

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

НОВЫЕ ИДЕИ

В ГЕНЕТИЧЕСКОЙ
МИНЕРАЛОГИИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

НОВЫЕ ИДЕИ В ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ



ЛЕНИНГРАД · «НАУКА» · ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1983



4157

В сборнике рассматриваются общее состояние и перспективные проблемы генетической минералогии, проблемы онтогении и филогении минералов, проблемы наследственности в минералогенезисе, эволюционно-генетические модели, обсуждаются различные механизмы минералообразования, приводятся результаты новых наблюдений, экспериментов и теоретических исследований в области минералогенезиса. Большое внимание уделяется методике расшифровки генетической информации, содержащейся в минералах, и использованию минералогенетической информации в установлении генезиса различных объектов и в практике поисков и оценки минеральных месторождений.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, минералогов, кристаллографов, геохимиков.

Ответственные редакторы

проф. Д. П. ГРИГОРЬЕВ и д-р геол.-мин. наук Н. П. ЮШКИН

Рецензенты:

Б. А. ОСТАЩЕНКО, К. П. ЯНУЛОВ

**НОВЫЕ ИДЕИ
В ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ**

Утверждено к печати

Всесоюзным минералогическим обществом

Редактор издательства Т. Н. Токарева

Художник Я. В. Таубурцель

Технический редактор Е. В. Траскевич

Корректоры Н. И. Журавлева и Г. И. Суворова

ИБ № 20372

Сдано в набор 8.06.82. Подписано к печати 28.01.83. М-27772. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая. Печ. л. 7^{1/2}=10.50 усл. печ. л. Усл. кр.-отт. 10.95. Уч.-изд. л. 12.93. Тираж 1050. Изд. № 8124. Тип. зак. № 1505. Цена 2 р.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1
Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

Д. П. Григорьев, Н. П. Юшкин

НОВЫЕ ИДЕИ И МЕТОДЫ В ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Генетическая минералогия как самостоятельное направление минералогической науки сформировалось относительно недавно, причем сам термин «генетическая минералогия» был предложен А. Е. Ферсманом в 1912 г. Однако генетические представления о минералах уходят в глубокую древность. В любых, даже самых ранних минералогических трудах рассуждения о природе минералов обязательно сопровождались сведениями и догадками, нередко фантастическими, об их происхождении. С конца XVIII в. начал накапливаться экспериментальный материал по кристаллизации, изменению и разрушению минерала, стали проводиться наблюдения над современным образованием минералов в различных природных условиях. Сейчас генетическая минералогия является одним из ведущих минералогических направлений, ее содержание отражается многими специальными монографиями и учебниками. В нашей стране развитие генетической минералогии связано в первую очередь с именами В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Д. С. Коржинского, Е. К. Лазаренко, Г. Г. Леммлейна, Н. М. Федоровского, Ф. В. Чухрова и многих других минералогов.

Генетические идеи формируются на основе представлений о конституции и свойствах минералов, поэтому структура и содержание генетической минералогии определенным образом зависят от господствующего взгляда на природу минералов. В истории минералогии можно выделить три резко различных познавательных подхода к минералам, составивших основные этапы ее развития и вошедших в современную минералогическую науку как компоненты единой теоретико-минералогической системы.

Первый подход связан с рассмотрением минералов как физических тел. Основное внимание здесь обращается на их форму, однородность, физические свойства, т. е. на все то, чем минералы проявляют сами себя. Этот подход был ведущим и, пожалуй, единственным в минералогии до начала XIX в. Характерными его особенностями являлись поиски общих черт в многообразии минерального мира, выяснение общих законов и разработка единых систем. Это требовало определенной идеализации объектов — приведения формы реальных кристаллов к форме идеальных геометрических моделей, пренебрежения отклонениями от нормы как в сложении, так и в свойствах индивидов и т. д. В этот этап уже практически сформировалась структура классической кристаллографии, наметились общие черты кристаллофизики, минералогической кристаллографии, появились зачатки всех важнейших направлений минералогии. Проблемы генетической минералогии сводились в основном к проблемам кристаллизации и роста минеральных индивидов, но так как химическая сторона этих явлений не была еще известна, генетические представления носили преимущественно характер догадок.

Второй подход, развивающий представления о минералах как химических соединениях, зародился в последней четверти XVIII в. и определил развитие минералогии XIX—первой половины XX в. В сочетании с физическими подходами он заложил основы современной классификации минералов, в это время в основном сформировалось учение о химическом составе минералов, включающее представления об изоморфизме. В учении о генезисе

минералов развивались идеи о минералах как продуктах химических реакций, протекающих в земной коре (В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, В. М. Гольдшмидт и др.), пересматривались с химических позиций представления о росте кристаллических минеральных индивидов.

Третий подход заключается в представлении о минералах как кристаллических решетках с трехмерным регулярным распределением атомов в их узлах. Этот подход, опирающийся на кристаллохимический анализ Е. С. Федорова, стал определяющим с 20-х годов нашего столетия, когда открытие М. Лауэ позволило с помощью рентгеновских лучей прощупать реальную кристаллическую структуру минералов. Расшифровка кристаллических структур стала наиболее престижным видом минералогических исследований, и к настоящему времени практически все структуры расшифрованы. Этим минералогия обязана главным образом В. Г. и В. Л. Бреггам, Л. Полингу, У. Г. Тейлору, Н. В. Белову и их школам. Кристаллохимия создала условия для синтеза физического и химического направлений, позволила выявить взаимосвязи состава, структуры и свойств минералов, прогнозировать свойства. В генетической минералогии учет кристаллохимических представлений позволил разработать довольно совершенную теорию морфогенеза минеральных индивидов, существенно уточнить физико-химический анализ минералообразующих процессов. На основе кристаллохимических законов, кристаллохимических свойств атомов, новой кристаллохимической классификации минералов открылись широкие возможности для минералогенетических прогнозов.

В химическом и кристаллохимическом подходах, так же как и в физическом, главная задача выявления самых общих закономерностей вынуждает идеализировать, упрощать природные минералогические объекты и явления. На определенных этапах развития минералогии это было необходимо и не вызывало серьезных трудностей, но в последнее время разрыв между идеальным и реальным минералом стал серьезным тормозом в практическом приложении минералогической теории. Вначале это вывисло при использовании минеральных индивидов как «рабочих органов» различных приборов и машин, в связи с синтезом минералов, при решении проблем технологического передела минерального сырья и т. п. Отклонения реальных минеральных индивидов от их идеализированных моделей оказались исключительно важными источниками информации при использовании минералов как «писем» из геологического прошлого. Затем острая необходимость изменения представлений о минералах стала диктоваться поисковой и геологоразведочной практикой.

Современный этап развития минералогии характеризуется вызванной перечисленными выше обстоятельствами концентрацией внимания именно на реальных минеральных индивидах, на их химизме, структуре, форме, внутреннем строении, функциях. В учении о реальных минералах и реальном минералообразовании достигнуты впечатляющие успехи, которые Н. В. Белов охарактеризовал как новую революцию в минералогии. Они обязаны главным образом трудам И. И. Шафрановского, И. Костова, Г. Г. Леммлейна, Н. П. Ермакова, А. Г. Жабина, Н. Н. Шефталя, Г. Л. Поспелова, Ю. М. Дымкова, Н. З. Евзиковой и др. Сформировались принципиально новые направления, в числе которых можно назвать учение об онтогении минералов (Григорьев, 1961; Григорьев, Жабин, 1975; Жабин, 1979).

Результаты исследований последних трех десятилетий приводят нашу науку к новому взгляду на минерал как организм и дают начало новому, четвертому этапу развития минералогии. Сущность нового подхода определяется следующим образом: «Минералы, т. е. кристаллы и зерна, в форме которых реально существуют природные химические соединения и физико-химические фазы, выступают в нашей науке каждый как целостный организм, индивид, со своей анатомией, всегда по своему живущий. . . Познание минерала как организма и его естественной истории, обуславливающей все качества, условия и места нахождения минералов есть назначение, прерогатива минералогической науки» (Григорьев, 1976, с. 6—7).

Представления о минерале как организме, выступающие сейчас как наиболее актуальные и перспективные, нельзя назвать совершенно неожиданными. Еще Плиний (23—79 гг н. э.) вводил в свою «Естественную историю» мисти-

ческие сведения о «беременных камнях», обладающих жизнеспособностью и рождающих подобные себе минералы. Различные жизненные функции приписывались минералам и в средние века. Их научно строго развенчал в своем трактате о минералах и металлах Альберт Великий (1193—1230). Очищенные от мистики и опирающиеся на факты, но еще наивные идеи о строении и функциях минералов, сходных с живыми организмами, высказывались неоднократно и позднее, например Д. Кардано в XVI в. Н. И. Кокшаров (1863) уже уверенно утверждал, что «минералогия есть натуральная история минералов и что, следовательно, минералы должны быть в ней рассматриваемы точно таким же образом, каким рассматриваются животные в зоологии и растения в ботанике» (с. 4). Рядом естествоиспытателей минеральный индивид рассматривается как своеобразная модель живого организма (Баларев, 1964; Процессы. . ., 1977) — так много устанавливается общих для них генетических функций.

При обсуждении представлений о минерале как организме, речь, разумеется, не может идти об отождествлении живого и неживого, о приписывании минералам несвойственных им функций живых систем. Однако «организменный» подход раскрывает такие стороны строения, формы и поведения минералов и такие их функции, которые раньше приписывались лишь биологическим объектам и ускользали от внимания минералогов. В числе их можно назвать строго закономерную картину анатомии минеральных индивидов с относительно автономными анатомическими элементами, динамическое поведение минералов в меняющихся условиях, существование сложных взаимосвязей между минералами и минералообразующей средой, в том числе и существование обратных связей, подчиненность всеобщим законам развития и направления эволюции, наследственность, способность накапливать и хранить генетическую информацию в виде компонента структуры, существование регуляторных механизмов, саморегуляцию и др. Конечно, все эти и другие явления специфичны в соответствии с особенностями минерального мира.

Минерал в современном понимании не только физическое тело, химическое соединение, плотная упаковка из регулярно распределенных по законам пространственной решетки атомов, а сложная целостная система, функционально связанная с окружающей средой и развивающаяся по минералогическим законам. В «организменном подходе» к минералу органически синтезируются традиционные физическое, химическое и кристаллохимическое представления.

Расширение представлений о минерале вкладывает новое содержание в структуру генетической минералогии.

Современная генетическая минералогия представляет собой систему четырех равноправных и взаимосвязанных направлений (Юшкин, Жабин, 1978): экологического, изучающего причины и механизмы образования и существования минералов, взаимосвязи минерала и минераллообразующей среды; исторического (хрономинералогического), раскрывающего историю минерального мира в связи с геологической историей Земли; эволюционного, познающего законы развития минеральных индивидов и агрегатов (онтогенеза минералов) и минеральных видов и парагенезисов (филогенеза минералов); геогенетического (динамического), исследующего минералогенетические аспекты геологических процессов.

Фундаментальными методами генетической минералогии являются сравнительно-исторический метод и метод моделей. Они находят выражение в виде формационного, парагенетического, онтогенетического, типоморфического, генетикоинформационного, кристаллогенетического и т. п. анализов, в теоретическом и экспериментальном моделировании.

Методический аппарат генетической минералогии постоянно совершенствуется. В последнее время резко усилился интерес к минералам как к «письмам» из геологического прошлого. Классические представления о типоморфизме минералов оказываются недостаточными для корректной генетической интерпретации конституционных особенностей и свойств минералов. Возникает необходимость разработки специального учения о минералах как потенциальных носителях генетической информации, закодированной в их составе, структуре, свойствах. Это учение, которое мы называем г е н е т и к о и н ф о р м а ц и о н-

ной минералогии ей, должно создать теоретическую основу для методов расшифровки генетической информации, закодированной в составе, структуре и свойствах минералов. Основными задачами этого учения являются: изучение процессов записи, хранения и преобразования минералогенетической информации в процессе развития минералов; разработка надежных методов ее расшифровки; использование генетической информации в познании генезиса и истории развития минералогических объектов, в практике поисков месторождений полезных ископаемых. Уже установлен широкий круг различных минералогических геотермометров и геобарометров, геохронометров, потенциометров, геопрофундометров, геоватерпасов, геосейсмографов и т. п., позволяющих количественно оценивать все важнейшие параметры среды минералообразования. Намечаются и общие контуры генетикоинформационной минералогии (Юшкин, 1976, 1977а, 1977б).

С целью широкого обсуждения теоретических, методических и прикладных проблем, связанных с расшифровкой генетической информации, содержащейся в минералах, Академией наук СССР и Всесоюзным минералогическим обществом в г. Сыктывкаре были проведены два Всесоюзных минералогических семинара (1976 и 1980 гг.) К семинарам публиковались специальные сборники тезисов докладов и других материалов (Проблемы. . ., 1976а, 1976б, 1980; Типоморфизм. . ., 1979; Генетическая информация. . ., 1980). Были опубликованы научные обзоры и аналитические статьи по проблемам генетической минералогии, обсуждавшимся на этих семинарах (Григорьев, Юшкин, 1976; Балицкий 1977; Юшкин, 1977; Силаев, 1980; Силаев, Павлишин, 1980, и др.). Все эти публикации содержат огромный материал, который используется для развития теоретической и прикладной минералогии.

В данном сборнике представлены статьи по материалам избранных докладов II Всесоюзного минералогического семинара, в которых рассматриваются различные аспекты генезиса минералов, связанные с функционированием и расшифровкой минералогенетической информации. Особое внимание уделяется механизмам и следствиям взаимодействия минерала и минералогенетической среды, проблеме наследования в минералогенезисе, закономерностям эволюции минеральных индивидов, различных сообществ минералов и минерального мира в целом, онтогении минералов, теоретическим и методическим проблемам генетикоинформационной минералогии. В статьях высказываются и развиваются новые идеи в области минералогенезиса; намечаются и опробуются новые методические подходы к изучению динамики минерального мира. Мы надеемся, что материалы этого сборника привлекут внимание минералогов и окажутся полезными для дальнейшего развития минералогической теории и практики.

ЛИТЕРАТУРА

- Баларев Д. Строеж на реалнокристаллите системы. София, «Наука и искусство», 1964 (см. главу: Строеж на реалнокристаллите системы и общие проблемы на биологята, с. 253—255).
- Балицкий В. С. Всесоюзный минералогический семинар «Проблемы генетической информации в минералогии». — Сов. геол., 1977, № 2, с. 150—152.
- Генетическая информация в минералах. Сыктывкар, 1980. 190 с. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 31).
- Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Львов, 1961. 284 с.
- Григорьев Д. П. Минерал как организм. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976, с. 6—7.
- Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. Индивиды. М., 1975. 340 с.
- Григорьев Д. П., Юшкин Н. П. Всесоюзный семинар «Проблемы генетической информации в минералогии». — ЗВМО, 1976, ч. 105, вып. 6, с. 740—742.
- Жабин А. Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М., 1979, 276 с.
- Кокшаров Н. И. Лекции минералогии. СПб., 1863.
- Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976а. 176 с.
- Проблемы генетической информации в минералогии (дополнительный сборник). — Деп. ВИНТИ, 1976б, № 491—77. 127 с.
- Проблемы генетической информации в минералогии. (Тезисы II Всесоюзного минералогического семинара). Сыктывкар, 1980. 190 с.
- Процессы реального кристаллообразования. М., 1977.
- Силаев В. И. Проблемы генетической информации на Всесоюзном минералогическом семинаре. — ЗВМО, 1980, ч. 109, вып. 6, с. 738—740.

Силаев В. И., Павлишин В. И. Проблемы генетической минералогии на втором Всесоюзном минералогическом семинаре. (Сыктывкар, 27—29 мая 1980). — Минер. журн., 1980, т. 2, № 6, с. 95—97.

Типоморфизм и генетическая информативность минералов. Сыктывкар, 1979. 144 с. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 30).

Юшкин Н. П. Проблемы генетикоинформационной минералогии. — ЗВМО, 1976, вып. 6, с. 633—647.

Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977а. 291 с.

Юшкин Н. П. Горизонты генетикоинформационной минералогии (к итогам Всесоюзного минералогического семинара). — В кн.: Эксперимент и моделирование минералообразующих процессов. Сыктывкар, 1977б, с. 102—105. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 23).

Юшкин Н. П., Жабин А. Г. Перспективные направления генетической минералогии. — ЗВМО, 1978, ч. 107, вып. 5, с. 505—518.

А. Г. Жабин

ПРОБЛЕМЫ ФИЛОГЕНИИ МИНЕРАЛОВ

Абсолютное большинство минералогических исследований относится к настоящему состоянию минерального облика нашей планеты, прошедшие же и будущие стадии развития минералогии планеты являются совершенно неисследованными областями.

Историко-эволюционная минералогия, представляющая один из аспектов современной генетической минералогии (Юшкин, Жабин, 1978), исследует взаимосвязь онтогенеза и филогенеза, т. е. естественную историю индивидов и видов минералов на фоне геологической истории Земли (Григорьев, Жабин, 1975; Жабин, 1979а). Углубленные исследования онтогенеза выполнены в основном в минералогии и петрографии, а исследования филогенеза наиболее интересны лишь в учении о месторождениях полезных ископаемых (см., например, Рундквист, 1971). Проблема филогенеза в минералогии — область практически не исследованная, но именно от их решения зависит способность сформулировать самые общие историко-эволюционные закономерности минералообразования на нашей планете.

В этой статье мы рассмотрим некоторые вопросы, связанные с эволюцией минерального мира. Проблема эволюции видообразования частично обсуждалась нами и в других работах (Жабин, 1979б, 1979в, 1979г).

Существует ли эволюция видообразования минералов на Земле?

Под эволюцией видообразования понимается статистически значимая последовательность появления в ходе геологической истории планеты каких-либо минеральных видов (Жабин, 1979б). Идея эволюции видообразования противостоит, как антитеза, идея об «одновременном» возникновении всей ныне существующей на Земле совокупности минеральных видов. Обе идеи до сих пор не подвергались критическому анализу.

Закономерности видообразования на Земле могут выявляться лишь на статистическом уровне, и их не следует отождествлять с количественными закономерностями минералоотложения: известны эпохи интенсивного минералоотложения, проявленного в виде периодических максимумов массоотложения минерального вещества магматических, гидротермальных, осадочных, метаморфических, пегматитовых геологических формаций.

Отмеченный, по Э. В. Соболевичу (1971), момент «образования мелких консолидированных тел» (13 млрд. лет) может быть классифицирован как преддстория земного видообразования (первые минералы в Солнечной системе), а сама история начнется с момента консолидации планеты и начала ее дифференциации. Именно с этих (ныне реликтовых) минеральных видов, послуживших зародышевым субстратом, и начало ветвиться и расти дерево минеральных видов, насчитывающее к настоящему времени по разным оценкам 1800—2000 видов и растущее в год в среднем на 25—30 и более видов (за счет обнаружения уже существующих в природе). На самом высоком уровне организации вещества последовательность видообразования может быть представлена так:

1) первичная совокупность (предыстория); минералы древних «метеоритных» фрагментов, аккумулярованных протосолнечной туманностью;

2) вторичная совокупность (ранняя история); первые стадии консолидации планет Солнечной системы, астероидов, спутников;

3) третичная, земная совокупность (история); дифференцирующаяся планета (последние 4.7 млрд. лет).

Первые два космоцикла мы не можем охарактеризовать подробно. Ясно лишь, что наличие твердых тел подразумевает и присутствие кристаллов минералов; учитываются также данные о больших возрастах некоторых метеоритов. Третий же космоцикл мы охарактеризуем, выделив этапы развития Земли и соответствующие этапы видообразования.

Отмечено, что при геоэволюции нашей планеты происходит закономерное снижение активности процессов перераспределения энергии: гомологические процессы, в том числе минералообразующие, происходят при все меньших температурах и давлениях, во все более «приповерхностных» условиях; снижается продолжительность геологических циклов, сокращается длительность металлогенических эр, эпох и этапов; имеет место акселерация одноименных процессов, т. е. эволюция эволюции. На этом фоне можно наметить нижеследующую последовательность этапов видообразования.

1. Первый этап — «метеоритный», начальный список составляет примерно 40—50 видов и соответствует хорошо известному нам минеральному составу метеоритов всех возрастов, в том числе и самых древних, металлических. В количественном соотношении резко преобладают металлическое железо, камасит, тэнит, оливин, пироксены.

2. Второй этап — «базальтовый», вторичный список составляет примерно 60—70 видов и связан с появлением на Земле, Луне и, вероятно, на других планетах Солнечной системы анхизэвтектического базальтового магматического парагенезиса. Поскольку многими исследователями допускается, что Луна демонстрирует нам ранние стадии развития Земли¹, то мы вправе предположить, что второй этап видообразования связан именно с массовым появлением базальтов. Список видов этого этапа существенно перекрывается «метеоритным» списком первого этапа, но по количеству вещества и частоте встречаемости вторичный список специфичен. Основные минеральные виды — полевые шпаты (резко преобладают основные плагиоклазы), пироксены, ильменит, оливин и шпинелиды. На Земле самый древний гомолог протобазальтового (протокритового) парагенезиса минеральных видов представлен так называемыми коматиитами, недавно обнаруженными и в СССР.

3. Третий этап — «коровый», третичный список составляет в начале формирования земной коры не менее 250—300 видов. Гравитационная дифференциация планеты, дегазация мантии, генерация воды, пресноводные, а затем солевые океаны, бескислородная, а затем кислородная атмосфера — все эти процессы благоприятствовали росту и ветвлению древа минеральных видов, в корнях которого были «метеоритный» и «базальтовый» парагенезисы. В первые стадии в связи с дифференциацией базальтов и появлением кислых дериватов происходит массовая генерация щелочных полевых шпатов, слюд, кварца. Появление свободной воды, фотосинтеза, кислородной атмосферы обусловили возникновение мощной волны генерации карбонатов и «водных», «окисленных» видов гипергенного и близповерхностного (внутрикорового) происхождения: хлориты, серициты, серпентины, минералы группы глин, гематит, пирит, разновидности кремнезема, простые карбонаты и галоиды.

Поскольку многие видообразующие элементы сильно различаются средством с кислородом и серой, то массовое образование кислород- и серосодержащих видов будет происходить в некоторой последовательности, соответствующей ходу дегазации планеты и формирования атмосферы и гидросферы. Наличие мощных докембрийских сульфидных месторождений (преобладает простой парагенезис пирит+сфалерит+халькопирит+галенит) как раз соответствует начальному периоду действия сульфуризирующих потоков из мантии. Мощно

¹ Общий список минералов Луны на 1978 г. составляет (с учетом редких и недостоверно диагностированных фаз) около 100—103 видов (Фрондел, 1978).

