($2M_I$). Смешанослойный минерал вверх по разрезу сменяется монтмориллонитом. За счет последнего в зоне гидролиза развивается каолинит, упорядоченность структуры которого постепенно увеличивается в указанном направлении.

В корах выветривания долеритов и туфов преобладают диоктаэдрические Са-монтмориллонит и каолинит-монтмориллонитовые смешанослойные минералы с низкой степенью упорядоченности структуры. В разрезах туфогенных пород отмечается галлуазит.

В нижних частях коры выветривания кимберлитов господствуют Са- (d_{001} = I5,4 Å) и близкий к Са-форме (d_{001} = I4,8-I5,I Å) монтмориллониты, ассоциирующиеся с серпентином и триоктаэдрическим хлоритом (пакет 6). В верхних горизонтах коры присутствует также диоктаэдрическая гидрослюда (IM) с незначительной примесью каолинита.

Для мезозойских алмазоносных отложений характерны глинистые минералы аллотигенного типа. Областями образования монтмориллонита, галлуазита и смешанослойных образований каолинит-монтмориллонитового типа являются коры выветривания основных и ультраосновных пород. Накопление диоктаэдрической гидрослюды (в основном модификации $2M_I$), а также каолинита, связано с корой выветривания

терригенно-карбонатных пород. Степень упорядоченности структуры каолинита является определенным признаком размыва и переотложения вещества различных горизонтов указанной коры выветривания. Триоктаэдрические флогопиты, хлориты (с пакетом 6), вермикулиты и серпентины связаны с корой выветривания кимберлитовых пород.

Сложный химический состав изученных кор выветривания (за исключением, развитых на терригенно-карбонатну отложениях), включающий как трех-, так и двухвалентные элементы, а также недостаточно жаркий и влажный климат в период их формирования, обусловили замедленное преобразование исходных пород. Как правило, развивались лишь первые (начальные) стадии процесса выветривания. Поэтому вновь возникающие минералы, зачастую, имеют смешанный состав катионов. Переотложенные материала кор выветривания вблизи областей денудации в пресноводных водоемах определило слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные глинистые минералы. Отсюда следует, что глинистые минералы мезозойских отложений Западной Якутии, скопления которых возникли в процессе переотложения вещества различных кор выветривания, характеризуются определенной унаследованностью структурных и кристаллохимических особенностей минералов исходных пород. Эта закономерность может быть использована при решении ряда геологических задач.

Каширцева М.Ф. /Мингео СССР /

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТИПОМОРФНЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ ПОИСКАХ ЭКЗОГЕННЫХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

I. Для экзогенных инфильтрационных месторождений характерно образование минералогической зональности в области смены окислительных условий на восстановительные, т.е. у геохимического

барьера, на пути миграции урана, селена, молибдена и других элементов. Главные элементы (ионы или соединения), активно мигрирующие и осаждающиеся на геохимическом барьере в процессе образования этих месторождений, А.И.Перельман называет типоморфными. Такими элементами являются U ,Se , Mo, Fe ; их минералы, образующиеся в ходе эпигенетического процесса - окислы урана, железа, сульфиды железа, молибдена, самородный селен, соответственно могут считаться типоморфными.

Факторами, контролирующими восстановление, осаждение и устойчивость соединений урана, молибдена, селена, железа являются значения Eh и pH среды.

2. Каждый типоморфный минерал или ассоциация нескольких минералов характеризует определенную эпигенетическую зону. Для зоны поверхностного окисления типоморфными являются сульфаты (гипс, ярозит), окислы железа и марганца (гидрогётит, гётит, псиломелан, вад); для зоны пластового окисления - окислы железа (гидрогётит, гётит), для зоны оруденения - в переходной части - самородный селен, в восстановительных условиях у контакта с окисленными породами - окислы урана (смолка, регенерированные урановые черни), дисульфиды железа (пирит), в центральной части рудного тела - окислы урана (регенерированные черни, смолка), сульфиды железа и молибдена (пирит, мордизит), в периферической части - сульфиды молибдена и железа.

Эпигенетический пирит не только является типоморфным минералом в рассматриваемых условиях, но и обладает некоторыми типоморфными свойствами по сравнению с пиритом диагенетическим ; в частности, эпигенетический пирит характеризуется пониженной твердостью.