проявлен в докембрии столь же простой парагенезис окислов железа и кремнезема («вымершая» формация железистых кварцитов).

При статистической обработке количества минеральных видов в отдельных геологических формациях обнаружены две эволюционные закономерности: от древних гомологов к молодым растёт общее число минеральных видов, а их элементный состав и кристаллические структуры усложняются (симметрия понижается). Такие примеры для филогенеза рудных месторождений грейзеновой формации приведены Д. В. Рундквистом (1971), для аксессуарных минералов гранитоидов — Ю. Б. Мариным (1976, с. 42—61), а для породообразующих минералов гранитоидов — Ф. Л. Летниковым (1979).

В ходе геологического времени чередуются и перекрываются процессы видообразования, соответствующие равным иерархическим уровням организации вещества: эволюция планеты как космического тела, эволюция вещества геологических формаций. Например, в магматических хромитовых месторождениях среди ультрабазитов принципиальная последовательность видов такова: оливин, пироксен → хромит (магма) → серпентин, хлорит (гидротермы) → глинистые минералы, халцедон, гематит (гипергенез). Нетрудно увидеть, что в подобном онтогенетическом цикле хромитового месторождения принципиально повторяется общая последовательность эволюции видов на планете («онтогенез есть краткое повторение филогенеза»).

Монохронные, панхронные и полихронные минеральные виды. По-видимому, существуют минеральные виды панхронные («сквозные», непрерывно генерируемые изначально и до наших времен), монохронные (свойственные, подобно остаткам ископаемых животных и растений, какому-либо отрезку геологической истории) и полихронные (появившиеся неоднократно). На основе суммы определений абсолютного возраста самих минералов и их парагенезисов можно уверенно говорить о существовании панхронных видов: пироксенов, полевых шпатов, оливина, кварца, ильменита, апатита, циркона, пирита, шпинелидов и т. п. Существуют ли монохронные и полихронные виды? Этот вопрос пока не исследован. Пример с янтарем (сукцинитом), находки которого известны лишь с олигоцена (25 млн. лет), спорен, поскольку мы не знаем генерируется ли янтарь в настоящее время и является ли он минеральным видом. Однако до накопления статистических данных примеры мы можем искать прежде всего в уникальных геохимических «узлах» гибридного видообразования, представляющих редко реализуемые случаи сочетания в пространстве и времени таких процессов минералообразования, которые обычно разобщены и в пространстве, и во времени. Но именно здесь, в таких «узлах», как Франклин (Нью-Джерси, США) и Лонгбан (Швеция), возможно, и существуют полихронные или монохронные виды (например, гибридный вид сведенборгит $\text{NaSbBe}_4\text{O}_7$, известный лишь в Лонгбане). Нам предстоит также целенаправленный поиск фактов, позволяющих ответить на вопрос: существуют ли минеральные виды, количество вещества которых в тот или иной период времени обратно коррелируется с количеством вещества другого вида? Вопрос правомочен, поскольку уже введены понятия и приведены примеры «сквозных», «отмирающих» и «зарождающихся» рудных формаций (Фремд, 1975).

Все перечисленные уровни геологической эволюции, обуславливающие и эволюцию видообразования, периодически пересекаются космогенными, внеземной природы процессами видообразования (метеориты, космическая пыль), имеющими свою временную структуру — хроноритмы солнечной активности, частей галактического года и т. п. (Жабин, 1979б, 1979в, 1979г).

Самоорганизующиеся минеральные системы разных иерархических уровней. При постановке и реализации филогенетических исследований на всех уровнях организации вещества принципиально важно получить логические доказательства того, что мы имеем право сравнивать и аналогизировать исследуемые объекты (индивиды, агрегаты, рудные тела и т. п.), возникшие в разное время. Правомочность такого анализа кажется очевидной лишь при поверхностном рассмотрении, а принцип актуализма требует еще одного цикла своего анализа. В этой связи первоочередного изучения и обобщения на естественных природных примерах заслуживают кибернетические закономерности самоорганизующихся, саморегулирующихся систем:стройка частиц в растущий кристалл,

кристалломорфологическая эволюция, агрегатообразование (универсальная форма зерна в гранобластовых агрегатах, соответствующая «ячейке Коксетера»), рост друз на основе моно-, сферо- и трубчатых кристаллов, рост агрегатно-зональных жил кристификационного типа и другие примеры.

Наличие в породе подобных самоорганизующихся систем, построенных на основе минерального индивида или агрегата, объясняет способность к воспроизведению, многократному повторению сходных одиночных онтогенетических циклов возникновения и существования индивидов и агрегатов. Кажущееся необозримое многообразие структурно-текстурных ростовых типов минеральных агрегатов может быть сведено в аспекте типов самоорганизации к ограниченному их числу: зернистые (гранобластовые), друзовые, периодической кристаллизации (порфиновые, седиментационные, эвтектические).

На этой основе становится очевидным генетикоинформационное значение стадийного анализа на разных уровнях (документально-фактографическое выявление стадий сингенеза, диагенеза и метаморфизма, уничтожения) как универсального метода получения данных для сравнения генезиса объектов одного сорта, но возникших в разное геологическое время, т. е. для сравнения генотипов. Стадийный анализ позволяет сравнивать, аналогизировать и дифференцировать не случайные, одиночные признаки событий прошлого, а историко-эволюционные (филогенетические) парагенезисы таких признаков, т. е. сравнению подвергаются наиболее общие свойства объектов и градиенты изменения их диагностических свойств на оси времени.

Подобно тому как Ю. А. Жданов (1980) вскрыл эволюционные тенденции химии Солнечной системы (неорганическая, органическая и биохимическая стадии), Н. Л. Смирнова и Н. В. Белов произвели анализ эволюции структурных (кристаллохимических) связей атомов, молекул и радикалов в кристаллогенезисе: «Кристаллогенетика — часть кристаллохимии, изучающая эволюцию в системе кристаллических соединений, планов их внутреннего строения (структурные типы) и внешнего (огранки кристаллов), составляющих их структурных элементов (атомов и их группировок), структурных миналов (частей, сохраняющихся при переходе от структуры к структуре), структурных деталей (1, 2, 3-мерных комбинаций структурных элементов) и зависимости их образования от физико-химических условий среды (кристаллогенез)» (Смирнова, Белов, 1979, с. 94).

Структурные уровни в системе мироздания — добарионный, барионный, атомарный, жизнь (адронный и ядерный уровни), по мнению Н. Л. Смирновой и Н. В. Белова (1979), находятся в определенном причинно-эволюционном соответствии. Они считают, что существует некий докристаллический этап, когда «из хаоса разноразряженного поля — добарионного состояния материи, т. е. простейшей формы ее организации возникла вся существующая ныне система мироздания» (Смирнова, Белов, с. 95). В изначальном корневом ядре собственно кристаллического этапа, когда появляются первые индивиды минералов, находится набор примитивных низкоорганизованных структур, с которых начинается структурная эволюция на разных уровнях: это структуры типа Cu , NaCl , ZnS , CH_4 . Любопытно отметить, что минералы самых древних железных метеоритов, демонстрирующих нам самые первые акты минералообразования в Солнечной системе — металлы с одинаковой координацией всех атомов (Cu , $\alpha\text{-Fe}$), — и есть «два родоначальника с минимальными параметрами ячейки» (Смирнова, Белов, с. 100). После этого этапа имели место ароморфозы, т. е. качественные смены структурных типов. Наиболее устойчивы простейшие низкоорганизованные и наиболее высокосимметричные объекты каждого уровня. Они в принципе фундаментальны и в качестве строительных фрагментов входят в состав объектов более высоких уровней, что и приводит к структурному ароморфозу (Thompson, 1978). Примеры такого рода ароморфоза могут быть переходы от структурных серий (Cu , Mg) с координационным числом 12 и выше к структурным сериям с заполненными октаэдрическими пустотами, когда возникают структурные типы второй генерации с координационным числом 6—11.

Общая эволюционная тенденция формулируется Н. Л. Смирновой и Н. В. Беловым (1979) так: «На каждом уровне в системе структурных типов развитие

идет от простейших низкоорганизованных структурных типов с высокой симметрией (Cu, NaCl, ZnS) к многокомпонентным высокоорганизованным типам с более низкой симметрией. . .» (с. 100). Особое значение в эволюции структурных типов придается принципу неиндифферентности как одному из основных законов сохранения. Он требует, чтобы не имело место взаимодействие между А и А, но было взаимодействие между А и В: «формирование группировок из резко различных объектов в неявной форме, затем явное обособление их приводит к переходу на новый уровень в любой системе. . .» (Смирнова, Белов, с. 97). Примерами усложнения при развитии являются: 1) политипия, приводящая к возникновению структурных типов политипов с выделением кластерных подуровней расщепления; 2) переход однокомпонентных систем к многокомпонентным; 3) возникновение ионнообменных конструкций типа цеолитов, из которых щелочные элементы могут вымываться и которые представляют «одну из высших форм организации неорганических структурных типов» (Смирнова, Белов, с. 100); 4) действие законов гомологии, структурной деформации, внедрения — вычитания, ветвления.

Таким образом, общий анализ химической эволюции и общий анализ эволюции кристаллохимической, т. е. эволюции структурных типов, совпадают удивительно точно: «Вещество Вселенной с необходимостью движется в сторону образования сложных молекулярных структур. . .» (Жданов, 1980, с. 70), и, таким образом, эволюция предопределена (Смирнова, Белов, 1979, с. 102), ибо ее ход определен развитием самоорганизующихся систем.

Лучшим примером филогенетического анализа эволюции структурных типов является раздел книги Ю. Б. Марина (1976, с. 42—46), где исследуются кристаллохимические свойства аксессуарных минералов в гранитоидных формациях разного возраста (гомологах).

Порядок кристаллизации минералов в протопланетном облаке (туманности). Процесс кристаллизации (конденсации) твердых фаз из горячего солнечного газа, составляющего протопланетное облако, происходил закономерно, в определенном порядке. По расчетным данным Дж. Ларимера и Л. Гроссмана (Grossman, 1972; Grossman, Larimer, 1974) выявлена последовательность конденсации элементов и соответствующих им соединений в ходе понижения температуры солнечного газа и падения давления от 1 атм до 0.006 атм: самые первые высокотемпературные минеральные виды: оксиды (окислы — корунд, перовскит, шпинель и силикат — мелилит) → металлы (Fe—Ni) → силикаты кислорода, кремния, магния, железа, кальция → сульфиды → H₂O, H (отрицательные температуры в шкале Цельсия).

Основная закономерность именно такого вероятностно-статистического порядка появления самых ранних минеральных фаз нашей Солнечной системы обусловлена последовательной конденсацией элементов и их соединений из протопланетного облака в порядке, обратном их летучести (Войткевич, 1979).

Таким образом, формулирование, постановка и последовательное решение проблем филогении минералов нашей планеты будет основанием для создания в будущем историко-эволюционной минералогии Земли, которая станет помощником, источником идей и прогнозов при изучении минералогии других планет Солнечной системы. Невозможно без прогресса в области филогении также решение и ближайших теоретико-практических задач, например вопросов типоморфизма и типохимизма минералов: мы должны выявить эволюцию, а также эволюцию эволюции соответствующих признаков.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Войткевич Г. В. Химическая эволюция Солнечной системы. М., 1979. 175 с.
Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов (индивиды), М., 1975. 340 с.
Жабин А. Г. Онтогенез минералов (агрегаты). М., 1979а. 275 с.
Жабин А. Г. Существует ли эволюция видообразования минералов на Земле? — ДАН СССР, 1979б, т. 247, № 1, с. 199—202.
Жабин А. Г. Диагностика синхронности продуктов минералообразования. — Минер. журн., 1979в, т. 1, № 1, с. 42—56.

Жабин А. Г. Космогенные хроноритмы и зональность гипергенных минералов. — ДАН СССР, 1979г, т. 249, № 4, с. 962—965.

Жданов Ю. А. Материалистическая диалектика и проблема химической эволюции. — Вопросы философии, 1980, № 2, с. 59—80.

Летников Ф. А. Вероятность образования и устойчивость минералов в природе. — В кн.: Физико-химия эндогенных природных процессов. Новосибирск, 1979, с. 3—24.

Марин Ю. Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л., 1976, с. 42—61.

Рундквист Д. В. О пространственно-временных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 266—286. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 177).

Смирнова Н. Л., Белов Н. В. Эволюция в системе структурных типов. — В кн.: История и методология естественных наук. М., 1979, с. 94—102.

Соботович Э. В. Некоторые вопросы изотопной космохимии и космохронологии. — В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики. Киев, 1971.

Фремд Г. М. Опыт применения формационного метода в изучении эволюции процессов вулканизма. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1975.

Фрондел Дж. Минералогия Луны. М., 1978. 333 с.

Юшкин Н. П., Жабин А. Г. Перспективные направления генетической минералогии. — ЗВМО, 1978, № 5, с. 506—518.

Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1972, v. 36, N 5, p. 95—107.

Grossman L., Larimer J. W. Early chemical history of the solar system. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1974, v. 12, N 71.

Thompson J. B. Biopyriboles and polysomatic seryes. — Amer. Miner., 1978, v. 63, N 3—4, p. 239—249.

Н. З. Евзикова

КОНСТИТУЦИОННОЕ РОДСТВО И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ МИНЕРАЛОВ

На меня . . . всегда производила
впечатление строгая последова-
тельность магматического сотво-
рения мира . . .

Н. В. Белов

Минералогический опыт учит, что природные кристаллы способны происходить один от другого. С одной стороны, они наследуют основные черты химического состава и атомной структуры своих «предков», с другой — приобретают собственные новые качества. Химический состав и атомная структура, т. е. конституция (Григорьев, 1966), определяют все свойства минералов. Поэтому имеет смысл говорить о наследовании и изменении конституции минералов в процессе их последовательного образования и соответственно о конституционном родстве между минералами разных поколений. Конституционное родство складывается из родства химического и структурного. Химическое родство (X) подразумевает присутствие в составе минералов общих элементов и растет пропорционально числу этих общих элементов (1, 2, 3 и т. д.). Структурное родство (Y) заключается в общности геометрических мотивов расположения атомов и увеличивается с увеличением числа направлений, где эта общность геометрических мотивов наблюдается. В первом приближении структурное родство может быть трехмерным, двухмерным и одномерным (3, 2, 1). Конституционным родством (XU) обладают минералы, сложенные хотя бы в какой-то своей части общими элементами и характеризующиеся хотя бы в одном из направлений общностью геометрического мотива в расположении атомов. Конституционное родство может быть как угодно близким или дальним, вырождаясь в пределе в чисто химическое или чисто структурное родство. Например, $X=4$ у гроссуляра—гейландита; $Y=3$ у пирита—уранинита; $XU=12$ у бадделеита—пирохлора.

Наследование и изменение конституции проявляется прежде всего при метасоматических (реакционных) замещениях минералов. Учебным примером конституционно-родственных отношений, по крайней мере в пяти минеральных поколениях, является классическая «вилка Боуэна». Изменение любого при-

знака минералов как в лейкократовом, так и в меланократовом рядах «вилки Боуэна» вполне закономерны (Леммлейн, 1936; Белов, 1963; Григорьев, 1966, и др.). Аналогичные ряды наследования конституции известны для рудных минералов: сульфидов меди и железа, арсенидов кобальта и никеля, фосфатов железа и марганца, титано-ниобо-цирконосиликатов, ниобо-танталатов. Особенно детально наследование конституции изучено во взаимных превращениях слоистых силикатов.

Изменение конституции на пути нового минерального видообразования бывает часто столь деликатным, что обнаруживается только очень высокочувствительными методами (электронографией, ИК спектроскопией, ЯМР и пр.). Участки новой фазы оказываются закономерно встроенными в реликты замещаемого минерала, и эта кристаллографическая ориентированность служит бесспорным доказательством конституционной зависимости позднего члена реакционного ряда от раннего. Однако и при менее тесных, чем непосредственное метасоматическое замещение, контактах двух разных минералов можно обнаружить их конституционное родство. Оно выражается в явлениях синтаксии и эпитахсии, а также образовании кристаллографически упорядоченных структур распада твердых растворов и мирмикитов. В том или ином конституционном родстве находятся, по-видимому, большинство представителей минерального царства, коль скоро они составлены немногочисленными элементами больших кларков и построены по принципу плотнейшей упаковки. Может быть, сам принцип плотнейшей упаковки есть результат упорного наследования в течение всей истории Земли однажды заданной, но несколько искаженной при передаче конституции ныне уже не существующего праминерала. П. Н. Чирвинский (1948) предполагал для этого праминерала тип химической формулы A_2X_3 и средний грамм-атомный объем около 7 см^3 .

В то время как идея наследования конституции у минералов не является совершенно новой (Юшкин, Жабин, 1978) и потому не требует дальнейшего разъяснения, вопрос о том, чем и как измерять конституционное родство и степень наследования конституции, представляется почти неразработанным. Действительно, можно ли сейчас, пользуясь известными рецептами, получить ответ на такой, например, вопрос: какой из минералов — тетрагональный борнит или ромбический эвкайрит — конституционно более близок кубическому золоту? Пока названные минералы не приведены к какой-либо общей форме выражения их конституции, сравнение их чрезвычайно затруднено, если только вообще осуществимо. А это прямой ущерб поискам месторождений, так как знание степени конституционного родства предполагает правильный выбор для искомого минерала его дублера, по которому удобно вести поиски.

На примере с золотом видно, какие требования предъявляются к мере конституционного родства. Она должна: 1) вычисляться из прямых данных о конституции, т. е. из данных о химическом составе и структуре, или из констант, которые содержат эти данные в опосредованном виде; 2) быть применимой ко всем минералам без различия сорта составляющих их атомов и симметрии их взаимного расположения. Иначе говоря, мера конституционного родства должна основываться на самом общем для всех химических соединений, включая минералы, признаке изменения состава, структуры или того и другого одновременно. Такой признак существует — структурная плотность (Евзикова, 1966а), имеется и эталон структурной плотности — структурная плотность идеального газа в нормальных условиях, или мировая постоянная Лопшидта (Евзикова, 1973а).

Сужая рассмотрение конституционного родства рамками природных кристаллов, можно видеть, что замена сорта атомов в позициях, создаваемых данной пространственной группой симметрии, обязательно сказывается на увеличении или уменьшении хотя бы одного из параметров элементарной ячейки. Так, весь изоморфизм в группе шпинели укладывается в изменение параметра a_0 от 8.09 до 8.46 Å, в группе пирита — от 5.42 до 6.12 Å. С равным успехом для изоструктурных соединений изоморфизм может быть выражен величиной молекулярного объема V , пропорционального объему элементарной ячейки. Однако если мы захотим сравнить эффект изоморфизма в структурно близких,

по неодинаковых минералах (например, в группе кобальтина—арсенопирита), то параметры элементарных ячеек в этом случае окажутся менее представительными, чем молекулярный объем. Следовательно, наиболее общее выражение химического изменения минерала — это изменение его молекулярного объема (Ферсман, 1937).

Оставим теперь постоянным число сортов атомов, строящих кристалл, и посмотрим, на чем сказывается разнообразие образованных ими структур. Три элемента — магний, кремний и кислород — в состоянии построить как островной силикат — форстерит, так и цепочечный — энстатит. Выбор структуры лимитируется количественным соотношением атомов между собой, в частности соотношениями катионов (К) и анионов (А). При условии, что среди элементов всегда есть катионы и анионы, структурный тип минерала в самом общем виде будет зависеть от общего числа атомов n , принимающих участие в его создании. Так, $n=7$ заранее предопределяет для выбранной нами триады элементов тип структуры K_3A_4 (либо форстерит, либо оливиновая шпинель),

а $n=5$ — тип структуры K_2A_3 (либо обычный энстатит, либо энстатит со структурой ильменита). Группировка всех минералов по их n и V (на рис. 1 показана принципиальная схема

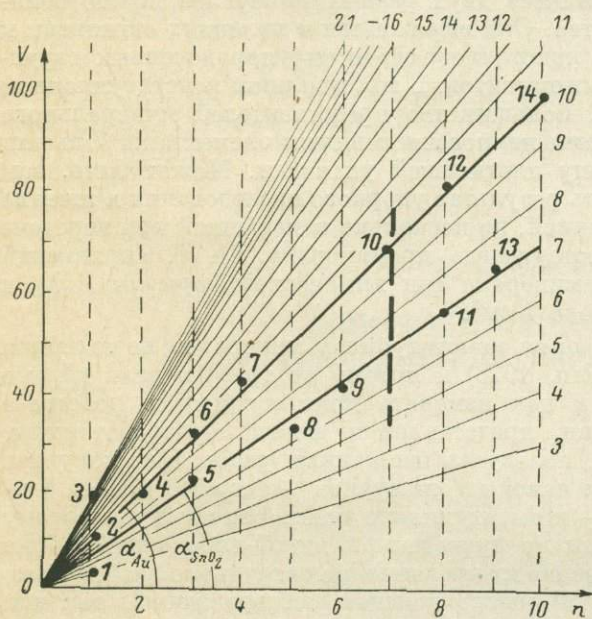


Рис. 1. Схема классификации минералов по общим для них показателям состава (V) и структуры (n).

V — молекулярный объем; n — число атомов в молекуле; 1—14 — конституционные точки некоторых минералов: 1 — алмаза, 2 — золота, 3 — висмута, 4 — ковеллина, 5 — кварца, 6 — молибденита, 7 — халькопирита, 8 — ильменита, 9 — гюбнерита, 10 — линнеита, 11 — сфена, 12 — энстатита, 13 — танталита, 14 — борнита; вертикальный столбец при $n=7$ выделено местоположение минералов группы шпинели; α_{Au} — угол равноконституционных точек минералов для золота; α_{SnO_2} — он же для касситерита; радиальные линии — линии равноконституционных точек минералов в интервале ($\omega = \text{tg } \alpha \cdot 10$) от 3 до 21 (пределы существования всех известных минералов).

такой классификации) позволяет количественно сравнивать их в конституционном плане, что нельзя сделать в пределах никаких других имеющихся у нас классификаций.

Положение каждой конституционной точки на рис. 1 определяется $\text{tg } \alpha = \frac{V}{n} = \omega^{-1}$, где ω — средний грамм-атомный объем, или (в категориях понятия о структурных плотностях) структурная рыхлость кристаллов. Константа ω учитывает усредненные расстояния между структурными частицами кристалла и имеет то преимущество перед ионными радиусами, что для нее безразлична форма и координация атомов.