3. При формировании зоны пластового окисления кислородсодержащие пластовые воды взаимодействуют с железосодержащими компо-

нентами вмещающей толщи и кислород постепенно расходуется на их окисление. Вследствие постепенности этого процесса минералы, содержащие железо, имеют различную степень окисленности по направлению от выклинивания зоны пластового окисления к ее началу, т.е. от участков с минимальным содержанием кислорода к участкам с максимальным содержанием его.

4. Намечается определенная последовательность окисления минералов. В подзоне частичного окисления начинают окисляться сульфиды, карбонаты железа, органическое вещество; в подзоне неполного окисления эти компоненты окислены, а более устойчивые - глауконит, хлорит окислены лишь в начальной стадии. В зоне полного окисления все минералы содержат двухвалентное железо.

Степень окисленности минералов можно использовать при поисках месторождений инфильтрационного типа. Так как подобные месторождения формируются у выклинивания зоны пластового окисления, то основным критерием при поисках этих месторождений является наличие границы окисленных и неокисленных минеральных образований. По степени окисленности минералов, по ассоциации типоморфных гидроокислов железа с минералами двухвалентного железа можно судить о близости или удаленности этой границы. При бурении со стороны неизмененных пород о близости границы с окисленными породами можно судить по наличию типоморфного сульфида молибдена-иордизита.

Котельников Д.Д., Работнов Б.Т.,
Бондарь А.М., Сощин Д.Н., Юнович М.Э.
/ЦНИГРИ, ИГЕМ /

О ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СТРУКТУРЫ СЛЮДИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СМОЛОНСКОГО И ОХОТСКОГО МАССИВОВ

Исследования сильно измененных рифейских отложений Смолонского и Охотского массивов показали, что содержащие в них слю-

дистые минералы представлены тремя группами.

К первой относятся минералы, которые на рентген-дифрактометрических кривых характеризуются узкими симметричными рефлексами, кратными 10 Å. При сольватации образцов органическими наполнителями отражения указанной серии практически не изменяют как своих значений, так и относительных интенсивностей. Лишь после прокаливания до 600°С рефлекс 3,32 Å несколько смещается в сторону меньших углов θ. Это позволяет рассматривать минералы первой группы как собственно гидрослюды, близкие по свойствам к серициту. Их генезис связан с почти полным восстановлением свойств первичных слюд политипной модификации $2M_I$, в зонах наиболее интенсивного изменения пород.

Вторая группа включает разновидности, отличающиеся значительно большей шириной отражений 10-Å серии и, главное, четко выраженной их асимметрией, особенно, первого пика в сторону меньших углов θ. Насыщение образцов органическими наполнителями обусловливает некоторое изменение профиля рефлексов. При этом значения основных отражений остаются практически прежними, однако соотношение интенсивностей их несколько меняется. Прокаливание таких образцов до 600°С приводит к расщеплению рефлексов, в связи с чем, кроме 10 - Å серии, появляются отражения, кратные 9,75-9,9Å. Такая дифракционная картина свидетельствует, что гидрослюда в этом случае ассоциируется с монтмориллонит-гидрослюдистыми смешаннослойными образованиями, содержащими не более 25% разбухающих слоев. Эта ассоциация приурочена к менее измененным породам и содержит наряду с гидрослюдой $2M_I$ также остаточные продукты в виде смешаннослойной фазы политипной модификации 1М.

В третью группу входят минералы, которые, аналогично разновидностям первой группы, имеют симметричные, но значительно

более широкие рефлексы. Они несколько изменяются при сольватации образцов органическими наполнителями, а самое главное, при нагревании до 600°С смещаются с образованием практически одной серии отражений, кратной 9,7-9,8Å. Это соответствует особенностям смешаннослойного минерала, возникшего в результате преобразований монтмориллонита вулканогенного происхождения, что подчеркивается унаследованной природой политипа IM, который свойственен как первичной, так и вторичной фазам. Среди смешаннослойных образований указанной группы, встречаются разновидности как с близким, так и различным соотношением пакетов в отдельных частицах, тогда как во второй группе эти фазы представлены неоднородными разностями.

Установленные структурные особенности минералов со слюдистой структурой могут быть использованы в качестве типоморфных признаков для оценки как степени постседиментационного изменения пород, так и природы исходного минерального вещества, за счет которого они возникли.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

Предисловие

I. Общие вопросы типоморфизма минералов и минеральных ассоциаций.

Гинзбург А.И. Практические аспекты учения о типоморфизме минералов I

Щербина В.В. Геохимические аспекты типоморфизма минералов 4

Шафрановский И.И., Евзикова Н.Э. Кристалломорфологические основания учения о типоморфизме минералов..... 5

Марфунин А.С., Платонов А.Н., Тарацан А.Н. О спектроскопическом исследовании природы типоморфных особенностей минералов 8

Петровская Н.В. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций в связи с проблемой классификации гидротермальных рудных месторождений ... . IO

Константинов Р.М. Математические методы при изучении типоморфных особенностей минералов I3

Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Методы выявления типоморфных особенностей минералов I4

Бернштейн Л.С. Некоторые новые возможности изучения типоморфизма минералов с помощью растровой электронной микроскопии и рентгеновского микроанализа..... I7

II. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций золоторудных месторождений.

Сахарова М.С., Батракова О.А., Ряховская С.К. Типоморфизм минералов ряда золото-серебро в свете экспериментальных данных I9

Николаева Л.А., Бархударян Н.Б. Некоторые особенности самородного золота и кварца как показатели условий рудообразования..... 21

Гамянин Г.Н., Петрова Н.И. Состав и морфология самородного золота как отражение условий рудоотложения (на примере малосульфидной золото-кварцевой формации Северо-Востока СССР) 22

Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Лескова Н.В., Москвитин С.Г., Попов Д.С., Цабул Л.Н. Зависимость пробы самородного золота от состава руд 24

Берзон Р.О., Левитан Г.М. Некоторые типоморфные особенности золота Уральских месторождений 26

Бадалова Р.П. Пробность золота как признак глубины формирования месторождений Узбекистана 27

Жданов Ю.А., Суплецов В.М., Приходько З.П. Вариации пробности самородного золота Центачанского рудного узла 28

Игумнова Н.С., Приходько З.П. Типоморфные особенности золота из первичных и окисленных руд месторождения Лебединое 30

Новгородова М.И., Белоусов Г.Е. Типоморфное значение Pd/Pt отношения в золотоносных сульфидах из месторождений различных формационных типов 32

Гамянин Г.Н., Домбровская З.Г., Жданов Ю.А., Олейников Н.Н., Сукнева Л.С., Суплецов В.М. Типоморфные особенности состава пирита и арсенопирита золоторудных месторождений (в пределах Верхояно-Колымской складчатой области) 33

Увадьев М.Д. Некоторые типоморфные особенности пирита приповерхностных месторождений золота приташкентского района..... 35

Чеботарев Г.М., Волков Ю.А., Консев Р.И., Чеботарева Г.П. Типоморфное значение примеси мышьяка в пирите золоторудных месторождений Узбекистана 35

Никулин В.Н. Типоморфное значение термоэлектрических свойств пирита при оценке золотого оруденения..... 38

Хорват В.А., Клемперт С.Я. Типоморфные особенности антимонитсодержащих минеральных ассоциаций в золоторудных районах Срединного и Южного Тянь-Шаня..... 40

Берзон Р.О. Типоморфные особенности хлоритов золоторудных месторождений Урала 42

Спиридонов Э.М. Типоморфизм светлых слюд и хлоритов гидротермальных метасоматитов Северного Казахстана.. 44

Андрусенко Н.И. Типоморфизм газово-жидких включений в жильном кварце малоглубинных и среднеглубинных золоторудных месторождений 47

III. Типоморфизм сульфидов, сульфосолей и других минералов медных и свинцово-цинковых сульфидных месторождений.

Ракчеев А.Д. Зависимость состава и свойств рудных минералов от кислотно-основных характеристик вмещающих пород 50

Хайретдинов И.А. Информативные возможности нестехиометрии (на примере пирита) 51

Бокий Г.Б., Бондарь А.М., Самсонова Е.А. Обнаружение спектров протонного магнитного резонанса в некоторых сульфидах 53