Допустим, требуется найти минералы, наиболее близкие по конституции касситериту или золоту. Согласно вышеизложенному, эти минералы должны иметь ω , близкую по значению к таковой у касситерита (7.17) или золота (10.22). Графически на рис. 1 ответ находится соединением конституционных точек касситерита и золота с началом координат. Вблизи равноконституционной прямой под углом α'_{SnO_2} оказываются минералы (перечисление в порядке увеличения n): кварц, анатаз, баделейт, гетит, вольфрамит, ксенотим, сфен, танталит, цирконолит, кальцитит. Совершенно иной набор конституционно близких минералов-спутников создает на рис. 1 прямая под углом α'_{Au} : ковеллин, молибденит, халькопирит, борнит, тенантит. Более подробно, ввиду важности этого вопроса, степень конституционного родства эндогенного низкопробного

золота с разнообразными сульфидами преимущественно неблагородных металлов представлена на рис. 2. Из рис. 2 видно, что конституционно наиболее близки золоту селениды и сульфиды меди (при этом борнит и эвкайрит — в одинаковой степени), менее близки сульфиды и арсениды никеля, кобальта, железа, марганца, молибдена и платины. Из числа распространенных минералов конституционно близкими золоту являются молибденит, теннантит, борнит, ковеллин, халькопирит. Самые же распространенные в золоторудных месторождениях сульфиды — пирит и арсенопирит —, оказывается, принадлежат к дальним конституционным родственникам золота. Однако из того же рис. 2 следует, что вхождение в состав арсенопирита Co, Ni, Sb, а в состав пирита Co, Ni, As,

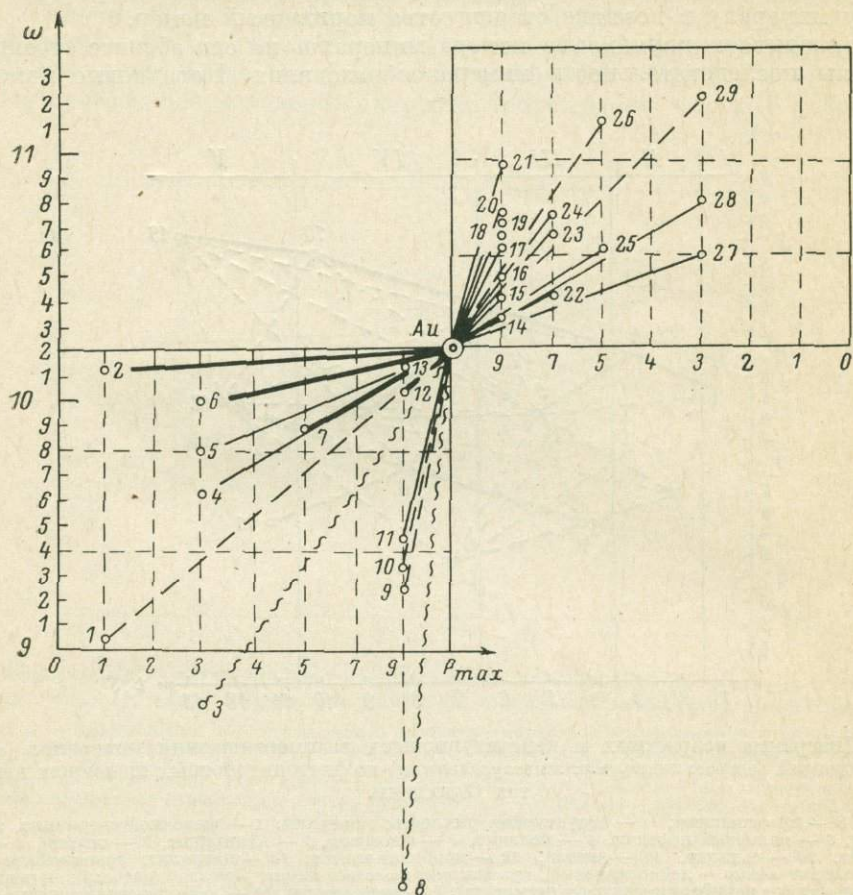


Рис. 2. Степень конституционного родства золота (Au) с разнообразными сульфидами. ω — средний атомный объем (структурная рыхлость); P_{\max} — максимальное число плоскостей симметрии (сингония); минералы: 1 — сафлорит, 2 — гудmundит, 3 — арсенопирит, 4 — парараммельсберgit, 5 — раммельсберgit, 6 — ферроселит, 7 — борнит, 8 — пирит, 9 — вазсит, 10 — дигенит, 11 — пентландит, 12 — берцелианит, 13 — тротталит, 14—16 — скуттерудиты (Fe, Co, Ni), 17 — диселенид никеля, 18 — кубический штромейерит, 19 — сперрилит, 20 — алабандин, 21 — теннантит, 22 — ковеллин, 23 — молибденит, 24 — тунгстенит, 25 — халькопирит, 26 — куперит, 27 — эвкайрит, 28 — ромбический штромейерит, 29 — энзргит. Толщина лучей конституционной «звезды» убывает с уменьшением степени родства.

Sb и особенно Se способно сильно сблизить конституцию этих минералов с конституцией золота, что, очевидно, необходимо учитывать при изучении типоморфизма пирита в прикладных целях.

Конституционная близость, или близость по ω , благоприятствует соосаждению минералов, образованию ими закономерных сростков, созданию тонких механических смесей. Приведем для примера хотя бы следующие классические пары (в скобках значения ω): магнетит (6.36)—ильменит (6.42), пирротин (9.37)—пентландит (9.02), борнит (9.89)—халькозин (9.19), халькопирит (10.71)—сфалерит (11.93), антимонит (14.68)—буланжерит (15.10). При эмпирически установленной возможности колебаний значений ω в условиях зем-

ной коры от 3 до 21, близость этих значений у минералов, находящихся в тесном парагенезисе, означает, что они либо произошли от одного предка, по-разному преломив унаследованную конституцию, либо один из них предок, а другой — потомок.

Как происходит передача конституционных особенностей минералов, можно проследить на примерах последовательного минералообразования в щелочных пегматитах интрузии Одихинча (Прохорова, Михайлова, Евзикова, 1966) и основных пегматитах Мончетундры (Евзикова, 1955). Предлагается следующий способ парагенетического анализа (рис. 3).

1. Соответственно минералогической документации устанавливаем попарно возрастные взаимоотношения между всеми наблюдавшимися минералами. Даем каждому минералу в порядке старшинства порядковый номер.

2. Откладываем порядковые номера минералов на оси абсцисс строящейся диаграммы последовательности минералообразования. Порядковые номера —

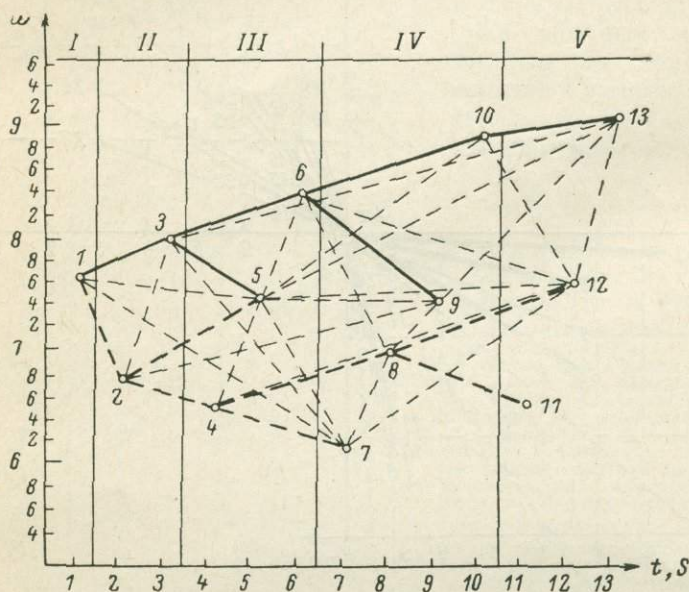


Рис. 3. Диаграмма возрастных и конституционных взаимоотношений минералов (точки) и их ассоциаций (отрезки прямых, многоугольники) во флогопитоносных щелочных пегматитах Одихинчи.

t — время; S — пространство; ω — структурная рыхлость; минералы: 1 — щелочной окерманит, 2 — диоксид-авгит, 3 — кальцевый нефелин, 4 — меланит, 5 — флогопит, 6 — канкринит, 7 — эгирин, 8 — сфен, 9 — кальцит, 10 — содалит, 11 — анатаз, 12 — карбонат-апатит, 13 — натролит; генетические ряды: сплошные толстые линии — лейкократовый, пунктирные толстые линии — меланократовый; породы реакционной колонки (от периферии к центру пегматита): I — мелилититы, II — нефелин-пироксеновые, III — гранат-флогопитовые, IV — эгирин-кальцитовые, V — апатит-натролитовые.

вехи при измерении относительного геологического времени (t) и геологического пространства (S).

3. Для каждого минерала из данных о его реальном химическом составе и удельном весе вычисляем ω . Значение ω откладываем на оси ординат.

4. Точки минералов, наблюдавшихся вместе, соединяем линиями. Получаем диаграмму конституционного изменения как отдельных минералов, так и их сообществ в геологическом пространстве—времени.

5. Из всех парагенетических линий на диаграмме выделяем те, которые означают метасоматические замещения с образованием псевдоморфоз. Это основные линии конституционного наследования. Как правило, они имеют дивергентный характер (Евзикова, 1973б).

6. По границам между дивергентными парами минералов проводим вертикальные линии. Они совпадают обычно с границами пород метасоматической колонки.

В рассматриваемом случае последовательного минералообразования в пегматитах интрузии Одихинча устанавливается наличие по крайней мере двух

рядов (лейкократового и меланократового) передачи конституционных особенностей минералов. Оба ряда ведут свое происхождение от щелочного окерманита. Взаимодействие рядов друг с другом порождает промышленно-ценный продукт пегматитов Одихинчи — флогопит. Второй случай анализа последовательного минералообразования с позиций конституционного наследования представлен на рис. 4. В основных габбро-пегматитах главный процесс передачи конституционных особенностей минералов идет по «вилке Боуэна» с той только поправкой, что причастными к «вилке» оказываются не только породообразующие, но и некоторые акцессорные (в том числе рудные) минералы. Они возникают как побочные продукты деанортизации и флогопитизации. Естественная последовательность образования минералов, наследующих конституционные особенности своих предков, образует генетические ряды. Изменение всех свойств минералов в генетических рядах вполне закономерно. Постепенное увеличение или уменьшение значения ω в генетических рядах влечет за собой столь же постепенное изменение скорости прохождения упругих волн (Евзи-

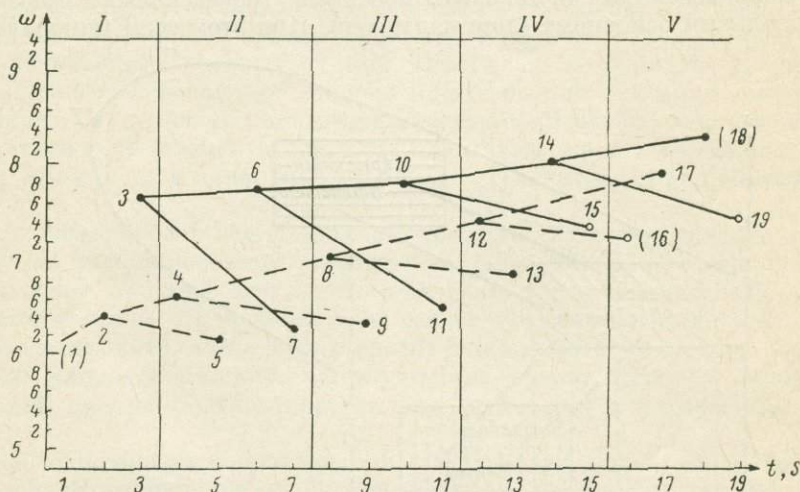


Рис. 4. Возрастные и конституционные взаимоотношения минералов (точки) и их ассоциаций (отрезки прямых, многоугольники) в шпировых и жильных пегматитах Мончегундры.

t — время, S — пространство; ω — структурная рыхлость; минералы: 1 — форстерит, 2 — бронзит, 3 — анортит, 4 — авгит, 5 — титаномагнетит, 6 — андезит, 7 — андрадит, 8 — роговая обманка, 9 — ильменит, 10 — олигоклаз, 11 — эпидот, 12 — биотит, 13 — сфен, 14 — анортотлаз, 15 — кальцит, 16 — мусковит, 17 — хлорит, 18 — микроклин, 19 — кварц; в скобках — номера экстраполируемых минералов; породы реакционной колонки (от периферии к центру пегматита): I — норит, II — габбро, III — диорит, IV — гранодиорит, V — гранит.

кова, 1972), а также других, связанных с упругостью физических характеристик: плотности, твердости, светопреломления. Таким образом, типоморфизм минералов в том значении, какое придавал этому понятию А. Е. Ферсман, прямо вытекает из места минералов в конкретных генетических рядах.

Представляется возможным уже сейчас указать принципы, по которым образуются генетические ряды минералов.

I. Реакционный принцип. Реакционный принцип Боуэна, несомненно, верен не только для главных породообразующих минералов. Можно утверждать, что все минералы вступают в реакцию с окружающей их переменной средой (расплавом, раствором, флюидом, газом) и с той или иной инерцией изменяют свою конституцию в направлении приспособления к среде. В кристалломорфологии аналогичная зависимость кристалла от окружающей среды носит название «принцип динамического поведения структуры кристалла в разных средах» (Шафрановский, 1957; Евзикова, 1979).

II. Энергетический принцип. Правило Оствальда, справедливое для любого вида перехода минерала из одного состояния в другое, обуславливает постепенное изменение энергетического состояния минералов в генетических рядах, в процессе приспособления конституции к новым условиям среды. Различаются

(Евзикова, 1966б) два энергетических режима минералообразования: прогрессивный (со структурным уплотнением) и регрессивный (со структурным разуплотнением). В трудах А. Е. Ферсмана (1937) закономерность регрессивного минералообразования, проявляющаяся в увеличении молекулярного объема последовательно кристаллизующихся однотипных соединений (гранаты, шпинели, галоиды), увеличении радиуса входящих в минералы катионов и анионов, уменьшении их заряда и прочее, называется «законом роста энтропии по убывающим энергетическим ступеням».

III. Принцип дивергентности. В условиях открытой системы конституционные превращения минералов порождают в окружающей среде два направленных потока вещества: 1) центростремительный, доставляющий к месту реакции элементы, необходимые для перестройки структуры минералов в нужном направлении; 2) центробежный, уносящий с места реакции элементы, которые не нашли себе места в новообразованной структуре (Евзикова, Ицксон, 1969). На удалении от места реакции отогнанные элементы способны вступить в реакцию с местным веществом и породить побочный (рецессивный) генетический ряд, параллельный основному (доминантному). При этом если минералы домини-

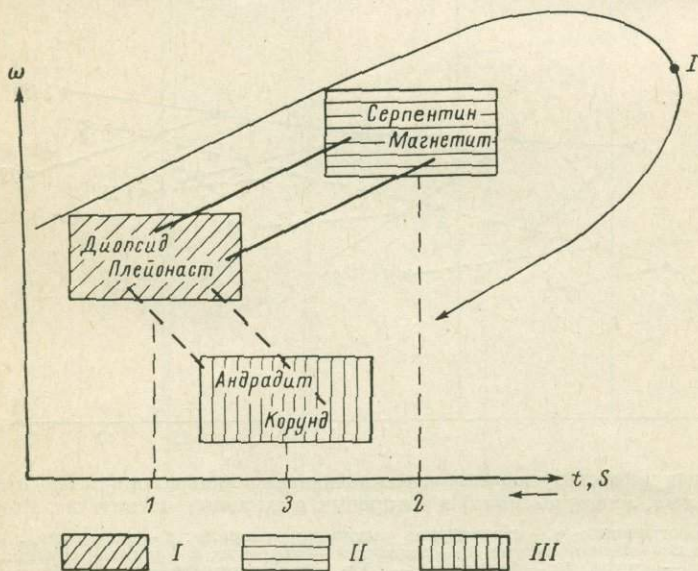


Рис. 5. Пример инверсии режима минералообразования при становлении серпентинитов.

t — время; S — пространство; ω — структурная рыхлость; породы инверсионного генетического ряда в порядке образования: I — пироксенит, II — серпентинит, III — наждак; I — точка инверсии.

нантного ряда будут стремиться к структурному уплотнению (вариант, особенно важный для понимания последствий регионального метаморфизма и процессов, происходящих в верхней мантии), то минералы рецессивного ряда будут обогащаться элементами, ведущими к структурному разуплотнению. Эта неразрывная связь обратных по знаку конституционных превращений в генетических рядах минералов проистекает из общего закона сохранения вещества и энергии. Если не ограничиваться рассмотрением только минералов, то дивергентными замещениями являются также дифференциация магмы на твердые фазы и флюид, флюида — на новые твердые фазы и раствор и т. д.

IV. Принцип необратимости. Из-за потери (рассеяния) части элементов рецессивного ряда и включения в состав минералов доминантного ряда чужеродных элементов, обратный ход дивергентных реакций в природе невозможен. Генетические ряды минералов имеют поэтому всегда направленный характер. Когда происходит смена режима минералообразования (инверсия I), вызываемая очередным, обычно резким изменением состояния среды (например, быстрым расширением системы при открытии трещин и переходе от метасоматического замещения к свободной кристаллизации из раствора), некоторые отогнанные элементы могут вернуться к месту своего отгона и дать поздние продукты, кон-

трастные к тем, которые были образованы в предшествующий период (рис. 5). Это явление, впервые детально обсужденное В. Н. Лодочниковым (1936), известно как минералогическое «правило полярности». Правилом полярности описываются, таким образом, псевдоциклы процессов минералообразования.

Значение построения генетических рядов минералов, а затем и их ассоциаций очень велико и разнообразно. Здесь мы остановимся лишь на трех возможных использованиях генетических рядов минералов для прогнозирования оловянного и отчасти золотого оруденения. Первая возможность связана с теоретическим выводом первичной геохимической зональности рудоотложения, которая используется на практике для поисков и оценки гидротермальных месторождений.

Поскольку в подавляющем большинстве случаев носителями элементов в первичных ореолах являются те же минералы, что составляют рудное тело, конкретный набор рудных минералов, их возрастные соотношения и доминантный режим должны определять индивидуальные геохимические характеристики каждого ореола. При пренебрежении мелкими различиями, которые только подчеркивают эммонсовскую стандартность смены руд в геологическом пространстве—времени, геохимический ряд зональности можно получить простым расположением главных рудных минералов в порядке увеличения ω . Разные элементы в различной степени пригодны для описания геохимической зональности. Надежными показателями геохимической зональности можно считать только те элементы, которые образуют мало собственных минералов (Mo) или входят в минералы, стоящие в генетическом ряду близко друг от друга (Pb).

Вторая возможность использования генетических рядов связана с металлогенетическим районированием и оценкой территорий. Блоки земной коры специализированы на олово или золото в зависимости от своей конкретной геодинамической истории. Если установить генетические ряды минералов, содержащих олово или золото, то по характерным для каждого члена ряда минералам-спутникам минералогическим картированием можно добиться правильной и оперативной оценки перспективности как отдельных участков, так и целых областей.

Третья возможность использования генетических рядов минералов связана с определением примерного количества металла, сконцентрированного в рудах на данной территории. Идея такого использования заключается в том, что олово или золото при дивергентных замещениях содержащих их породообразующих минералов поступает в рецессивную фазу, т. е. мобилизуется растворами и частично уносится за пределы материнских пород. Время мобилизации металла зависит от минеральной формы его нахождения в материнских породах, а количество — от содержания металла в минералах-носителях и их распространенности. Очень важно найти место, где инверсия режима минералообразования произошла в срок, достаточный, чтобы мобилизовать главные запасы металла в материнских породах, и в то же время явно короткий для существенной утечки этих запасов перед их осаждением в результате инверсии.

Из геохимии олова, например, известно, что этот элемент накапливается в магматическом генетическом ряду оливин—пироксен—роговая обманка—биотит. Следовательно, главными поставщиками потенциального рудного олова при постмагматических процессах являются биотит и роговая обманка. В наиболее тесно связанных с оловянным оруденением породах гибридной фации источником заметного количества олова при своем метасоматическом замещении может быть также сфен. На рис. 6 показаны возможные варианты инверсии режима минералообразования при образовании гидротермальных рудных месторождений в оловоносных районах. Очевидно, что как слишком ранняя (до преобразования биотита), так и слишком поздняя (после образования граната) инверсии режима минералообразования в отношении месторождений олова совершенно бесплодны (варианты I, V). Вариант II («биотитовый») нехорош тем, что он обеспечивает только частичную мобилизацию олова из материнских пород. Вариант IV («пироксеновый») опасен тем, что при нем неизбежна утечка олова, поступившего в раствор из биотита, роговой обманки и сфена. Остается оптимальным вариант III («роговообманковый»), при котором осуществляется

мобилизация почти 90% содержащегося в материнских породах олова и мало что успевает потеряться.

«Как наука естественно-историческая — писал Е. К. Лазаренко — минералогия должна изучать историю своих объектов, их изменения в пространстве

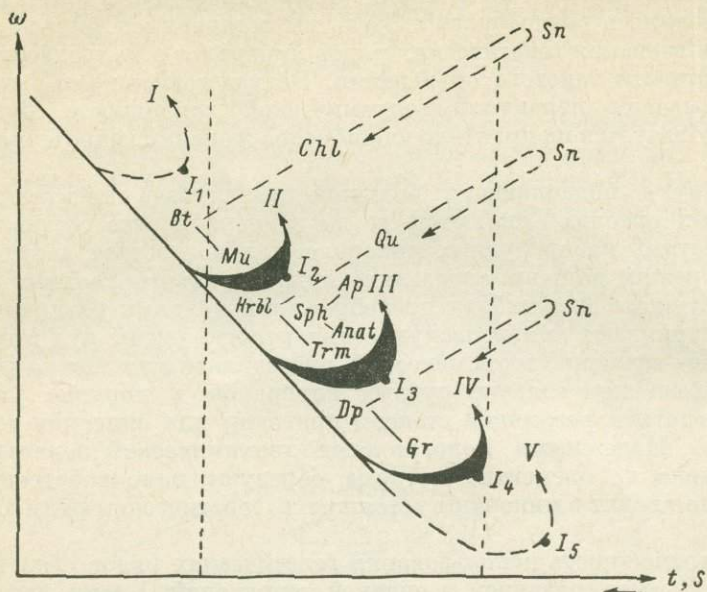


Рис. 6. Схема возможных вариантов инверсии режима минералообразования при образовании рудных месторождений в оловоносных районах.

t — время; S — пространство; ω — структурная рыхлость; минералы-носители изоморфного олова и главные продукты их замещения: *Bt* — биотит, *Mu* — мусковит, *Chl* — хлорит, *Hrbl* — роговая обманка, *Sph* — сфен, *Trm* — турмалин, *Anat* — анатаз, *Qu* — кварц, *Ap* — апатит, *Dp* — диопсид, *Gr* — гранат, *Sn* — олово в растворимых комплексах, высвобожденное из минералов-носителей при их конституционных преобразованиях (соответственно «биотитовое», «роговообманковое», «сфеновое» и «диопсидовое»). Толщина линий, обозначающих инверсию, уменьшается соответственно уменьшению перспективности данного варианта инверсии создать крупные месторождения олова.