Добровольская М.Г., Шадлун Т.Н. Типоморфные особенности состава главных рудообразующих минералов свинцово-цинковых месторождений 54

Бортников Н.С., Некрасов И.Я, Мозгова Н.Н. Факторы, определяющие типоморфизм ассоциаций свинцово-сурьянных сульфосолей (по экспериментальным данным)..... 55

Цепин А.И., Мозгова Н.Н. О типоморфных особенностях блеклых руд 57

Балицкий В.С., Озерова Н.А., Комова В.В., Цепин А.И. О влиянии условий кристаллизации на вхождение селена в антимонит..... 58

Генкин А.Д., Бесалаева И.В. Типоморфное значение распределения кадмия и других элементов в сосуществующих сфалерите и галените..... 60

Самойлович Л.А. Некоторые особенности сульфида кадмия, зависящие от условий кристаллизации в гидротермальных растворах 61

Кузнецова Т.П. Некоторые типоморфные особенности пирита и пирротина Холоднинского месторождения 63

Чекваидзе В.Б. Типоморфные особенности серицитов и хлоритов из околорудных измененных пород полиметаллических месторождений рудного Алтая 66

IУ. Типоморфизм минералов олова, вольфрама, урана.

Амичба Т.М., Воронцова Н.В., Добровольская Н.В., Рябева Е.Г., Потапова Т.М., Панова М.А., Горбатов Г.А. Типоморфные свойства минералов оловорудных месторождений Якутии..... 67

Флеров Б.Л., Бичус Б.Я., Яковлев Я.В. Типоморфизм касситерита в месторождениях Якутии 68

Максимюк И.Е., Розова Е.В., Сандомирская С.М. Исследование зависимости термоэдс касситерита (из руд месторождений различных генетических типов) от химического состава 71

Маршукова Н.К., Павловский А.Б., Сидоренко Г.А., Чистякова Н.И. Типоморфные особенности станнинов и продуктов их изменения в оловорудных месторождениях разных формаций 73

Назарова А.С., Рябева Е.Г., Юркина К.В., Зенкина Н.И. Типоморфные особенности станнина из месторождений касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. 74

Бурова Т.А., Маршукова Н.К., Никулин В.Н., Павловский А.Б. Термоэлектрические свойства арсенопирита как показатели глубины распространения оловянного оруденения (на примере различных формационных типов в Средней Азии) 75

Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Бортников Н.С., Индолев Л.Н. Типоморфные особенности сульфосолей оловорудных месторождений на примере цилиндритов и франкеитов... 77

Грекулова Л.А., Горшевская С.А., Сидоренко Г.А., Лаверова В.Л., Петрова Н.В., Солнцева Л.С., Маршукова Н.К., Воеводин Ю.А. Использование типоморфизма минералов при разработке технологии переработки танталониобиевых и оловянных руд 80

Блисковский В.З., Беляков А.Ю., Куприянова Н.Г. Типоморфизм минералов в обогатительной минералогии 81

Апельцин Ф.Э., Гетманская Т.И., Кудрина М.А., Могилевкин С.Б., Скоробогатова Н.В. Типоморфные особенности рудных минералов вольфрамовых месторождений различных формационных групп..... 82

Научитель М.А., Горобец Б.С., Гафт М.Л. Типоморфное значение люминесценции шеелитов 85

Кононов О.В., Граменицкий Е.Н. Типоморфная пара-шеелит плагиоклаз и ее значение при оценке перспектив и качества руд Тырныаузского рудного поля 86

Черников А.А. Типоморфизм минералов урана и его практическое значение 88

Рябева Е.Г., Скворцова К.В., Некрасова З.А., Алешина З.М., Стрелкина Е.М., Авдонин А.С. Типоморфные особенности настурана в связи с закономерностями его распределения в различных минеральных ассоциациях... 90

Лудиков В.И., Кильцова И.Г., Сидоренко Г.А., Валуева А.А. О типоморфных особенностях силикатов шестивалентного урана..... 91

У. Типоморфизм флюорита, карбонатов, кварца и слоистых силикатов.