и времени. Ведущим же методом в минералогии был и остается собственно минералогический» (Лазаренко, 1979, с. 7). В данной работе автор попытался по-сильно выполнить это завещание крупного советского минералога.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. — В кн.: Химия земной коры (к 90-летию со дня рождения В. И. Вернадского). Т. I. М., 1963, с. 13—49.
- Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. М., 1966. 69 с.
- Евзикова Н. З. О пегматитах основных пород и механизме возникновения в них пильчатой структуры полевого шпата и кварца. — ЗВМО, 1955, ч. 84, вып. 3, с. 321—331.
- Евзикова Н. З. О структурных плотностях минералов. — Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1966а, вып. 3, с. 352—358.
- Евзикова Н. З. О направленном изменении плотности решетки минералов при их замещении. — В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966б, с. 27.
- Евзикова Н. З. Эмпирическая зависимость скорости упругих волн от атомного строения минералов. — Геология и геофизика, 1972, № 8, с. 94—99.
- Евзикова Н. З. Единица измерения структурной плотности кристаллов. — ЗВМО, 1973а, ч. 102, вып. 2, с. 235—238.
- Евзикова Н. З. Дивергентные замещения и правило полярности Лодочникова. — ЗВМО, 1973б, ч. 102, вып. 6, с. 661—671.
- Евзикова Н. З. Кристалломорфологические основы учения о типоморфизме минералов. — В кн.: Региональная и генетическая минералогия. Вып. 3, Киев, 1979, с. 3—11.
- Евзикова Н. З., Ицксон Г. В. Структурная плотность решетки минералов как показатель условий их образования. — ЗВМО, 1969, ч. 98, вып. 2, с. 129—149.
- Лазаренко Е. К. Опыт генетической классификации минералов. Киев, 1979.
- Леммлейн Г. Г. Порядок выделения силикатов из магматического расплава и энергия их кристаллических решеток. — ДАН СССР, 1936, № 1, с. 29—31.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38. 817 с.

Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф. Флогопитно-носность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. — Тр. НИИГА, 1966, т. 140, с. 196.

Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 3, Л., 1937. 504 с.

Чирвинский П. Н. Ионные и атомные константы псевдоэлементов. — Уч. зап. Пермск. гос. ун-та, 1948, т. 4, вып. 4, с. 165—179.

Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Л., 1957. 222 с.

Юшкин Н. П., Жабин А. Г. Перспективные направления генетической минералогии. — ЗВМО, 1978, ч. 107, вып. 5, с. 505—518.

А. В. Волошин

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ И РЕАКЦИОННЫЕ РЯДЫ ТАНТАЛОВЫХ МИНЕРАЛОВ

В гранитных пегматитах при полицикличности минералообразования формируются разные ветви танталовой минерализации. Это обусловливается повышенной ролью элементов-активаторов олова, сурьмы, висмута и др. Как частные случаи разных ветвей танталовой минерализации в пегматитах наблюдаются эволюционные и реакционные ряды минералов, в которых принимает участие от 2 до 7 минеральных видов.

Если рассматривать эволюционные превращения минералов как превращения без привноса вещества и выражающиеся в проявлении порядка—беспорядка и полиморфизма, то танталовые минералы в гранитных пегматитах образуют такой ряд: иксиолит (наупорядоченный колумбит—колумбит(танталит)—воджинит (моноклинный танталит). Олово в данном случае играет роль только элемента-активатора процесса полиморфизма. Такой ряд могут образовывать танталовые минералы и при отсутствии олова, хотя процесс протекает менее активно. Мы наблюдаем этот эволюционный ряд танталовых минералов полностью или отдельные его звенья: иксиолит—колумбит, иксиолит—воджинит. Направленность ряда, как правило, сохраняется, хотя отмечаются и случаи обратного порядка, необъяснимые в настоящее время.

Химический состав минералов эволюционного ряда иксиолит—танталит—воджинит приведен в табл. 1. В этой же таблице помещен анализ микролита, который развивается по трещинам в воджините.

Таблица 1

Химический состав минералов ряда
иксиолит—воджинит—танталит—микролит (в вес.%)

Компоненты	Иксиолит	Воджинит	Танталит	Микролит
Ta ₂ O ₅	77.59	69.98	82.87	68.02
Nb ₂ O ₅	2.07	1.85	2.47	3.38
SnO ₂	9.29	16.15	0.00	0.54
MnO	8.03	11.58	14.34	0.20
FeO	2.70	0.07	0.07	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	1.50
CaO	0.00	0.00	0.00	6.92
PbO	0.00	0.00	0.00	5.41

Примечание. Анализы минералов, приведенных в табл. 1 и табл. 2—5, выполнены на микроанализаторе MS-46 Камена в лаборатории физических методов исследования Геологического института Кольского филиала АН СССР. Аналитики Я. А. Пахомовский и Л. И. Полежаева.

Обратный порядок эволюционного ряда воджинит—танталит можно наблюдать на зональных кристаллах воджинита, которые в краевой зоне замещаются мангантанталитом (Волошин и др., 1980).

Значительно шире, чем эволюционные превращения танталовых минералов, в гранитных пегматитах развиты процессы замещения, в результате которых

формируются биминеральные и полиминеральные реакционные ряды. Наиболее часто процессы замещения и новообразования танталовых минералов можно наблюдать на следующих парах: колумбит (танталит)—микролит, колумбит—микролит Pb, стибитанталит—микролит, симпсонит—микролит. Также широкое развитие получают и полиминеральные ряды, примерами которых могут служить: симпсонит—воджинит—микролит, симпсонит—танталит—воджинит—тапиолит—микролит, холтит I—стибитанталит—микролит, холтит I—стибитанталит—холтит II.

Ниже будет рассмотрено несколько минеральных ассоциаций аксессуарных танталовых минералов, формирующих реакционные ряды в гранитных пегматитах Кольского полуострова.

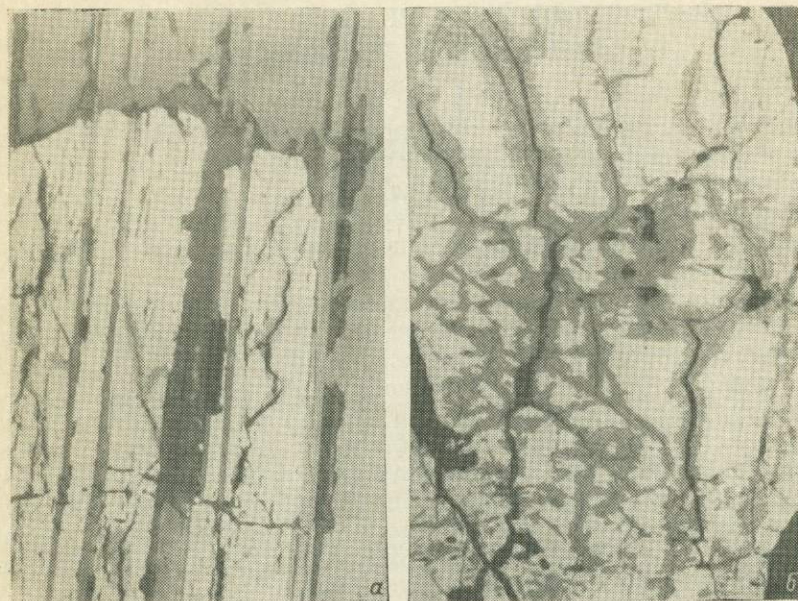


Рис. 1. Реакционные взаимоотношения танталовых минералов.

а — развитие стибитанталита (белое) по холтиту (серое), увел. 240; б — развитие микролита (темно-серое) по трещинам в стибитанталите (серое), увел. 500.

В пегматитовых телах с участками кварц-лепидолитового состава и зонами развития пластинчатого голубого альбита в ассоциации с аксессуарным сподуменом и амблигонит-монтебразитом часто отмечается холтит-боросиликат тантала и сурьмы (Волошин и др., 1977). Холтит часто замещается стибитанталитом, в котором по трещинам развит микролит, как это показано на рис. 1. Химический состав этих минералов приведен в табл. 2. В этой минеральной ассо-

Таблица 2

Химический состав минералов ряда холтит—стибитанталит—микролит (в вес.%)

Компоненты	Холтит I	Холтит II	Стибиотанталит	Микролит
Ta ₂ O ₅	13.5	9.85	58.21	77.48
Nb ₂ O ₅	0.12	0.26	0.69	0.70
Sb ₂ O ₅	6.2	23.26	37.87 *	0.35
As ₂ O ₅	3.5	1.40	0.11	0.12
CaO	0.04	0.00	—	8.01
Na ₂ O	0.00	0.00	—	5.95
Al ₂ O ₃	46.5	43.71	—	—
SiO ₂	22.4	17.6	—	—
Прочие	7.2 **	Не опр.	0.85 ***	0.10 ***

* — Sb₂O₃; ** — B₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, Li₂O; *** — Bi₂O₃, SnO₂.

циации отмечается тонковолокнистый асбестоподобный холтит, названный нами холтит II в отличие от указанного выше, принятого как холтит I. Холтит II отличается от холтита I высоким содержанием сурьмы в составе (табл. 2), а также более поздним временем образования. Этот минерал развивается по трещинам в кристаллах стибьотанталита, обволакивает с поверхности его кристаллы, а иногда образует и полные псевдоморфозы по стибьотанталиту. Нередко холтит II замещает с поверхности и тонкопризматические кристаллы холтита I.

При замещении холтита I стибьотанталитом из первого освобождается прежде всего мышьяк, который в металлическом виде образует отдельные кристаллы и вытянутые выделения по трещинам во вмещающем холтит кварце. В трещинах в кварце и других пегматитообразующих минералах также образуются арсенаты железа и кальция. Замещение стибьотанталита микролитом приводит к освобождению сурьмы и выделению ее в металлической форме, пылевидные включения которой равномерно распределены в микролите.

В зонах интенсивной альбитизации гранитных пегматитов получает широкое распространение один из высокотанталовых минералов — симпсонит. Его кристаллы располагаются непосредственно в альбите или тяготеют к выделениям акцессорного сподумена, где симпсонит ассоциирует с лепидолитом. Наибольшее распространение симпсонит получает вблизи обособлений поллукита. Кристаллы симпсонита часто наблюдаются в каемке черного или темно-коричневого цвета, образованной тонким агрегатом различных по составу танталатов. Четко выделяются участки развития воджинита и микролита. Между микролитом и воджинитом небольшими пятнами располагаются выделения тапиолита. Вокруг выделений симпсонита обычным минералом является танталит, представленный мелкими (до 50 мкм) кристаллами, порой совершенно бесцветными.

Химический состав минеральных фаз тантала краевой каемки вокруг симпсонита приведен в табл. 3, где для сравнения показан и состав симпсонита.

Таблица 3

Химический состав симпсонита и краевой зоны его кристаллов
(в вес.%)

Компоненты	Симпсонит	Воджинит	Танталит	Тапиолит	Микролит
Ta ₂ O ₅	71.82	73.18	76.42	82.80	80.59
Nb ₂ O ₅	2.00	3.04	6.70	1.75	0.73
TiO ₂	0.00	0.71	0.00	0.31	Сл.
Al ₂ O ₃	24.24	0.27	0.11	0.00	»
FeO	0.00	3.43	4.11	13.53*	0.02
MnO	0.00	5.37	9.20	2.29	Сл.
SnO ₂	1.06	13.03	0.16	0.28	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	5.60
CaO	0.00	0.10	0.00	0.00	8.70

* — Fe₂O₃.

Образование воджинита, танталита, тапиолита и микролита происходит с привнесением в среду минералообразования определяющих эти минералы компонентов: олова, железа, марганца и кальция. Частично в систему входит и олово, освобождающееся из симпсонита при его замещении. Вероятно, с поступлением в раствор олова из симпсонита связано образование позднего касситерита в виде редких мелких бесцветных кристаллов.

Другая ассоциация танталовых минералов в краевой зоне кристаллов симпсонита (часто в присутствии стибьотанталита) наблюдается в участках гранитного пегматита с наложенными процессами калиевого метасоматоза (ортоклазитизации). В этих условиях образуются высокотанталовые минеральные фазы цезия, алюминия, натрия и калия. Химический состав минералов приведен в табл. 4.

Изучение состава танталовых минералов в реакционных рядах позволило установить две важные закономерности:

Таблица 4

Химический состав высокотанталистых минералов
гранитных пегматитов (в вес. %)

Компоненты	Симпсонит	Цезстибган- тит	Алюмотантит	Натротантит	К-Та фаза
Ta ₂ O ₅	71.82	72.51	81.13	91.26	91.25
Nb ₂ O ₅	2.00	2.54	0.80	2.71	2.71
Sb ₂ O ₃	—	13.78	—	—	0.47 *
Bi ₂ O ₃	—	0.75	—	—	—
Al ₂ O ₃	24.24	—	18.47	—	1.96
CaO	—	0.04	—	0.08	0.10
PbO	—	1.08	—	0.87	—
SnO ₂	1.06	—	—	—	—
Na ₂ O	—	1.28	—	4.69	1.15
Cs ₂ O	—	6.95	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	2.79

* — Sb₂O₅.

1) каждая последующая минеральная фаза характеризуется более высоким содержанием тантала и увеличением соотношения тантала к ниобию,

2) каждая последующая минеральная фаза тантала характеризуется более высокой чистотой в отношении элементов-примесей.

Новообразование танталовых минералов в гранитных пегматитах происходит с «очищением» от примесей, присутствующих в замещаемом минерале. Вследствие этого при новообразовании минералов тантала сингенетически образуются такие минералы, как касситерит, самородная сурьма, висмут и мышьяк, арсенаты и др. Эти данные позволяют по-новому относиться к установлению отдельных минеральных видов в определенных минеральных ассоциациях. Не всегда появление некоторых минералов свидетельствует о привносе вещества при метасоматических процессах. Такие минералы могут представлять собой и побочные продукты при аутометасоматических реакциях в танталовых системах.

Реакционные ряды танталовых минералов в гранитных пегматитах морфологически представляют собой концентрически-зональные агрегаты, своеобразные овоиды. В наиболее яркой форме это можно наблюдать в амазонитовых пегматитах, где такие овоиды формируют колумбит, пирохлор-Pb и микролит-Pb. Колумбит слагает центральную часть овоида, а микролит-Pb обычно образует его краевую зону. Первоначально колумбит замещается пирохлором-Pb, и форма ромбических кристаллов колумбита сохраняется, а процесс, сопровождающийся образованием микролита-Pb, приводит к округлой форме, сложенной по периферии мельчайшими октаэдрическими кристаллами, которые при более поздней перекристаллизации формируют один кристалл с нормальными октаэдрическими поверхностями. В разрезе такие кристаллы микролита-Pb проявляют зональное строение или содержат только вытянутые или неправильной формы реликты от замещения колумбита. Следует его подчеркнуть, что не всегда колумбит замещается микролитом-Pb через промежуточную фазу пирохлора-Pb. Довольно часто наблюдается замещение колумбита непосредственно микролитом-Pb.

Химический состав минералов концентрически-зональных агрегатов приведен в табл. 5, а на рис. 2 в отраженных электронах и характеристическом излучении показан участок овоида колумбит-Pb—микролит-Pb. На границе между колумбитом и микролитом находится тонкая зона иттриевого ниобата (по составу и структуре близок к фергюсониту).

Концентрически-зональные агрегаты минералов по способу отложения являются образованиями метакристаллическими и возникают в результате последовательной кристаллизации минералов. Это отмечали и А. Г. Жабин и Н. В. Свяжик (1962) при описании концентрически-зональных агрегатов редкоземельных минералов из щелочных пород Вишневых гор. Если в случае редкоземельных минералов, образующих концентрически-зональные агрегаты, мы наблюдаем смену минералов разных кислородных классов от карбонатов через

фосфаты и силикаты к сложным окислам (ниобатам-танталатам), то в овоидах танталовых минералов мы имеем дело только с минеральными видами одного класса — окислов. Рассматривая концентрически-зональные агрегаты танталовых минералов в плане последовательности их кристаллизации, можно подойти

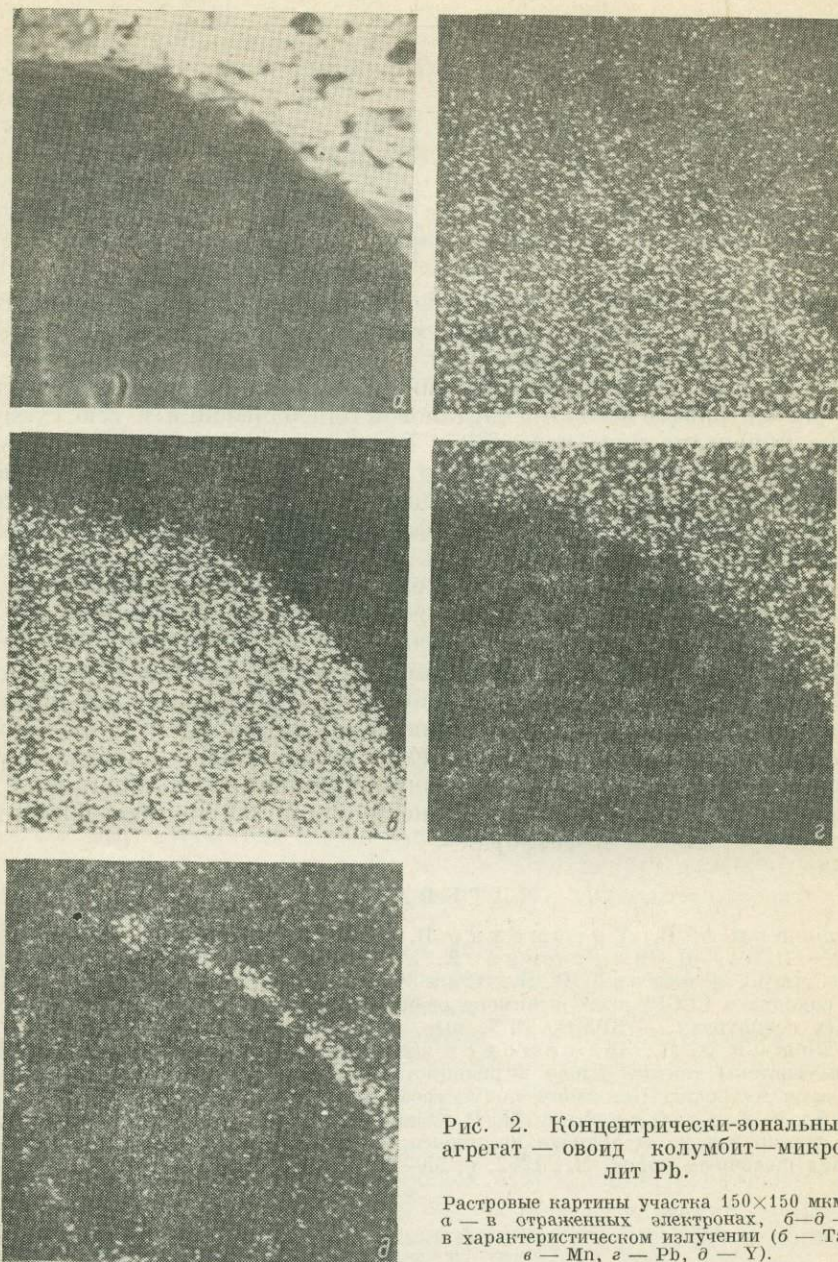


Рис. 2. Концентрически-зональный агрегат — овоид колумбит—микрорит Pb.

Растровые картины участка 150×150 мкм: а — в отраженных электронах, б—д — в характеристическом излучении (б — Ta, в — Mn, з — Pb, д — Y).

к выводу об увеличении роли тантала к конечным стадиям минерализации и значительном накоплении его в растворах, когда для образования метастабильной новой минеральной фазы достаточно незначительного количества других катионов. Отсутствие последних в минералообразующем растворе приводит к кристаллизации чистого Ta_2O_5 , тонкие прожилки которого отмечаются в наиболее поздних микролитах.

Анализ наблюдаемых в гранитных пегматитах эволюционных и реакционных рядов танталовых минералов позволяет предполагать определенные линии танталовой минерализации. Примерами таких линий в пегматитах Кольского

Таблица 5

Химический состав минералов ряда
колумбит—пирохлор-Pb—микролит-Pb

Компоненты	Колумбит	Пирохлор-Pb	Микролит-Pb
Ta ₂ O ₅	23.99	9.78	31.28
Nb ₂ O ₅	55.21	24.66	12.57
TiO ₂	0.18	2.46	0.28
MnO	13.33	—	—
FeO	6.62	2.25	1.27
CaO	—	0.31	1.52
PbO	0.02	56.54	47.83
SnO ₂	—	0.89	3.45
Na ₂ O	—	—	0.36

полуострова могут быть тантал—олово и тантал—сурьма. Линии танталовой минерализации в отдельных зонах пегматитового тела пространственно совмещаются, но иногда четко выражаются в изолированных участках тел.

В общей модели формирования минерализованного гранитного пегматита следует рассматривать все ветки танталовой минерализации и всю схему полиморфизма минералов ряда колумбита. В каждом конкретном случае (в одном пегматитовом теле или в отдельной его зоне) этот процесс может остановиться на какой-то стадии или смениться порядок в реакционном или эволюционном ряду. Появление новой минеральной фазы тантала в определенной минеральной ассоциации гранитного пегматита следует рассматривать как результат вполне определенного процесса минералообразования, определенной стадии минерализации, что по сути дела является топоморфным признаком.

Полицикличность минералообразования в гранитных пегматитах наиболее контрастно проявляется и в формировании разных ветвей танталовой минерализации, но эти процессы затрагивают многие пегматитообразующие минералы и в конечном итоге приводят к образованию новых минеральных ассоциаций. Основным процессом, приводящим к изменению более ранних минералов тантала, новообразованию необычных его минеральных фаз в гранитных пегматитах Кольского полуострова, является калиевый метасоматоз, сопровождающийся при этом в систему кальция и фосфора.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Волошин А. В., Гордиенко В. В., Гельман Е. М., Зорина М. А., Елина Н. А., Кульчицкая Е. А., Меньшиков Ю. П., Полежаева Л. И., Рыжова Р. И., Соколов П. Б., Уточкина Г. И. Холтит (первая находка в СССР) и его взаимоотношения с другими минералами тантала в редкоземельных пегматитах. — ЗВМО, 1977, вып. 3, с. 337—347.

Волошин А. В., Пахомовский Я. А., Полежаева Л. И. Минеральные фазы системы тантал—олово в редкометалльных пегматитах. — В кн.: Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 38—55.

Жабин А. Г., Свяжин Н. В. О концентрически-зональных агрегатах редкоземельных минералов из щелочного комплекса Вишневых гор. — В кн.: Редкие элементы в массивах щелочных пород. М., 1962, с. 55—66. (Тр. ИМГРЭ, вып. 9).

И. Л. Ланидес

РЕАЛЬНАЯ СТРУКТУРА МИНЕРАЛОВ —
ВОЗМОЖНАЯ ИНФОРМАЦИОННАЯ МАТРИЦА В АБИОГЕНЕЗЕ

Развитие в последние годы представлений о богатстве информации, заключенной в кристалле минералов, привело к созданию онтогении минералов (Григорьев, 1961; Григорьев, Жабин, 1975; Юшкин, 1977). Генетическая информация, закодированная на разных структурных и морфологических уровнях кристаллов, является своего рода «законсервированной», пассивной, фиксирующей

щей лишь процессы рождения и дальнейшего преобразования кристалла. Однако есть специфические процессы, где информация, представленная реальной структурой минерала, может играть активную роль (Лапидес, 1980).

Идея В. И. Вернадского о тесной связи «живой и косной материи» открывает пути к исследованию разных сторон взаимодействия биосферы с минеральным миром. В данной работе исследуется возможность участия минералов на ранних этапах возникновения жизни. При этом анализируется возможный путь информации звеньев в бесконечной цепи: . . . геохимические процессы—минералообразование—абиогенез . . .

Идея абиогенеза не является строго доказанной. В. И. Вернадский неоднократно подчеркивал, что мы находимся здесь в области возможностей, но не научных выводов (Вернадский, 1978).

Существуют две возможности: либо абиогенеза не было и в истории Земли микроорганизмы или иные формы «живого вещества» определяли состав атмосферы и часть геохимических процессов с самого начала, либо жизнь — результат и следствие геохимической эволюции, этап развития Земли. В первом случае меняется вся постановка проблемы, во втором — возможно моделирование ранних этапов образования Земли и земной коры. В настоящее время выбор между этими альтернативными подходами сделать невозможно.

Тем не менее проблема абиогенеза столь важна по своему значению, что В. И. Вернадский не только не предлагал прекратить работы в этой области, но и высказывался за новые разработки и гипотезы. Он подчеркивал, что в научной работе нельзя оставлять без внимания ни одного пути, который может дать нам надежду охватить научным поиском область явлений, ему пока недоступную . . . Поиск может быть плодотворным только тогда, когда мы будем иметь какие-нибудь путеводные нити или гипотезы (Вернадский, 1978).

Кратко рассмотрим в преломлении к теме настоящего сообщения некоторые аспекты проблемы возникновения жизни по современным представлениям.

Абиогенез как современная научная проблема был поставлен в начале 20-х годов А. И. Опариным и Д. Б. С. Холдейном, хотя, естественно, у них были и предшественники (Кедров, Серебровская, 1980). В настоящее время задача выглядит значительно сложнее, чем это представлялось на заре ее научной постановки. Своеобразны и методы решения. Они представляют собой нечто вроде длинной цепи логических схем с самой предельной экстраполяцией. Эксперименты, к которым стремятся свести умозаключения, через какое-то время теряют свое значение опорных точек. Их ценность сохраняется лишь в историческом плане — как катализаторов исследований, периодически затухающих из-за бесплодности усилий.

Благодаря В. И. Вернадскому теперь ясно, что нужно рассматривать возникновение не одной клетки, одного организма или семейства, а эволюции биосферы, вначале, естественно, примитивной.

Считается решенным вопрос о происхождении добиологических органических веществ в среде, предшествующей биосфере (Бернал, 1969; Руттен, 1973; Фокс, Дозе, 1975). В настоящее время доказано, что в этих процессах может быть использован любой вид энергии в восстановительной среде смеси газов, моделирующей предполагаемую первичную атмосферу.

С другой стороны, бурно развивающаяся астрофизика, непрерывно открывает в межзвездном пространстве целые облака все более сложных молекул.

Развиваются и теоретические модели физико-химической эволюции типа схем Эйгена, Шноля, Руденко (Эйген, 1973; Шноль, 1979; Руденко, 1980). Однако очевидно, что построение всеобъемлющей модели для таких сложных процессов, как абиогенез, не может быть произведено строго аксиоматически. Поэтому все предложенные схемы на том или ином этапе построения включают подгоночные параметры, наблюдаемые в биологии структуры, переходы, сводящие всю модель к одному известному в науке явлению. При этом достаточно общие модели не поддаются экспериментальной проверке.

Одним из центральных вопросов проблемы является механизм образования белковоподобных молекул (Фокс, Дозе, 1975), так как без ферментов-белков невозможно построить простейшую модель протобиосистемы. Известно, что в состав белка входят 20 так называемых основных аминокислот. Число функцио-

нирующих в живых организмах белков хотя и достаточно велико, но на много порядков меньше теоретически возможного при случайных сочетаниях (Волькенштейн, 1978). Легко показать, что образование гигантского набора белков с любой допустимой последовательностью аминокислот серьезно затруднило бы самоорганизацию эволюционирующей системы из-за сильного разбавления концентрации «нужных» белков-протоферментов. Поэтому проблема абиогенного синтеза биополимеров должна включать в себя и поиск механизма образования упорядоченных белковых цепей из ограниченного числа аминокислот.

Представляется, что должен был существовать путь уменьшения числа возможностей вовлечения различных аминокислот в белковую цепь. Существует два типа таких механизмов: гомогенный и гетерогенный. Не исключая возможностей гомогенного (Фокс, Дозе, 1975), следует отдать предпочтение гетерогенному, так как он оставляет большую возможность поисков для движущих сил геохимической эволюции. На этом пути Д. Бернал (1969) пришел к необходимости включения глинистых минералов в модель возможного механизма концентрации аминокислот и их дальнейшей полимеризации. Соответствующие эксперименты были поставлены Акабори, а затем многократно повторены (Фокс, Дозе, 1975). Образующиеся полипептиды частично упорядочены и обладают квазиферментными свойствами. В этих работах использовались различные природные образования: глинистые и волокнистые минералы, базальты и другие породы без указания состава, структуры, а тем более генезиса.

Возникает вопрос, не могли ли минералы играть роль не просто сорбентов-концентратов, но при этом быть еще и информационными матрицами? Другими словами, не могли ли минералы при сорбции осуществлять два процесса: 1) отбирать из массы синтезированных в различных первичных процессах аминокислот какие-то определенные, т. е. производить селекцию; 2) способствовать синтезу упорядоченной последовательности аминокислот в протобелке.

Для ответа на эти вопросы рассмотрим следующее.

Известно, что в биохимических реакциях широко функционируют слабые связи между молекулами: ван-дер-ваальсовы силы с $E=1-2$ ккал/моль и водородные связи с $E=3-7$ ккал/моль. Действие этих сил ограничено $\approx 5 \text{ \AA}$. Так как в сорбции аминокислот важную роль играет гидроксил, то естественно вначале в качестве матриц рассмотреть некоторые ОН-содержащие силикаты. В амфиболах, слоистых силикатах гидроксил координирует в структуре с тремя октаэдрическими катионами (Брэгг, Кларингбулл, 1967). При этом энергия связи О—Н зависит от природы этих катионов. Ее изменение можно оценить по данным ИК спектров (Лапидес, Валетов, 1979; Van der Marel, Beutelspacher, 1976). Для

Таблица 1

Гидроксильные полосы поглощения в амфиболах и соответствующие им катионные группировки (Лапидес, Валетов, 1979)

Частоты, см ⁻¹	Обозначения пиков	Катионные группировки
3675—3679	B', E'	Комбинации 2Mg с Fe ²⁺ и Fe ³⁺
3664—3669	A	MgMgMg
3648—3665	B, E, D', F', G'	Комбинации Mg и 2Mg с Fe ²⁺ и Fe ³⁺ , 3Fe ²⁺
3640—3645	H'	Fe ²⁺ Fe ²⁺ Fe ³⁺
3628—3639	C, F, G	Комбинации Mg с Fe ²⁺ и Fe ³⁺
3619	D	Fe ²⁺ Fe ²⁺ Fe ²⁺
3604—3614	H, I	Комбинации Fe ²⁺ и Fe ³⁺
3604	I	Fe ³⁺ Fe ³⁺ Fe ³⁺

Примечание. Литера без штриха соответствует пику при катионной группировке в элементарной ячейке с вакантной позицией А, со штрихом — с заселенной позицией А.

Таблица 2

Гидроксильные полосы поглощения в смешаннослойных минералах (Van der Marel, Beutelspacher, 1976)

Частоты, см ⁻¹	
кандиты	сметиты
3705—3708	3645—3650
3700—3703	3640—3645
3693—3696	3630
3667—3668	3620—3625
3651—3656	3614—3618
3648—3650	3575—3580
3627—3630	3560—3562
3620—3622	3505

Примечание. Соотнесение индивидуальных пиков поглощения гидроксила с определенными катионными группировками выяснено достаточно (Farmer, 1974).

амфиболов и слюд характерным сдвигом частот валентных колебаний гидроксила при катионных группировках типа $MgMgMg$ и $Fe^{3+}Fe^{3+}Fe^{3+}$ будет $\approx 60 \text{ см}^{-1}$ или ≈ 200 кал/моль, что сравнимо с энергией взаимодействия в системе аминокислота—матрица.

Следовательно, для специфической сорбции определенной аминокислоты на минерале-матрице необходима структурная ячейка с гидроксиллом соответствующей энергии. При этом три катиона, координирующих гидроксил и определяющих его энергетические свойства, играют роль минералогического кодового слова — кодона (табл. 1, 2). Последовательность аминокислот, включаемых в полимерную белковую цепь, характеризуется, таким образом, последовательностью минералогических кодонов. С этих позиций количество информации, которое несет, к примеру, амфиболовая лента, не меньше, чем то, которое содержится в хранителе генной памяти — молекуле ДНК.

Возможными буквами кода минеральных систем являются катионы Al , Fe^{3+} , Mg , Fe^{2+} , вакансии. Другие катионы (титан, марганец, литий и другие) значительно менее распространены и могут рассматриваться как следствие исключительной геохимической обстановки.

Установленная универсальность биологического генетического кода требует рассматривать такие геохимические процессы, которые являлись бы самыми распространенными в сопряженных с абиогенезом этапах. В связи с этим привлекают внимание процессы выветривания. Как известно, с мощными древнейшими корами выветривания связаны смешанно-слоистые минералы, относящиеся к семействам кандитов и смектитов (Гаррелс, Маккензи, 1974). Каждое из этих семейств образуется в определенной геохимической обстановке, в частности, при разных pH.

Целесообразно рассмотреть эти минералы в качестве гипотетических матриц синтеза белка. В них буквами кода будут Al_{Vi} , вакансии в октаэдрах и две позиции алюминия в тетраэдрах: одна в случае обычного изоморфного замещения $Si-Al$, другая — когда алюминий замещает две соседние позиции кремния. Таким образом, здесь может функционировать триплетный, четырехбуквенный, неперекрывающийся код. Случайное ли это совпадение с характеристиками генетического кода биологических систем или нет, покажут дальнейшие работы.

Каолинит привлекателен также и тем, что он может расти по спиральному механизму (Самотоин, 1971; Sunagawa, Koshino, 1975). Как показано Г. А. Криптари и др. (1980), силикатный монослой, свернутый в винтовую спираль, растягивается вдоль оси c без нарушения своей сплошности и может быть зафиксирован в этом положении циклами интерполяции и промывки. Это принципиально открывает пути к возможности разделения стереоизомеров аминокислот из природных рацемических смесей, образующихся в синтезах типа Миллера-Юри. В связи с этим интересен был бы надежный подсчет левых и правых спиралей. Следует отметить, что и в структуре монтмориллонита также есть свои факторы дисимметризации из-за существования цис- и транс-позиций.

Определенное подтверждение предложенной здесь модели минерала-матрицы можно увидеть из табл. 1, 2. Наблюдается поразительное соответствие количества типов гидроксильных пиков поглощения (по энергетическому эквиваленту) числу основных аминокислот.

Естественно предполагать, что минерал как информационная матрица примитивен и несовершенен для биологических процессов. Следует заметить, что параметры минерального кода, в том числе и такие, как избирательность и избыточность, поддаются экспериментальному изучению. Но даже если избирательность минерального кода много ниже, чем у нуклеиновых кислот, а избыточность выше, тем не менее рассмотренный механизм мог существенно ограничить набор возникающих белков и дать толчок физико-химической эволюции.

Существует ряд согласующихся с реальностью следствий биологического плана из предложенной модели, которые будут рассмотрены отдельно.

Отметим здесь, что в процессе матрично-белкового синтеза на минералах последние рассматриваются как неизменяемые, что должно уточниться при детальном анализе седиментогенеза.

Очевидно, что OH-содержащими минералами не исчерпывается возможный набор матриц и рассмотрению подлежат другие структуры. В этом случае ин-

формационные свойства могут определяться дефектами кристаллической решетки и активными точками поверхности кристалла (Декорирование. . ., 1976). Фактический материал здесь пока небольшой. Бедность аминокислотного состава белков биоминеральных комплексов карбонатов (Кораго, 1980) заставляет предположить ограниченность словаря кодонов в этих структурах и, как следствие, меньшую их потенциальную роль в абиогенезе.

Таким образом, не исключено, что геохимические процессы, формируя реальную структуру минералов, тем самым предопределяют на самых ранних этапах абиогенеза характер и специфику будущих биологических процессов, а следовательно, и дальнейшее развитие биосферы.

Автор искренне благодарен В. А. Дрицу за плодотворное обсуждение проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

- Бернал Д. Возникновение жизни. М., 1969.
Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Ф. Кристаллическая структура минералов. М., 1967.
Вернадский В. И. Живое вещество. М., 1978.
Волькенштейн М. В. Общая биофизика. М., 1978.
Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М., 1974.
Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, 1961.
Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М., 1975.
Декорирование поверхности твердых тел. М., 1976. Авторы: Г. И. Дистлер, В. П. Власов и др.
Кедров Б. М., Серебровская К. Б. Проблема происхождения и сущности жизни и ее философский аспект. — Журн. ВХО им. Д. И. Менделеева, 1980, № 3.
Кораго А. А. Биоминералогия — новое направление минералогической науки. — ЗВМО, 1980, вып. 2.
Крибари Г. А., Архипова Н. И., Сабирова Н. Ю. Рентгенографическая типизация дефектов кристаллической структуры каолинита с различной генетической природой. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1980.
Лапидес И. Л. К проблеме генетического кода — минералогия и абиогенез. — В кн.: Генетическая информация в минералах. Сыктывкар, 1980.
Лапидес И. Л., Валетов Т. А. Катионное упорядочение в изоморфных рядах щелочных амфиболов. — В кн.: Катионное упорядочение в структурах минералов. Новосибирск, 1979.
Руденко А. П. Эволюционная химия и естественноисторический подход к проблеме происхождения жизни. — Журн. ВХО им. Д. И. Менделеева, 1980, № 4.
Руттен М. Происхождение жизни. М., 1973.
Самотоин Н. Д. Изучение накрита методом вакуумного декорирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10.
Фокс С., Дозе К. Молекулярная эволюция и возникновение жизни. М., 1975.
Шноль С. Э. Физико-химические факторы биологической эволюции. М., 1979.
Эйген М. Самоорганизация материи и эволюция биологических макромолекул. М., 1973.
Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977.
Van der Marel H. W., Beutelspacher H. Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Mineral and their Admixtures. Amsterdam—Oxford—New York. 1976.
Sunagawa I., Koshino Y. Growth Spirals on Kaolin group minerals. — Amer. Miner., 1975, v. 60, N 5—6.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНЫ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ

Углубленное исследование явлений перекристаллизации заставит пересмотреть целый ряд представлений о генезисе минералов.

Д. П. Григорьев

Выводы о прямой кристаллизации в «свободном» пространстве, метасоматическом росте или перекристаллизации могут быть сделаны в результате изучения систем признаков, заключенных в анатомии индивидов и агрегатов и в их поверхностях соприкосновения друг с другом. Здесь рассматриваются признаки перекристаллизации в минеральных агрегатах. До настоящего времени самой значительной и детальной минералогической сводкой по перекристаллизации является работа Д. П. Григорьева (1956), которая положена в основу попытки дальнейшего развития этих идей. Стереологические данные и свойства границ зерен минералов изложены в специальных работах (Жабин, 1979; Бродская, Марин, 1979, и др.).

В литературе термином «перекристаллизация» пользуются при описании широкого круга самых различных явлений, поэтому этот термин начинает терять определенность. В последнее время почти любое изменение внутри кристаллов, формы и (или) величины, а также состава кристаллов и появление новых фаз при метаморфизме стали называть перекристаллизацией. Движущие силы и механизмы названных процессов зачастую весьма различны. В такой ситуации необходимо термин «перекристаллизация» сделать либо термином свободного пользования в качестве синонима термину «преобразование кристаллов», либо сузить его содержание до одного конкретного явления, например для движения границ индивидов в агрегате. Во втором случае появляется возможность сформулировать морфологические законы перекристаллизации. В данной работе избран второй путь.

Рассмотрим прежде всего вопрос о движущих силах перекристаллизации. Известно, что чем меньше индивиды в агрегате определенного объема, тем больше суммарная поверхность, а следовательно, выше поверхностная энергия системы. Самопроизвольный процесс должен вести к уменьшению общей энергии системы, в частности поверхностной энергии. Это общий принцип, из которого можно вывести необходимость перекристаллизации. Расчеты показали, что для весьма мелких частиц поверхностная энергия существенна (Пунин, 1965) и ее можно принимать во внимание как движущую силу перекристаллизации. Величина индивидов в геологических объектах в общем случае значительно больше предельной, с которой можно было бы считаться.

В 50—60-х годах считалось достаточным объяснение перекристаллизации на основании формулы Оствальда—Фрейндлиха (Леммлейн, 1973):

$$C_r = C_\infty \exp(F/r),$$

где C_r — концентрация насыщенного раствора для малого кристалла, размер которого определяется линейной величиной r (радиусом шарообразного зерна); C_∞ — концентрация насыщенного раствора для большого кристалла, т. е. нормальная растворимость вещества; $F = 2\sigma M/RTd$ (здесь σ — удельная поверхностная энергия граней равновесной формы кристалла, d — плотность кристалла, M — молекулярный вес растворенного вещества, T — температура, R — газовая постоянная). Эта зависимость приводит к странным, на наш взгляд, выводам: «каждой концентрации раствора соответствует определенный критический размер кристалликов, которые могут находиться с ним в равновесии» (Леммлейн, 1973, с. 190) при $r \rightarrow 0$ (Леммлейн, 1973, рис. 153).

Как известно, растворимость, т. е. концентрация насыщения, при данных P , T , X -условиях является константой, приводимой в справочниках. Следовательно, C_r не может быть выше C -насыщения при $r \rightarrow 0$. До сих пор нет на-

дежных методов вычисления удельной поверхностной энергии σ . И, наконец, неясно, насколько корректный экспериментальный материал был использован при выводе формулы. Дело в том, что определение растворимости малорастворимых веществ весьма трудно, и трудности эти не преодолены (см. например, Руссо и др., 1976). Представляется, что растворимость вещества, равная концентрации насыщения, является константой для конкретных P , T , X -условий и не зависит от величины кристаллов. Скорость растворения веществ (но не растворимость), несомненно, зависит от величины кристаллов растворяемого вещества.

Действие «закона», выраженного формулой Оствальда—Фрейндлиха, далеко не просто подтвердить наблюдениями в природе. Как справедливо заметил Д. П. Григорьев (1961, с. 204), «известны точно описанные случаи совместного и одновременного роста как крупных, так и мелких индивидов». Действительно, на крупных индивидах часто начинают расти синхронно с ними мельчайшие зародыши других индивидов. Более того, теория микроблочного роста (Юшкин, 1971) построена на том, что сам рост макрокристалла определяется образованием и встраиванием мельчайших кристалликов этого вещества. При этом в растворе имеется весь спектр частиц по величине макрокристаллов вплоть до молекул и ионов.

Таким образом, сводить объяснения перекристаллизации к разной растворимости крупных и мелких индивидов минералов не следует. С общих позиций достаточно рассматривать различие в поверхностной и (или) объемной энергиях у агрегатов с разной структурой и с различно построенными индивидами (деформированными, расщепленными, блочными, зональными, секториальными, сдвойникованными и т. п.). Для морфологических законов перекристаллизации не имеет значения, каким механизмом двигалась граница соприкасающихся индивидов минералов («перескоки», «ползание», «колебания» молекул, атомов, группировок атомов). Здесь важно лишь, в какую сторону движутся границы в соприкасающихся индивидах и какие морфологические явления сопровождают движение границы.

В зависимости от достижения энергий активации перекристаллизации в полифазных (полиминеральных) агрегатах могут встречаться разные случаи перекристаллизации: либо захватываются процессом все минералы агрегата, либо часть минералов (фаз). Соответственно можно говорить о полностью перекристаллизованном агрегате (например, чистый мрамор) или частично перекристаллизованном агрегате (например, в мраморе могут сохраниться или быть наложенными идиоморфные индивиды периклаза, граната, шпинели и т. п.). При полной перекристаллизации все минералы должны быть некристаллографичными полиэдрами, идиоморфных индивидов нет.