Василькова Н.Н., Кукушкина О.А., Куприянова И.И., Петропавлов М.В. Типоморфное значение примесей марганца во флюорите 92

Комарова Г.Н., Кортман Р.В., Мартынова А.Ф., Павлуцкая В.И. Типоморфные элементы-примеси во флюорите различного генезиса 95

Коплус А.В., Коротаев В.В. О зависимости количественного распределения некоторых элементов-примесей во флюорите от его генезиса 97

Петропавлов М.В., Василькова Н.Н., Моисеев Б.М. Радиационные процессы окисления - восстановления марганца во флюорите как показатели условий минералообразования 100

Кукуй А.Л. Типоморфные свойства исландского шпата месторождений Сибирской платформы 102

Дронов В.В., Бородин В.Л., Лютин В.И., Хадди В.Е. О морфологии природного и синтетического кальцита. 103

Колбин Б.А. Типоморфизм анатомии кристаллов кварца (прикладные аспекты)..... 104

Сенчихин В.Е. Микронеоднородность внутреннего строения индивидов кварца и ее генетическое значение 107

Ануфриев Ю.Н., Карякина Т.А. Типоморфизм кристаллов кварца и прогнозные оценки месторождений горного хрусталя 108

Звягин Б.Б., Соболева С.В., Чухров Ф.В. О типоморфизме кристаллических структур слоистых силикатов . . . 110

Звягин Б.Б., Духанистов А.Н., Сидоренко О.В., Соболева С.Г. Электронографическое исследование кристаллических структур диоктаэдрических слоистых силикатов и его значение для структурной минералогии и проблемы типоморфизма 110

Колодиев Б.Н., Самойлович М.И. Особенности фторфлогопитов с различным содержанием калия 113

VI. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций гранитоидов, пегматитов, редкометальных месторождений.

Родионов Г.Г., Бушев А.Г., Калугин Е.Н. Типоморфизм минеральных ассоциаций пегматитов разных формаций 115

Сапожникова Л.Н. Особенности химического состава биотита как показатели температур пегматитообразования (на примере Мамского района)..... 118

Островская К.В. Использование гетеровалентных замещений в роговых обманках в качестве типоморфного признака..... 120

Карева З.В., Солнцева Л.С., Солнцев Б.П. Типоморфные особенности калиевых полевых шпатов 121

Шацкая В.Г., Шпанов Е.П. Изменение типоморфных свойств микроклинов при формировании месторождений слюдисто-полевошпат- гентельвинового типа 123

Луговской Г.П., Руб А.К., Рябцев В.В. Типоморфные особенности минералов как показатели рудоносности и условий формирования редкометальных пегматитов..... 125

Новикова М.И.Типоморфное значение содержания бора в минералах бериллия различных типов месторождений... 126

Гетманская Г.И., Добровольская Н.В., Куприянова И.И. Типоморфное значение железистости слюд редкометальных грейзеновых месторождений 129

Шурига Т.Н., Духлистов А.П., Звягин Б.Б., Добровольская Н.В., Горобец Б.С., Прокофьев И.В. Типоморфизм литиевых слюд в эндогенных месторождениях тантала.. 130

Матиас В.Б., Салмин Ю.П., Бескин С.М. Типоморфные особенности кварца и слюд танталоносных и неминерализованных гранитов 132

Скосырева М.В. Типоморфизм мусковита из месторождений различного генезиса 133

УП. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций щелочных пород, карбонатитов и связанных с ними месторождений.

Кононова В.А., Боярская Р.В., Лапутина И.П., Тимофеева И.А. Типоморфные особенности породообразующих минералов якупирангитов-уртитов как индикатор их формационной принадлежности 134

Архангельская В.В. Типоморфизм щелочных амфиболов.. 136
Боруцкий Б.Е. Типоморфизм породообразующих минералов Хибинского массива..... 140
Соколова М.Н. Типоморфизм ультраагпаитовой ассоциации Хибинского массива 142
Шлыкова З.В. Минеральные ассоциации как индикаторы процессов взаимодействия щелочной магмы с разными типами вмещающих пород (на примере Хибинского массива)..... 144
Еськова Е.М. Типоморфные особенности состава слюд щелочных редкометальных метасоматитов 145
Скоробогатова Н.В., Кудрин В.С., Кудрина М.А., Минеев Д.А., Архангельская В.В. Редкоземельный пирохлор - индикатор щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов 146
Тихоненкова Р.П. Типоморфизм минералов группы перовскита из щелочных пород 148
Хомяков А.П. Типоморфизм минералов группы ловозерита и их соотношение с эвдиалитом 148
Ничипуренко В.И., Кирова Л.Т., Ничипуренко О.И. Типоморфные особенности апатита в карбонатитах Нижнесаянского массива..... 150
Кирова Л.Т., Лягушкин А.П. О типоморфных особенностях апатита ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции 152
Гранов П.Г., Горбатов Г.А. Комплексная диэлектрическая характеристика - типоморфный признак апатита промышленных месторождений 154