Явления, происходящие в породах при процессах метаморфизма, выражающиеся в преобразовании минералогического состава, текстуры и структуры пород без изменения их химического состава, Д. П. Григорьев (1961) предложил называть термином «преобразование». К явлениям «переотложения» следует отнести изменение формы кристаллов по принципам Кюри («переограниение») и Рикке, поскольку законы миграции границ индивидов в этих случаях соответствует кристаллографическому перемещению в свободном пространстве. Напомним, что эксперименты, демонстрирующие принципы Кюри (переограниение шаровидной формы в многогранник) и Рикке (уплощение кристаллов под нагрузкой), велись в растворах, свободно омывающих кристаллы.

К перекристаллизации будем относить изменение формы и (или) величины кристаллов, всестороннее соприкасающихся с другими кристаллами, без привноса—выноса вещества из рассматриваемого объекта и без изменения фазового состава системы. Д. Мак Лин (1960) считает, что в массе поликристаллов рассматриваемый кристалл должен, «хорошо прилегая», заполнить полость, образованную его соседями. При росте индивида хотя бы одной стороной в полости появляется неопределенность: неизвестно откуда взялось вещество для дорастания индивида в полости — от соседних индивидов или привнесено издалека? На уровне признаков перекристаллизации эта неопределенность не устраняется, поэтому в явлениях перекристаллизации предлагается рассматривать только случаи всесторонне соприкасающихся индивидов.

Частным, но непременно случаем перекристаллизации является рекристаллизация — зарождение и рост мелких совершенных индивидов за счет напряженных крупных индивидов той же фазы (Григорьев, 1956; Григорьев, Жабин, 1975). Здесь важно подчеркнуть, что новые индивиды зарождаются в участках максимальной деформации матрицы (рис. 1) и растут за счет движения границ в исходном зерне. Скорость движения границ новых индивидов в различных направлениях различна. Она максимальна по направлению максимальных деформаций в матрице, а также определяется ее структурой. Количество и относительное время зарождения новых индивидов в объеме исходного зерна различно. Результатом рекристаллизации является не изометричнозернистый агрегат, как иногда принято считать, а неравномернозернистый агрегат со сложными границами между индивидами (Жабин, 1970, рис. 11, б).



Рис. 1. Оптическая картина деформации кварца с участками зарождения гранул. Проходящий свет, с анализатором, увел. 20.

Таким образом, мы видим, что при рекристаллизации и перекристаллизации движение границ индивидов не подчиняется кристаллографическим формам. Этот главный признак не позволяет относить к перекристаллизации явления перетолжения вещества в автоклавах, регенерацию минералов, аутигенное обрастание, рост кристаллов при метаморфизме и т. п. процессы, где движение границ зерен соответствует кристаллографическим формам (в том числе при формировании скелетных и антискелетных форм) и движущие силы имеют другую природу.

Для удобства использования накопленных знаний по перекристаллизации необходимо попытаться свести их в виде законов. Р. У. Кан (1968) сформулировал 8 законов перекристаллизации, отражающих в основном физическую сторону процесса. Поскольку в геологических объектах остаются лишь морфологические признаки тех или иных явлений, нам важно сформулировать морфологические законы перекристаллизации.

На основе сводных специальных работ (Григорьев, 1956, 1961; Бюргерс, 1968; Кан, 1968; Жабин, 1970, 1979, и др.) и наших наблюдений (Попов, Берсеньев, 1978) можно предложить следующие формулировки морфологических законов перекристаллизации.

1. *Закон рекристаллизации.* Если в напряженном индивиде зарождаются и растут новые индивиды той же фазы, то их границы движутся в тех направлениях, в которых уничтожаются максимально деформированные участки матрицы. Можно дать формулировку закона в соответствии с предложением Б. Рассела (Шарапов, 1979) в таком виде: для всякого x , если x — новые ненапряженные индивиды в напряженном индивиде той же фазы, границы движутся в направлениях максимально деформированных участков матрицы. Рекристаллизация является инициальным обязательным моментом перекристаллизации. Для игольчатых, пластинчатых и скелетных индивидов это соответствует «перекристаллизации с разделением на части».

2. *Закон изометризации.* Все индивиды (кристаллы, зерна) при перекристаллизации стремятся к изометричной форме. Изометризованные индивиды представляют собой «полиэдры», ограниченные поверхностями, в общем случае не совпадающими с кристаллографическими формами.

3. *Закон минимальной протяженности границ.* При перекристаллизации границы между индивидами движутся к центру их кривизны и стремятся занять положения минимальной протяженности.

4. *Закон очищения.* В процессе перекристаллизации из индивидов исчезают все существенные дефекты кристаллов (крупные скопления дислокаций, поры, блоки, расщепленность, двойники, зональность, секториальность, некоторые химические и механические примеси и т. п.), обуславливающие повышенную энергию индивидов.

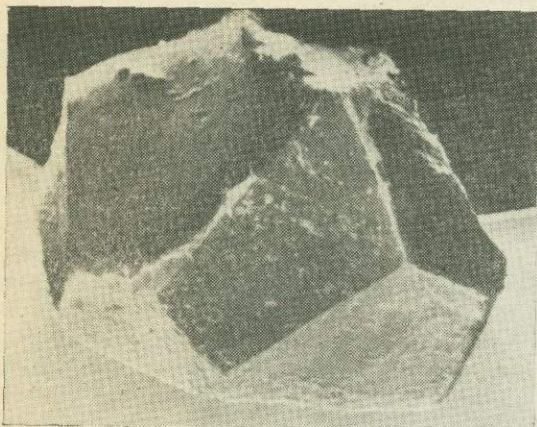


Рис. 2. Полиэдр шпинели. Увел. 200.

Громадный мировой опыт изучения природных перекристаллизованных агрегатов позволяет ввести одно существенное ограничение, пока не имеющее теоретического объяснения. Речь идет о максимальной величине индивидов в перекристаллизованных агрегатах. Если принять, что некоторые метаморфические породы возникли путем перекристаллизации (мраморы, некоторые роговики, гранулиты, гранулированный кварц и другие) и времени для их образования было достаточно много (при достижении энергии активации перекристаллизации), то существует некоторый постоянно

наблюдающийся предел в величине гранул (полиэдров). Этот предел «диаметра» гранул приблизительно равен 1 см.

Сформулированные законы и следствия из них заставляют коренным образом пересмотреть наши представления о «порфиробластах», пегматоидах и перекристаллизационном генезисе пегматитов, о происхождении многих структур метаморфических пород.

Остановимся на некоторых практических следствиях законов перекристаллизации.

Следствие 1. При перекристаллизации полиминеральных агрегатов возникают изометричнозернистые структуры: все минералы образуют изометричные полиэдры независимо от их кристаллической структуры (следствие закона изометризации). Иногда считают, что цепочечные (например, амфиболы) или листовые (например, слюды) структуры минералов приводят к их неизометричности при перекристаллизации. Однако специальное рассмотрение природных объектов говорит о справедливости следствия. Здесь же укажем, что в случае полной перекристаллизации полиминерального агрегата (т. е. все минералы претерпели одновременную перекристаллизацию) ни один из минералов не может быть идиоморфен по отношению к другим независимо от плотности и твердости их. Индивиды всех минералов должны быть некристаллографическими полиэдрами (рис. 2).

Следствие 2. При общей полной перекристаллизации не могут возникнуть симплектитовые и пойкилитовые структуры, что противоречило бы закону минимальной протяженности границ и закону очищения. Частные случаи неполной перекристаллизации иногда приводят к пойкилитовой структуре.

Следствие 3. В процессе перекристаллизации не могут возникать ростовые двойники, пластинчатые и игольчатые индивиды, сферолиты, кристаллографически зональные и секториальные индивиды.

Пользуясь следствиями, можно достаточно просто рассмотреть природные примеры. Однако в литературе можно найти сомнения в морфологических признаках явлений. Так, Н. Л. Добрецов и В. В. Хлестов (1970, с. 147) по поводу

метаморфических пород пишут следующее: «Особое значение имеет характер идиоморфизма, который в магматических породах отражает историю кристаллов, тогда как здесь связано с индивидуальными особенностями роста каждого минерала и не отражает историю процесса». Специальные онтогенетические исследования (Попов, Берсенева, 1978) показывают, что принципиальной разницы в морфологической информации между агрегатами разного генезиса нет; везде кристаллизация идет таким образом, что поверхность индивидов и их анатомия отражают историю минералов, последовательность их кристаллизации.

Возьмем «порфиробласты». Этимологически этот термин очень прост и означает порфиновые выделения в породе, возникшие вследствие бластеза (перекристаллизации). Подавляющее большинство описываемых в литературе примеров «порфиробластов» относится к пойкилитам (гранат, ставролит, полевые шпаты и др.), ростовым двойникам (ставролит, кианит, полевые шпаты, амфиболы и др.), идиоморфным индивидам, зональным и секториальным кристаллам, неизометричным индивидам. Таким образом, «порфиробласты» в общем случае совершенно не удовлетворяют признакам перекристаллизации в агрегатах. В конкретных случаях можно в них найти признаки метакристаллов, протокристаллов, т. е. признаки прямой кристаллизации при метасоматозе, метаморфизме и росте из расплава (фенокристаллы), но никак не признаки перекристаллизации. Можно провести мысленный эксперимент. Допустим, что существуют такие силы, которые ведут к «собираению» мелких кристаллов какого-либо минерала (в полиминеральном агрегате) в крупные кристаллы. Тогда надо предположить, что пространственное перераспределение рассматриваемого минерала приведет к пространственному перераспределению других минералов. Следовательно, между индивидами этих минералов должна возникнуть поверхность совместного одновременного «приспособления» (полиэдры). Однако описываемые в литературе «порфиробласты», как правило, идиоморфны. Следовательно, вновь свойства «порфиробластов» не позволяют говорить о перекристаллизации.

С этих же позиций посмотрим на пегматиты. Известны две главные гипотезы о их гигантозернистой структуре: 1) прямая кристаллизация крупных индивидов в полостях (Ферман, 1940) и 2) перекристаллизация первично-мелкозернистых агрегатов (Заварицкий, 1939; Никитин, 1952). Если оставить в стороне признаки минералогических «отвесов», «уровней», геометрического отбора, свидетельствующих о кристаллизации в полостях, можно констатировать: индивиды в пегматитах в общем случае неизометричны, первично сдвойникованы, секториальны, иногда расщеплены, часто образуют симплектовые структуры (письменный гранит). Все эти признаки характеризуют прямую кристаллизацию (обычно в полостях, иногда метасоматическую) и совсем не имеют признаков перекристаллизации. Здесь можно вспомнить и ограничение максимально возможной величины зерен при перекристаллизации (1 см). Следовательно, крупногигантозернистые структуры пегматитов не являются перекристаллизационными.

Важно рассмотреть вопрос о неполной перекристаллизации в полиминеральных агрегатах, когда не для всех минералов достигнута энергия активации этого процесса. Здесь мы должны прежде всего вспомнить эксперименты Найта по перекристаллизации чистого льда и льда со взвешенными частицами глины. Чистый лед перекристаллизуется с укрупнением зерна в изометрично-зернистый агрегат. В случае с глинистыми частицами перекристаллизация тормозится в соответствии со вторым следствием.

Известно торможение частичками графита (или углистого вещества) при перекристаллизации в карбонатных толщах (Каледа, 1955; Силаев, 1977), в кварцитах, магнезитах и других породах. Мак Лин (1960) рассмотрел сдерживающее влияние нерастворимых примесей в металлах, используя представления о поверхностном натяжении. Если механические примеси заставить коагулировать (сегрегировать), то можно, как считает Мак Лин со ссылкой на Берке, достичь большей величины зерна при рекристаллизации. В. Г. Бюргерс (1968, с. 523) упоминает о том, что еще в 1922 г. было обнаружено торможение нерастворимой окисью тория образования больших кристаллов вольфрама в процессе спекания. Очень часто наблюдается торможение перекристаллизации с укрупнением зерна в яшмах: мелкие кристаллики граната, пирита, эпидота

не позволяют абсолютно преобладающему по количеству кварцу укрупняться, хотя в чистых кварцевых жилках, секущих яшму, иногда наблюдается перекристаллизованный кварц. В этих примерах видна весьма четкая картина проявления второго следствия: несмотря на то что для кальцита и кварца достигнута энергия активации перекристаллизации, другие минералы не перекристаллизовываются, а величина и распределение последних определяют величину зе-

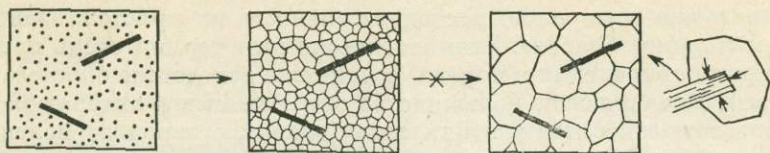


Рис. 3. Торможение перекристаллизации кварца пластинками слюды (схема).

рен перекристаллизовывающихся минералов. Крупнее они быть не могут, поскольку их увеличение привело бы к захвату внутрь индифферентных минералов (к образованию пойкилитов). Закон минимальной протяженности границ и закон очищения при перекристаллизации «запрещают» образование пойкилитов. На рис. 3 хорошо видно, как это происходит. Пока зерна перекристаллизующегося минерала меньше индифферентных индивидов, может происходить их

укрупнение, как только дальнейшее укрупнение сопряжено с необходимостью включения индифферентных минералов внутрь, т. е. должна появиться «входящая длинная» граница, так прекращается перекристаллизация в соответствии со сформулированными законами.

Следствия законов перекристаллизации удобно применять в сложных генетических ситуациях, вызывающих длительные дискуссии исследователей. Так, по генезису саткинского магнезита имеется две точки зрения: 1) метасоматическое замещение

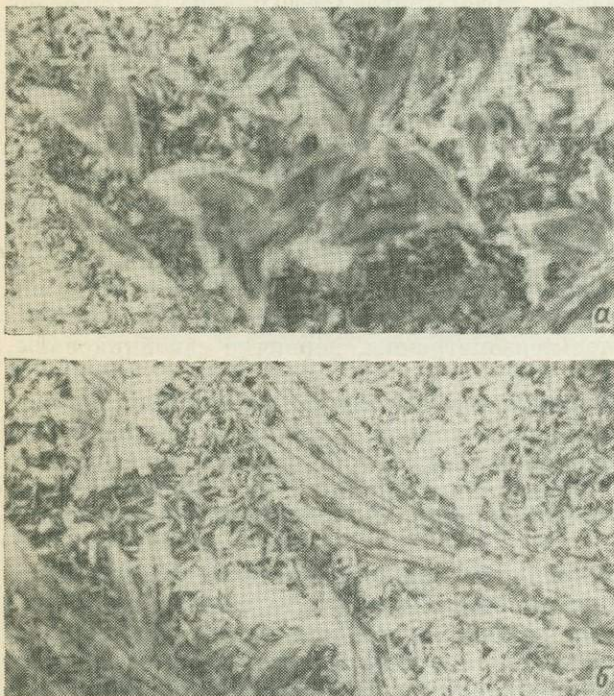


Рис. 4. Структура саткинского магнезита. Косое освещение штурфа, увел. 2.

а — зональные и *б* — расщепленные кристаллы; черное — сульфиды и графит.

магнезитом осадочных доломитов; 2) перекристаллизация осадочных магнезитов. Как видно из рис. 4, индивиды магнезита являются крупными зональными расщепленными неизометричными индивидами. Эти качества индивидов магнезита не позволяют считать их генезис перекристаллизованным; все признаки соответствуют прямой кристаллизации. Очевидно, остается первая гипотеза о метасоматическом происхождении. В некоторых случаях возможна перекристаллизация с предварительным очищением породы вследствие метасоматоза.

Поскольку в явлениях перекристаллизации рассматриваются только все-сторонне соприкасающиеся индивиды, «друзья перекристаллизации» (Григорьев, 1961) в таких условиях возникать не могут. Для них надо искать другие механизмы, например в виде последовательных явлений: перекристаллизация → образование полостей → регенерация.

При перекристаллизации не могут возникать также идиоморфные индивиды в карбонатах и в рудах. Онтогенез указанных агрегатов с отдельными идиоморфными минералами представляется более сложной, чем только перекристаллизация. Конкретное рассмотрение механизма их образования заключается в изучении поверхностей соприкосновения, анатомии индивидов и агрегатов, разномасштабном картировании объектов, поисках стадильности процессов (Григорьев, 1961; Жабин, 1979) и выявлении реологических преобразований текстур.

С точки зрения законов перекристаллизации следует признать неверной схему перекристаллизации сферолитов (Лебедев, 1965, рис. 35). Изучение природных объектов подтверждает правильность формулировки законов и в отношении сферолитов, а именно: волокна в них не утолщаются, а разбиваются на изометричные укрупняющиеся индивиды.

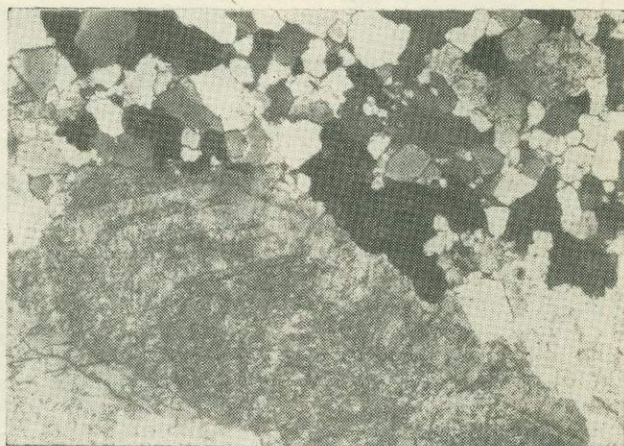


Рис. 5. Гранулированный (перекристаллизованный) кварц с реликтами зонального крупнозернистого кварца. Шлиф, проходящий свет, с анализатором, увел. 20.

Весьма интересно рассмотреть с точки зрения следствий законов перекристаллизации природные объекты со структурами распада твердых растворов: титаномагнетиты, пертитовые полевые шпаты, солнечные камни и другие. Ясно, что большое количество мелких тел распада будет тормозить перекристаллизацию в деформированных индивидах минералов. Величина перекристаллизованных зерен определится величиной тел распада и расстоянием между ними. Если перекристаллизация пройдет раньше явлений распада, то, естественно, структура агрегата может быть более крупнозернистой. Большое практическое значение имеет изучение соотношений явлений распада и перекристаллизации в титаномагнетитовых и других рудах.

Весьма показательна грануляция (рекристаллизация + перекристаллизация) жильного кварца. (Жильный кварц, 1970). Грануляция крупногигантозернистого жильного кварца наблюдалась на площадях, сложенных породами амфиболитовой фации метаморфизма. Те части крупных кристаллов, которые подвергались пластическим деформациям, претерпели рекристаллизацию и перекристаллизацию с укрупнением зерна. Реликтовые прозрачные участки, не затронутые деформациями, остались в виде крупных блоков среди массы гранулированного кварца (рис. 5). Наиболее крупные гранулы перекристаллизованного кварца изредка достигают в поперечнике 1 см. Более крупные прозрачные участки являются реликтовыми от предыдущих ростовых индивидов жильного кварца. Заметим, что в таком первично прозрачном без механических примесей кварце ничто не мешало дальнейшему укрупнению при перекристаллизации, однако на громадных площадях Урала, где выявлен гранулированный кварц, нигде не отмечено полиэдров перекристаллизации крупнее 1 см. На примере гранулированного кварца хорошо видно исчезновение двойников при перекристаллизации.

В заключение следует подчеркнуть, что знание морфологических законов перекристаллизации можно успешно использовать в создании технических материалов, применяемых в условиях, вызывающих перекристаллизацию. Необходимое торможение перекристаллизации индифферентными включениями других фаз или продуктами распада твердых растворов — путь теоретического поиска для практического применения. Наоборот, для успешной перекристаллизации иногда полезно сначала гомогенизировать расплавленные фазы и таким образом снять тормозящее действие границ. Это находит применение в физической металлографии.

ЛИТЕРАТУРА

- Бродская Р. Л., Марин Ю. Б. Использование стереометрических методов в онтогенетическом анализе горных пород. — ЗВМО, 1979, ч. 108, вып. 2, с. 141—153.
- Бургерс В. Г. Основные представления о рекристаллизации. — В кн.: Теория и практика выращивания кристаллов. М., 1968. 583 с.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов. — ЗВМО, 1956, ч. 85, вып. 2, с. 147—170.
- Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Львов, 1961. 284 с.
- Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. М., 1975. 339 с.
- Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Некоторые особенности текстур и структур метаморфических пород как отражение кинетических факторов. — В кн.: Фации метаморфизма. М., 1970, с. 147—150.
- Жабин А. Г. Границы зерен в агрегатах. — В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М., 1970, с. 11—28.
- Жабин А. Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М., 1979. 275 с.
- Жильный кварц Восточного склона Урала. Свердловск, 1970. 103 с. Авторы: Г. Н. Вергушков, Ф. Ф. Борисков, Э. Ф. Емелин и др.
- Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М., 1939. 316 с.
- Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Вып. 2. Львов, 1955, с. 209—214.
- Кан Р. У. Возврат и рекристаллизация. — В кн.: Физическое металловедение. М., 1968, вып. 3, с. 371—442.
- Лебедев Л. М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., 1965. 311 с.
- Леммлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М., 1973. 327 с.
- Мак Лин Д. Границы зерен в металлах. М., 1960. 322 с.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных керамических пегматитах. — Зап. ЛГИ, 1952, т. 27, вып. 2, с. 107—157.
- Попов В. А., Берсенев П. А. Кристаллизационное давление и метаморфизм. — В кн.: Материалы к минералогии Южного Урала. Свердловск, 1978, с. 15—22.
- Пунин Ю. О. К вопросу о механизме перекристаллизации. — ЗВМО, 1965, ч. 94, вып. 4, с. 459—462.
- Руссо Г. В., Шляпнотх Л. П., Мошкин С. В., Петров Т. Г. Об изучении кристаллизации гипса при экстракционном получении фосфорной кислоты. — Тр. Ин-та Ленгипрохим, 1976, вып. 26, с. 95—104.
- Силаев В. И. Структурная эволюция карбонатных пород при низкотемпературном контактовом метаморфизме. — В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск, 1977, с. 206—224.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. М.—Л., 1940. 712 с.
- Шарапов И. П. Проблема законов геологии. — В кн.: Методология геологических наук. Киев, 1979, с. 21—32.
- Юшкин Н. П. Теория микроблочного роста кристаллов в природных гетерогенных растворах. Сыктывкар, 1971. 52 с.

Н. П. Юшкин

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАСШИФРОВКИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ, СОДЕРЖАЩЕЙСЯ В МИНЕРАЛАХ

Направление минералогической науки, решающее комплекс теоретических, методических и прикладных проблем, связанных с использованием минералов как «писем» из геологического прошлого, мы называем генетикоинформационной минералогией (Юшкин, 1972, 1976, 1977, 1980).

Основные положения генетикоинформационной минералогии. Теоретическую основу генетикоинформационной минералогии составляют представления о ми-

нералах как носителях генетической информации, элементы которых мы находим еще в материалистических течениях доантичной философской мысли и особенно в средневековой натурфилософии. В 1669 г. Н. Стенон достаточно строго обобщил эти представления в форме принципа, гласящего, что «при данном теле определенной формы, созданном согласно законам природы, в самом этом теле находим доказательства, раскрывающие место и способ его создания» (Стенон, 1957, с. 12). Универсальный принцип симметрии П. Кюри, принцип типоморфизма минералов А. Е. Ферсмана, принцип динамического поведения одной и той же кристаллической структуры в разных средах И. И. Шафрановского и другие минералогические законы, принципы, правила являются по сути дела конкретными и частными выражениями стеноновского генетического принципа.

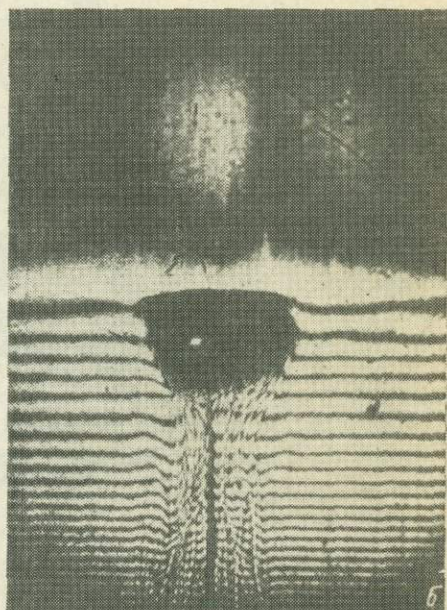
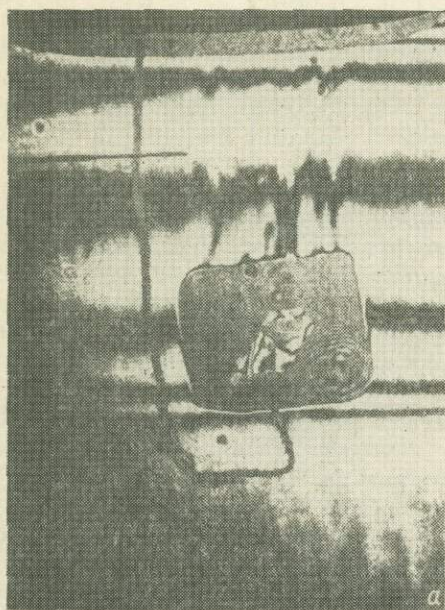


Рис. 1. Интерференционные голограммы концентрационной структуры раствора вокруг растущего (а) и растворяющегося (б) кристаллов квасцов (ситуация через 1.5 ч после начала процесса).

Современные минералогенетические представления находят наиболее концентрированные выражения в законе минералогенетического резонанса (Юшкин, 1969, 1972, и др.): в процессе онтогении минерала, являющегося продуктом эволюции минералообразующей среды и отражающего в своей структуре все ее параметры, любое изменение среды вызывает определенное изменение минерала и, естественно, любое изменение минерала отражается изменением в минералогенетической среде.

Именно на этом основан первый постулат Д. П. Григорьева (1966): «генезис фиксируется в совокупности качеств минералов» (с. 5). Весьма сильное влияние минерала на минералообразующую среду иллюстрируется интерференционной голограммой на рис. 1, из которой видно, что растущий (как и растворяющийся) кристалл не только создает мощный концентрационный поток, но и вызывает концентрационное расслоение раствора во всем объеме кристаллизации.

Благодаря функционированию структурных и информационных взаимосвязей, наряду с вещественными и энергетическими, процессы минералообразования можно рассматривать как процессы информационные с кибернетической точки зрения. Минералогенетическая информация при таком подходе выступает как обобщенная генетическая связь между минералом и средой. Это, впрочем, не противоречит ее физическому и смысловому содержанию.

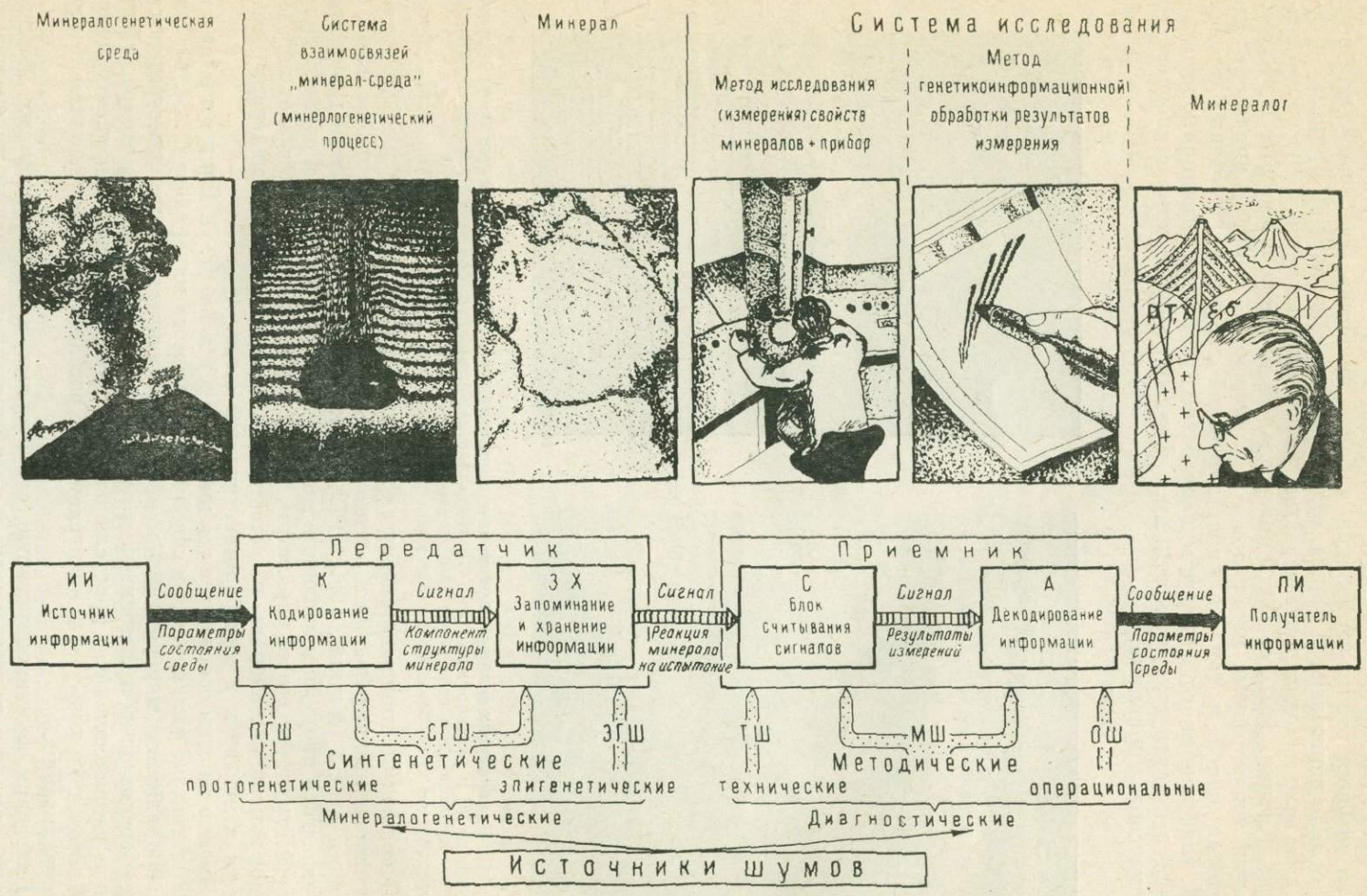


Рис. 2. Схема функционирования минералогенетической информации в системе: минералогенетическая среда—минерал—минералог.

Такой подход открывает возможность применения в минералогенетических исследованиях теории информации и ее законов, а также методов кибернетики.

Минерал, следовательно, можно рассматривать как своего рода приемник информации, связанный с минералогенетической средой (с источником информации) системой входных и выходных информационно-каналов (системой прямых и обратных функциональных связей), по которым в процессе онтогенеза минерала осуществляется взаимообмен вещественно-энергетическими сигналами (рис. 2). Каждый импульс вещества и энергии, воспринятый минералом, разрешает неопределенность в каком-то элементе его структуры, т. е. вносит в минерал новую информацию из среды. Информация, вносимая в минерал посредством химических, физических и т. п. сигналов, закрепляется в виде компонента структуры минерала — в его конституционных особенностях и свойствах.

Одна и та же минералогенетическая информация воспринимается различными качествами минерала. Можно, следовательно, говорить о минералогенетическом резонансе как о сложном явлении и выделять несколько типов резонанса минералов на изменения в минералогической среде: а) конституционный (морфологический, структурный, химический); б) качественный или резонанс свойств (гравитационных, электрических, магнитных, оптических, механических и т. п.). В соответствии с этим выделяется несколько взаимосвязанных уровней кодирования одной и той же минералогенетической информации. Многообразие форм записи минералогенетической информации, ее кодирование сразу на нескольких уровнях обеспечивают весьма значительную избыточность информации, зашифрованной минералом, ее неоднократное повторение. Этот факт имеет чрезвычайно большое значение для генетикоинформационной минералогии, так как он обеспечивает сохранность минералогенетической информации даже в условиях сильного изменения минералов.

Теория генетикоинформационной минералогии опирается на законы функционирования минералогенетической информации в процессе развития минералов. Ряд специальных законов, описывающих специфические явления, особенно важные для изучения минералогенетической информации и относящиеся к качественной стороне, к «смыслу» информации и длительному (геологическому) времени ее функционирования, в течение которого неизбежна потеря информации, установлен нами ранее (Юшкин, 1969—1977 гг.). К их числу относятся законы: а) минералогенетического резонанса; б) обязательного наличия генетической информации в минерале; в) многообразия форм записи генетической информации; г) сложения генетической информации; д) вытеснения первичной информации информацией из наложенных процессов; е) инерции в приложении к информации.

Информационный характер минералогенетических процессов, обеспечивающий восприятие, накопление и хранение минералами генетической информации, оправдывает второй постулат Д. П. Григорьева (1966): «познание генезиса есть познание качеств минералов» (с. 5), и это определяет потенциальную возможность ее расшифровки в результате целенаправленного исследования.

Методические основы расшифровки минералогенетической информации. Расшифровка генетической информации, содержащейся в минералах, основана на генетикоинформационном исследовании ее носителей: конституционных особенностей и свойств минералов. По характеру минералогенетической информативности различаются типоморфные признаки минералов, т. е. конституционные особенности и свойства, типичные для минералов определенной генетической природы, и индикаторные признаки, в которых отражается какая-либо черта генетической природы минерала и которые связаны с соответствующими параметрами минералогенетической среды простой функциональной зависимостью.

Наиболее ответственной операцией при генетикоинформационных исследованиях является выбор надежных типоморфных или индикаторных признаков.

Известно, что не все качества минералов одинаково чувствительны к изменениям параметров среды, поэтому для характеристики индикаторных (а также и типоморфных) признаков нами вводятся три показателя (Юшкин, 1972):

норма реакции, чувствительность реакции и емкость реакции. Нормой реакции и являются естественные пределы изменчивости конституционных особенностей и свойств минералов, ограничивающие возможность сохранения ими целостности и качественной определенности (т. е. пределы «существования» минералов). Чувствительность реакции характеризует минералогенетическую «ценность» единицы реакции, т. е. объем изменений в среде, отражающийся в единице нормы реакции минерала. Емкость реакции характеризует тот объем изменений в среде, который может быть отражен в интервале колебаний свойств одного минерала. В зависимости от целей генетико-информационного анализа главные интересы могут представлять признаки с высокой чувствительностью реакции (требуется высокая точность) или с большой емкостью реакции (исследуется процесс, протекающий при сильно меняющихся условиях).

Поскольку все основные методы расшифровки минералогенетической информации являются в своей основе методами сравнительными, необходимо учитывать явления конвергентности, дивергентности и изовергентной неопределенности типоморфных и индикаторных признаков (Юшкин, 1972). Сходство признаков по своей природе может быть синхронногомологичным, асинхронногомологичным, ложноаналогичным, поэтому типоморфическому и генетикоинформационному анализу минералогических объектов должен предшествовать тщательный онтогенетический анализ.

Задачи минералогенетических реконструкций. Конечная цель любых генетикоинформационных исследований — минералогенетические реконструкции изучаемых объектов: минеральных индивидов, агрегатов, минеральных тел, месторождений.

Задачей минералогенетических реконструкций является не только и не столько определение параметров минералогенетической среды в отдельные моменты истории минералов, сколько восстановление максимально полной последовательности всех событий, определяющих историю минералов и их сообществ на изучаемом объекте, воссоздания полной генетической картины объекта.

Решение этой задачи складывается из двух последовательных стадий:

- а) восстановление результатов минералогических процессов, например последовательности кристаллизации минералов на месторождении;

- б) восстановление самих процессов в последовательности всех составляющих их явлений.

На первой стадии основным методом является онтогенетический анализ (Григорьев, 1961; Григорьев, Жабин, 1975; Юшкин, 1980), на второй — типоморфический (Ферсман, 1931; Чухров, 1969), генетикоинформационный (Юшкин, 1977) анализы.

Онтогенетический метод, сущность которого заключается в определении истории минеральных индивидов и агрегатов на основе изучения морфологии и внутреннего строения индивидов и возрастных взаимоотношений между ними, опирается на фундаментальные эволюционные закономерности минералогенезиса: принцип прохождения минерального индивида через этапы зарождения, роста, изменения и разрушения и принцип наследования минералом структурных особенностей минералогенетических систем. Главным «инструментом» онтогенетического метода являются прямые и косвенные критерии одновременного и последовательного роста минералов, критерии замещения. На их основе осуществляются синхронизация и возрастная корреляция пространственно разобщенных минералов или элементов их анатомии, выделяются зарождения и генерации минералов, минеральные формации, синтезируются особенно популярные в последнее время различного рода эволюционные минералогенетические ряды (Евзикова, 1979). В результате онтогенетического анализа создаются общие или частные пространственно-временные модели изучаемых минералогических объектов.

Цель генетикоинформационных исследований заключается в трансформации пространственно-временных моделей в модели генетические на основе расшифровки минералогенетической информации, содержащейся в минералах.

Минералогенетические реконструкции могут проводиться на разных уровнях детальности, причем каждый уровень характеризуется определенными мето-

дическими подходами. Они подробно нами уже рассмотрены (Юшкин, 1977). Здесь же по критериям детальности мы будем классифицировать минералогенетические реконструкции на два типа: а) качественные, дающие общее представление о генетической природе тех или иных топоминералогических объектов; б) количественные, дающие достаточно точную оценку минералогических явлений и количественную оценку параметров, в которых они протекали. В основе первых лежит обобщенный методический подход к расшифровке генетической информации, содержащейся в минералах, в основе вторых — параметрический (Юшкин, 1980).

Качественные минералогенетические реконструкции. Качественные минералогенетические реконструкции минералогических объектов могут проводиться с помощью информационно-энтропийного анализа, типоморфического анализа и с применением тех или иных качественных индикаторов генезиса.

В основе информационно-энтропийного анализа минеральных систем лежит понятие о величине их информационной энтропии, данной или в прямом цифровом выражении (в единицах уровня энтропии или количества информации) в результате расчетов с использованием известной шенноновской формулы (см., например, Вентцель, 1964), или в косвенном выражении в виде каких-либо характеристик внутренней структурной неоднородности системы (например, в баллах сложности состава, искажении формы и т. п.). Изменение информационного содержания (внутреннего разнообразия) минеральной системы является критерием ее развития. Сравнивая величины энтропии минеральных систем в пространственно-временных рядах или анализируя результаты путем сравнения с известными данными, можно оценить уровень эволюционного развития системы и получить представление о главнейших генетических факторах (Юшкин, 1977). В информационных показателях можно «сжать» большой объем информации (практически неограниченное число зависимых и независимых характеристик минералов), поэтому их очень удобно использовать для отражения данных на минералогических картах и для различного рода обобщений.

Типоморфический анализ (Ферман, 1931; Чухров, 1969; Юшкин, 1972, 1977) базируется на явлении (и свойстве) типоморфизма минералов, т. е. на их способности отражать общую генетическую природу в своей конституции и свойствах. Сущность типоморфического анализа заключается в получении обобщенного представления о генезисе месторождения или любого другого минералогического объекта путем сравнения минералов изучаемого месторождения с минералами из месторождений известной генетической природы. Конституционные особенности и свойства, характерные для минералов определенного генезиса, называются типоморфными признаками. Обобщенная статистическая модель минерала из каждого конкретного топоса называется локатипом. В процессе типоморфического анализа, следовательно, сравниваются по типоморфным признакам локатипы минералов различных топоминералогических объектов. На методике типоморфического анализа мы останавливаться не будем, так как она детально изложена в специальной литературе (Юшкин, 1972, 1977).

Близким к типоморфическому анализу является и метод оценки условий образования минералов по качественным показателям (или индикаторам) генезиса. Например, по морфологическим особенностям агрегатов можно установить факт плавления ряда минералов в рудах и даже примерно установить температуру плавления; определенные особенности строения минералов (например, наличие планарных элементов в кварце, фрагментирование индивидов, появление диаплектовых стекол и др.) являются индикаторами ударного метаморфизма.

Многие признаки минералов статистически коррелируются с минералогенетическими параметрами и позволяют примерно оценивать их величину. Например, установлена отчетливая закономерность уменьшения удлинения и повышения роли пинакоидальных граней на кристаллах апатита из пород от относительно высокотемпературных к относительно низкотемпературным. Эта закономерность находит экспериментальное подтверждение (рис. 3). Следовательно, форму кристаллов апатита можно использовать для приближенной оценки температуры минералообразования.

Подобные качественные индикаторы для приближенно-количественных оценок, конечно, нужно применять с большой осторожностью, в основном для тех условий (типов месторождений, пород и т. п.), на которых они проверялись.



Кварцевые жилы

Гранит

Кварцевый диорит

Габбро

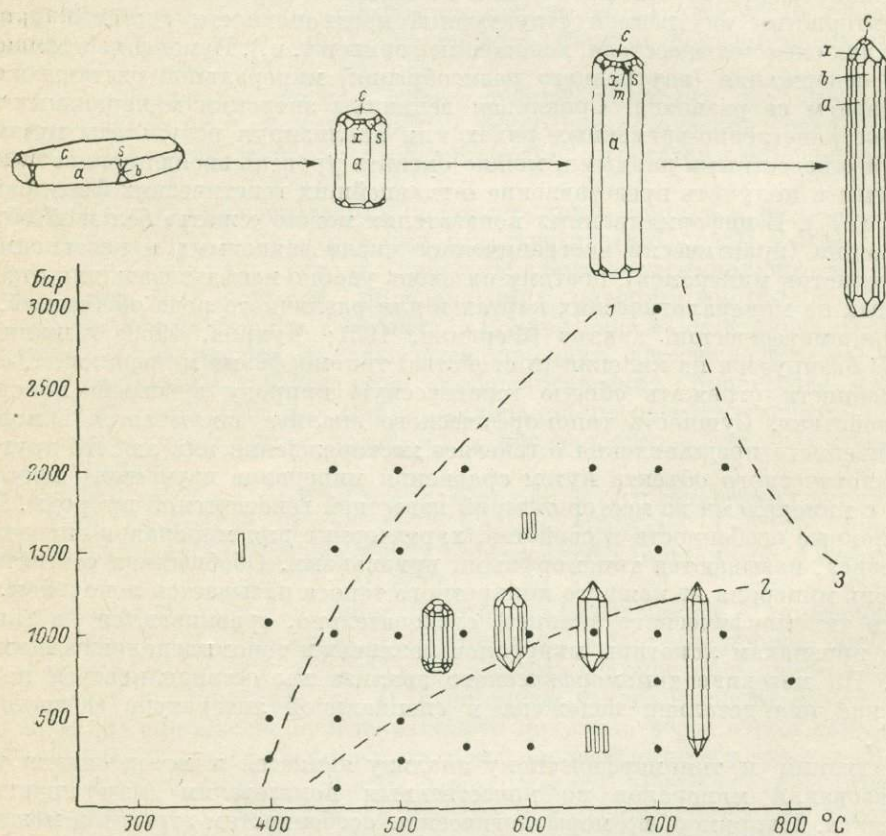


Рис. 3. Типоморфизм апатита из различных горных пород. Природный кристаллогенетический ряд иллюстрирует зависимость формы кристаллов от температуры кристаллизации. Экспериментальная *PT*-диаграмма подтверждает эту зависимость.

I — область, в которой апатит не кристаллизуется; II — область призматических кристаллов с удлинением по оси *c* до *b*; III — область игольчатых кристаллов с удлинением по оси *c* более *b*; 1 — граница появления призматических кристаллов; 2 — граница появления игольчатых кристаллов; 3 — граница аппаратурных возможностей.

Однако на их основе можно создать достаточно представительные минералогенетические реконструкции, имеющие серьезное прогнозное значение.

Принципы количественных минералогенетических реконструкций. Количественные минералогенетические реконструкции топосов осуществляются с помощью генетикоинформационного анализа (Юшкин, 1976, 1977), базирую-

щегося на явлении (и свойстве) гомоморфизма минералов, т. е. на наличии функциональных зависимостей «свойство минерала—состояние среды». Сущность генетикоинформационного анализа заключается в установлении признаков минерала, которые являются количественными индикаторами определенных параметров минералогенетической среды, и в исследовании с помощью этих индикаторов минералообразующих процессов.

Наиболее ответственной операцией генетикоинформационного анализа является установление и градуировка индикаторных признаков, которые можно рассматривать как своеобразные минералогические термометры и барометры, минералогические гравиметры и сейсмографы, потенциометры и часы и т. п.