УШ. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций основных и ультраосновных пород, кимберлитов и связанных с ними месторождений.

Признаки
Хисина Н.Р. упорядочения и распада твердых растворов среди магматогенных минералов и их типоморфное значение..... I56

Карпова О.В., Боярская Р.В., Тронева Н.В. Типоморфные особенности титаномагнетита из пород основного, ультраосновного и щелочного состава..... I58

Чернышева Л.В., Смелянская Г.А., Гайдуков В.С., Зайцева Г.М., Якубовская Н.Ю. Типоморфизм магнетита..... I60

Абулевич В.К. К типоморфизму ильменита..... I62

Годлевский М.Н., Гуркина Г.А. Типоморфизм алмаза..... I64

Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Котельников Д.Д., Соболева С.В. Типоморфные особенности флогопитов и продуктов их изменения из кимберлитовых пород Якутии..... I65

Аргунов К.П., Афанасьев В.П., Полканов Ю.А., Харькив А.Д., Чумирин К.Г. Типоморфизм термолюминесцентных свойств цирконов из кимберлитов I67

Серенко В.П., Голева Н.Б., Лазько Е.Е. Типоморфизм и генезис оливинов кимберлитовых пород I68

Гаранин В.К., Киляева В.Н., Кудрявцева Г.П., Лапин А.В. Типоморфные особенности ильменита из кимберлитов, карбонатитов ультраосновных и щелочных пород I7I

Королев Д.Ф., Узварик Т.А. Кристаллографические формы алмаза как показатели скорости кристаллизации..... I73

Сочнева Э.Г., Метелкина М.П. *Об использовании типоморфных* минералов и минеральных ассоциаций при поисках погребенных россыпей алмазов и их источников I74

IX. Минералы метаморфических пород и рудоносных скарнов.

Крылова Г.И. Морфология и генезис порфиробластов кордиерита в кристаллических сланцах Южного Урала..... I76

Свириденко А.Ф., Сучкова Е.М., Коваленко И.В. Типоморфные минералы-индикаторы жадеитообразования в гипербазитовых массивах I77

Кузьмин В.И., Фуки И.В., Некрасов Т.С., Подчайнова Т.С. Примесь олова как типоморфная особенность гранатов оловорудных месторождений скарновой формации I80

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Ященко Н.Я., Шалаев Ю.С., Шапур Хамид. Типоморфные особенности состава гранатов скарновых месторождений железа, меди и золота Северного Казахстана..... I8I

X. Минералы кор выветривания и месторождений бокситов.

Ершова К.С., Пастухова М.В., Солнцева Л.С., Ткачева Т.В., Умнова Е.Г. Типоморфные особенности минералов алюминия и железа из бокситов различного генетического типа (по данным ИКС)..... I84

Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Врублевская З.В., Кортман Р.В. О типоморфных особенностях глинистых минералов в древних корах выветривания и продуктивных мезозойских отложениях Западной Якутии..... I85

Каширцева М.Ф. Использование типоморфных минералов при поисках экзогенных эпигенетических месторождений.... I87

Котельников Д.Д., Работнов В.Т., Бондарь А.М., Сошин Д.Н., Юнович М.Э. О типоморфных особенностях структуры слюдистых минералов в рифейских отложениях Омолонского и Охотского массивов..... I89

Подписано к печати 7/IX-1977г.
Т-15085 зак. 63 тир. 500 эк.
Объем 8 печ.лист. цена 80коп.
Ротапринт ИГЕМ АН СССР
Москва, Старомонетный пер. 35

Мозгова Н.Н

5293

Цена 80 коп.