В соответствии с законом многообразия форм записи минералогенетической информации в принципе любой параметр минерала содержит информацию о любом параметре минералогенетической среды. Однако существует и определенная специализация различных информационных каналов, которая наряду с методологическими ограничениями сужает возможности расшифровки минералогенетической информации.

Рассмотрим конституционные особенности и свойства минералов, обычно используемые в качестве индикаторных признаков. Уже само существование минерала в определенном минеральном окружении (парагенезисе) является следствием определенного состояния минералогенетической среды. На основе минерального состава топосов с помощью парагенетического анализа можно получить представление о химическом составе среды, концентрации компонентов (или связанных с нею величинах — химических потенциалах, фугитивности, активности компонентов в растворах), *РТ*-условиях. Успешно используются в качестве индикаторов минералообразования акцессорные минералы.

Особенности кристаллической структуры минералов используются чаще всего как индикаторы химического состава среды, температуры и давления минералообразования, некоторых кинетических особенностей процесса кристаллизации. Обычно носителями минералогенетической информации являются структурные дефекты и параметры элементарной ячейки; как эффективный структурный индикатор выступает структурная плотность минералов.

Данные об изотопном составе входящих в структуру минерала элементов представляют собой основу для определения абсолютного возраста минералов по соотношению радиогенных изотопов, используются как геотермометры и индикаторы биогенных процессов минералообразования и т. п.

Химический состав минерала является наиболее надежным индикатором химизма минералогенетической среды. На зависимости коэффициентов распределения компонентов между сокристаллизующимися минералами от температуры и давления основана большая серия довольно надежных геотермометров и геобарометров.

Морфологические особенности минералов, которые легко поддаются количественной характеристике, нередко используются как индикаторы различных физико-химических параметров среды. Но главное генетикоинформационное значение формы кристаллов в том, что она отражает симметрию минералогенетической среды, симметрию питания и дает возможность восстановить пути движения минералообразующих растворов, ориентировку минерала в пространстве, направление силы тяжести во время минералообразования.

Богатая минералогенетическая информация содержится в анатомических особенностях минеральных индивидов. В зональности индивидов записана динамика минералообразующего процесса. Нарушения первичной анатомической картины раскрывают особенности процессов изменения минералов и т. п. Особенно популярными объектами генетикоинформационных исследований являются различные включения в минералах (твердые, жидкие, газообразные). На их исследовании основаны наиболее важные методы восстановления химизма среды, методы геотермометрии и геобарометрии.

Физические свойства минералов, поскольку они взаимосвязаны со структурой и составом минерала, являются источниками той же генетической информации, что и конституционные особенности, но зачастую они более удобны для генетикоинформационного анализа, так как могут быть более чувствительными и легко измеримыми.

Можно перечислить ряд минералов, для которых разработан широкий круг разнообразных генетикоинформационных методов и которые используются как опорные в минералогенетических реконструкциях. Это кварц, кальцит, слюды, полевые шпаты, пироксены, оливин, многие сульфиды.

В одной из работ (Юшкин, 1977) нами уже рассмотрены основные типы минералогенетических индикаторов, дано также общее представление об арсенале средств генетикоинформационных исследований и проиллюстрированы наиболее типичные подходы к созданию минералогенетических индикаторов.

Используя минералогические индикаторы для расшифровки генетической информации, содержащейся в минералах, необходимо иметь в виду два важных обстоятельства, определяющих эффективность этого типа исследований. Во-первых, выбор наиболее подходящих и информативных индикаторов для каждого конкретного исследования; общие принципы выбора мы уже рассматривали (Юшкин, 1977). Во-вторых, отделение первичной генетической информации от наложенной, т. е. отделение информации от помех или «шума»; методические основы этой операции разобраны в работе Н. П. Юшкина, О. В. Эстерле (1979).

Шумы в информационных каналах по своей природе классифицируются на минералогенетические (протогенетические, сингенетические, эпигенетические), связанные с жизнью, особенно с процессами изменения минерального индивида, и диагностические (технические, методические, операционные), обусловленные дефектами в работе системы исследования (рис. 2).

Для отделения минералогенетической информации от шума разработан ряд методов, основанных на принципе получения избыточной информации: метод накопления, метод возбуждения минеральной памяти, кинетический метод. Основой минералогенетических реконструкций, как и строительным элементом любых теорий генетической минералогии, должна быть информация без шума, однако все зависит от цели исследования. Шумы могут выступать как информация, а первичная минералогенетическая информация — как протогенетические шумы, если целью генетикоинформационного исследования является расшифровка условий и механизмов процессов изменения минералов.

Минералогенетические реконструкции топосов представляют собой общие или частные модели их формирования и развития с конкретной и строгой пространственно-геологической и хронологической привязкой всех минералогенетических событий, с приближенными или строгими количественными данными о параметрах процессов. Каких-либо строгих форм представления минералогенетических моделей пока еще не выработано. Эти модели, так же как и пространственно-временные, в настоящее время обычно выражаются в текстовой, табличной, диаграммной или картографической формах. В топоминералогических исследованиях преимущественно используется картографическая форма.

Обычным способом представления минералогенетической информации, достаточно информационно-емким, компактным и наглядным, является нанесение на диаграммы последовательности минералообразования данных о наиболее важных параметрах среды (температуры, давления, химизма растворов и т. д.) и их эволюции. Эти данные графически увязываются с кристаллизационной историей объектов, привязываются к известным возрастным рубежам. Сюда же может вводиться информация о тектоническом режиме топосов, периодах дробления, магматизма и других геологических событиях. Диаграмма последовательности кристаллизации минералов должна сопровождаться серией дополнительных детализирующих документов разного масштаба: фотографиями и микрофотографиями строения минеральных агрегатов и взаимоотношений между минералами, детальными расшифровками отдельных событий, типоминералогическими материалами (планами, разрезами) и т. д.

Предполагается (Степанов, 1974), что весьма перспективным методом синтеза минералогенетической информации о сложных минеральных объектах является метод графов, однако удачных примеров его применения в области генетической минералогии мы назвать пока не можем. Тем не менее успешное использование метода для описания строения и функционирования достаточно сложных технических и биологических систем и успешный опыт их применения

на ряде минералогических объектов (Вертушков, 1972) позволяют оптимистически оценивать эту перспективу.

Заключение. Генетикоинформационная минералогия является новым научным направлением, проходящим сейчас самый начальный этап своего развития. В ней еще очень много неясного и дискуссионного, круг нерешенных проблем еще чрезмерно широк. В числе наиболее важных задач, от решения которых зависит развитие этого направления и эффективность генетикоинформационных исследований, необходимо в первую очередь выделить существенное углубление исследований механизмов взаимодействия минерала и минералогенетической среды, установление связей отдельных характеристик минерала с параметрами среды, создание общих теоретических и методических основ генетикоинформационной минералогии, сбор и обобщение накопившихся к настоящему времени данных по типоморфным и индикаторным свойствам отдельных минеральных видов, составление справочников по типоморфизму минералов и минералогенетических определителей.

ЛИТЕРАТУРА

- Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., 1969. 576 с.
- Вертушков Г. Н. Минералогическое картирование. — В кн.: Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1972, с. 2—12. (Тр. Свердловск. горн. ин-та, вып. 86).
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, 1961.
- Григорьев Д. П. Предисловие. — В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез минералов). М., 1966, с. 5—6.
- Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М., 1975. 340 с.
- Евзикова Н. З. Кристалломорфологические основы учения о типоморфизме минералов. — В кн.: Региональная и генетическая минералогия. 1979, вып. 3, с. 3—11.
- Степанов В. И. О твердом, естественно содержащемся в твердом. М., 1957. 151 с.
- Степанов В. И. О целях и методах при исследовании последовательности кристаллизации в минеральных агрегатах руд. — В кн.: Исследования в области прикладной минералогии и кристаллохимии. М., 1974, с. 3—10.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. М., 1931.
- Чухров Ф. В. Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии. — В кн.: Типоморфизм минералов. М., 1969, с. 3—18.
- Юшкин Н. П. Проблема информации в генетической минералогии. — Матер. III Коми республик. научн. конф. Сыктывкар, 1969, с. 126—128.
- Юшкин Н. П. Генетикоинформационная минералогия: общие задачи. — Ежегодник-1971, Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1972, с. 131—137.
- Юшкин Н. П. Проблема типоморфизма минералов. — ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 223—226.
- Юшкин Н. П. Проблемы и методы генетикоинформационной минералогии. — ЗВМО, 1976, ч. 105, в. 6, с. 633—647.
- Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977. 291 с.
- Юшкин Н. П. Минералы — источники генетической информации. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1980а, с. 5—7.
- Юшкин Н. П. Практическое значение онтогенеза минералов. — ЗВМО, 1980б, ч. 109, в. 4, с. 385—395.
- Юшкин Н. П., Эстерле О. В. Природа шумов в минералогенетической информации и методы ее очистки. — В кн.: Типоморфизм и генетическая информативность минералов. Сыктывкар, 1979, с. 15—35, (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 30).

А. М. Асхабов

КРИСТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ХАРАКТЕРИСТИК РОСТА КРИСТАЛЛОВ

Современная минералогия является наукой о конституции, свойствах и генезисе минералов и развивается в органическом единстве этих трех направлений. Тем не менее в последнее время значительно большей популярностью пользуется генетическая минералогия. Все новейшие и наиболее эффективные методы минералогических исследований (парагенетический, типоморфический, генетикоинформационный, онтогенетический, кристаллогенетический и др.)

в той или иной мере опираются на представления о генезисе минералов, в том числе и о генезисе кристаллов. Так, для корректного проведения типоморфического анализа мы должны достаточно хорошо представлять, как и каким образом определенное сочетание параметров среды приводит к формированию данной статистической модели кристалла. Генетикоинформационный анализ требует знания характера функциональной формы конкретных связей между особенностями кристалла и условиями его образования (Юшкин, 1971, 1977а). Онтогенетический анализ (Григорьев, Жабин, 1975; Юшкин, 1977а, 1980) на основе изучения анатомии минеральных индивидов и взаимоотношений между ними позволяет установить последовательность и сущность всех непрерывно меняющихся событий, которые определяют историю каждого минерала, его зарождение, рост, развитие и последующие изменения в той или иной кристаллогенетической обстановке.

В связи с этим в последние годы в минералогии усилился интерес к теоретическим проблемам кристаллогенезиса. Кристаллогенетический фундамент минералогии укрепился как за счет экспериментального моделирования минералообразующих процессов (Юшкин, 1977б, Пунин и др., 1980), так и в результате систематизации теоретических основ минералогических исследований (Юшкин, 1977а; Евзикова, 1979; Костов, 1979; Шафрановский, 1978, и др.). Все это выдвинуло вопрос о принципах анализа и путях обобщения эмпирического кристаллогенетического знания, об аксиоматическом построении самой теории генетической интерпретации ростовых данных.

Некоторые особенности учения о генезисе кристаллов. В учении о росте кристаллов исторически сложились и развиваются два типа подходов — физический (или физико-химический) и генетический, задачи, методы и цели которых значительно отличаются друг от друга.

В рамках физического подхода рост кристаллов рассматривается как процесс фазового превращения, зависящий от энергетических и кинетических факторов. В центре внимания находятся элементарные процессы взаимодействия (обмена и переноса) на границе кристалл—среда или ростовые свойства кристаллов как таковые, реже в связи с условиями выращивания. Параметры среды в их макроскопическом выражении или не принимаются во внимание вовсе, или же играют второстепенную роль. Задача определения (реконструкции) условий роста даже не ставится, поскольку рост кристаллов осуществляется в заранее заданных и строго контролируемых условиях.

В генетических концепциях роста, наоборот, определяющим элементом выступает кристаллообразующая среда, и процесс роста рассматривается как самоорганизующийся, саморегулирующийся, постоянно приспосабливающийся к условиям роста процесс, при котором образование, рост, а также те или иные изменения в характере роста представляют собой реакцию кристалла на эволюцию среды или изменение условий роста, т. е. в основу этих концепций ставится генетическая связь кристалла с условиями его образования.

Сейчас уже не подвергается сомнению необходимость рассмотрения системы кристалл—среда как единого целого, любые изменения в одной части (среде) которого немедленно отражаются соответствующими изменениями в другой части этой системы (кристалле) и наоборот. Это положение имеет фундаментальное значение для минералогии в целом и выступает как один из важнейших ее законов, названный Юшкиным (1971, 1977а) законом минералогенетического резонанса.

В рамках генетического подхода сложился новый совершенно, казалось бы, парадоксальный взгляд на кристалл как на организм (Григорьев, 1976), который с энтузиазмом был воспринят многими «генетически ориентированными» кристаллографами и минералогами. Одно из главных положений в кристаллогенезисе — концепция реального кристаллообразования, развиваемая Н. Н. Шефталем (1977), также глубоко генетична в своей основе. Перспективы дальнейшего развития кристаллогенетической теории будут зависеть от того насколько успешно будет осуществлен синтез физических теорий и генетических положений.

Взаимосвязи в системе кристалл—среда. Схема взаимоотношения характеристик среды и кристалла. Изучение взаимосвязей в системе кристалл—среда

является главной задачей как кристаллогенетики, так и формирующегося сейчас нового раздела генетической минералогии — экологической минералогии (Юшкин, Жабин, 1978). Посредством этих связей осуществляется в процессе роста кристалла обмен веществом, энергией и информацией. Взаимосвязи в системе кристалл—среда полностью определяют генезис кристалла, переход системы из одного состояния в другое, а также изменения в соответствующих частях системы. Детальный анализ этих взаимосвязей является основой для построения различных частных теоретических моделей и кристаллогенетической теории в целом.

В системе кристалл—среда целесообразно выделять следующие три группы физических взаимосвязей:

- 1) совокупность связей между характеристиками роста кристалла;¹
- 2) группа связей между характеристиками (параметрами) среды;
- 3) связи между характеристиками роста, с одной стороны, и параметрами среды — с другой.

Отсюда вытекают и три традиционных типа задач в кристаллогенезисе: как одна характеристика роста связана с другой (или другими); каким образом функционируют связи между характеристиками роста и параметрами среды; как связаны между собой параметры среды в условиях роста кристалла. Для характеристики среды в кристаллогенетическом эксперименте используют в основном следующие величины: термодинамические параметры (P , T), состав, движущую силу (пересыщение) и симметричные особенности среды. Как правило, эти же величины интересуют нас и при реконструкции условий природного кристаллогенезиса. Набор же обычно рассматриваемых характеристик роста значительно больше. Это комплекс морфологических, кинетических, анатомических и конституционных характеристик. Не ограничивая пока широту той или иной характеристики, расположим их в следующем порядке: состав кристалла, его структура, структура поверхности, механизм роста, морфология (форма и анатомия) кристалла. Сюда введена такая важная ростовая характеристика, как механизм роста, непосредственно не измеряемая и не определяемая, но информацию о которой можно получить на основе анализа морфологических и кинетических данных. То же самое относится и к структуре среды, характеризующей ближний порядок в расположении структурных составляющих среды. Все другие характеристики могут быть рассмотрены в рамках перечисленных выше. Схема взаимодействия характеристик роста и параметров среды представлена на рисунке. В этой схеме наглядно проявлено особое положение морфологии кристалла, являющейся как бы венцом взаимодействия кристалла и среды. Как показывает эта схема, связь морфологии со всеми остальными характеристиками осуществляется через кинетику роста, что еще раз напоминает нам о важности кинетических исследований. Симметрия среды оказывается непосредственно связанной лишь с кинетикой роста и пересыщением среды.

О теоретических моделях кристаллогенезиса. Существует три уровня построения кристаллогенетических моделей и концепций: рост кристалла на макроуровне, рост на микроуровне и рост на субмикроуровне. Охватить, однако, в единой теории все эти связи на данном этапе практически невозможно. До сих пор лишь некоторые из взаимосвязей учитывались при построении теоретических моделей, хотя имеющийся экспериментальный материал в той или иной степени касается всего многообразия связей.

Безусловно, основное внимание в теоретическом плане издавна уделяется связи между структурой кристалла и его формой. Здесь мы имеем целый ряд так называемых структурно-морфологических моделей (модели Бравэ, Доннея—Харкёра, Ниггли, Евзиковой и другие), позволяющих теоретически рассчитывать форму кристаллов, опираясь лишь на плотность расположения структурных единиц в плоских сетках или элементарных слоях, направленных на получение рядов морфологической важности граней разных форм. Иногда

¹ Характеристикой роста, или ростовой характеристикой мы называем определяемую количественно или качественно величину, характеризующую растущий кристалл или ростовой процесс.

габитус кристаллов легко угадывается даже без применения относительно сложных расчетов — только по анизометричности кристаллической структуры и особенностям структурных мотивов, что на ряде примеров продемонстрировал И. Костов (1979).

Широко известны методы расчета равновесных форм кристаллов Косселя, Странского, Каишева, разработанные в рамках молекулярно-кинетической теории роста кристаллов, и близкие к ним способы. Неожиданно весьма популярной стала модель Хартмана и Пердока, которая связывает форму кристалла с цепочками сильных связей в кристалле.

Связь между морфологией и кинетикой роста устанавливается теоремой Вульфа и различными геометрическими, в своей сущности кинематическими

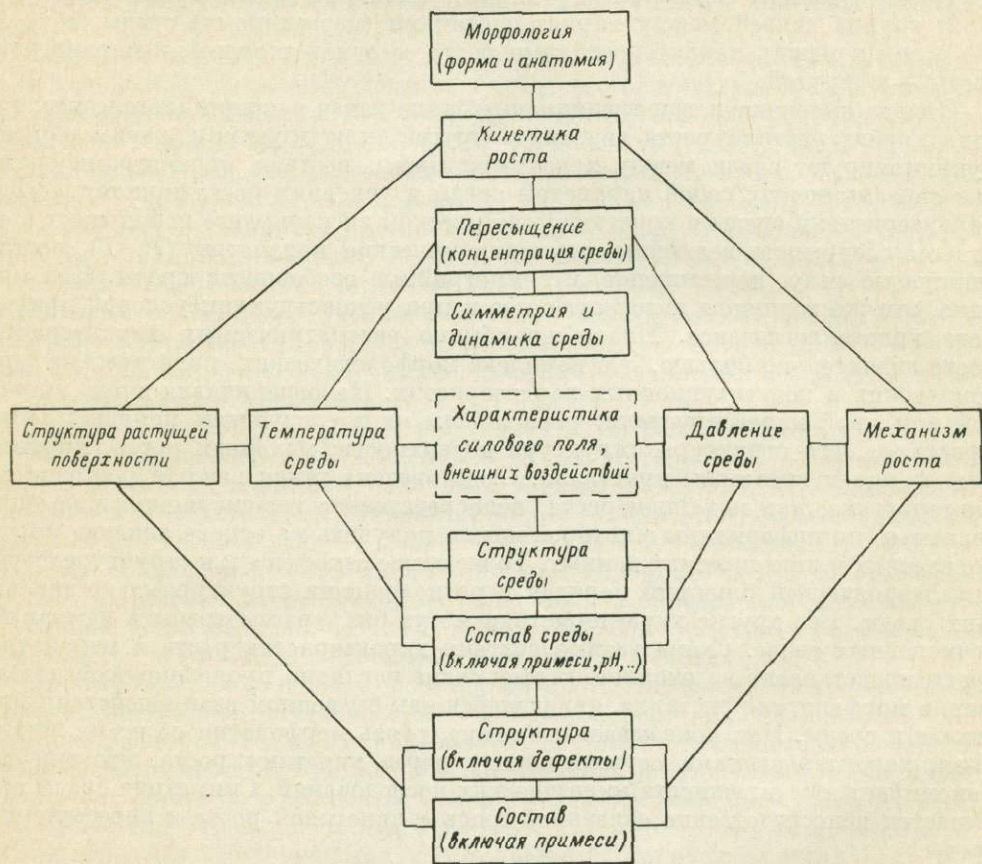


Схема взаимоотношения характеристик среды и кристалла (кристаллогенетическая «люстра»).

моделями, согласно которым грани кристалла располагаются на расстояниях, пропорциональных их скоростям роста. Зная значения скоростей роста разных граней, теоретически легко рассчитывать формы кристаллов в любой момент времени.

Теоретические модели, связывающие форму кристалла с другими характеристиками роста или параметрами среды, специально не разрабатывались. В настоящее время имеется огромный экспериментальный и минералогический материал, указывающий на зависимость морфологии кристаллов от пересыщения раствора, температуры, давления и состава среды (в особенности от кислотности и щелочности и наличия примесей и микропримесей). Особенно популярными в последнее время стали так называемые кристаллогенетические схемы, на которых указывается эволюция формы и габитуса кристаллов в зависимости от температуры, пересыщения, состава среды. Однако удовлетворительные теоретические модели для объяснения этих зависимостей еще не предложены. Здесь мы сталкиваемся с исторически часто повторяющимся

случае, когда минералогия идет впереди кристаллогенезиса, и на вопросы, которые ставит минералогия, нет еще ответа в кристаллогенетической теории.

Традиционно много внимания уделяется изучению кинетики роста кристаллов в связи с другими характеристиками роста и параметрами среды.

В частности, установлены количественные функциональные связи между кинетикой роста и механизмом роста. Здесь мы имеем целую серию теоретических моделей роста кристаллов. Однако неопределенность большого числа постоянных в некоторой степени снижает достоинства теоретически безупречных моделей. Так, для некоторых кристаллов, в частности для кристаллов алюмокалиевых квасцов, без особых затруднений удается согласовать экспериментальные данные по крайней мере с тремя различными моделями: с поверхностно-диффузионной моделью Бартона—Кабреры—Франка, объемно-диффузионной моделью Чернова — для случая дислокационного роста и так называемой моделью « $B+S$ » — для двумерного зародышеобразования. В таких случаях решение вопроса о механизме роста требует дополнительных исследований — морфологических и поверхностно-структурных.

Много внимания последнее время уделяется связи кинетики роста со структурой поверхности. Именно поверхность кристалла с прилегающим к ней слоем раствора выступает как «сцена», на которой разыгрываются события, определяющие как скорость роста кристаллов, так и механизм роста, а в конечном итоге и морфологию кристалла. Так, даже небольшие отклонения поверхности от положения естественной грани приводят к резкому увеличению скорости роста, изменению механизма роста. Это обстоятельство определяет своеобразие регенерационного роста кристаллов, для которого характерным является рост кристалла поверхностями несингулярного типа (Асхабов, 1979).

Связь структуры поверхности с конституционными особенностями кристалла дается через критерий Джексона. В последнее время появляется много работ, в которых устанавливается связь между структурой поверхности и составом кристалла и структурой раствора (среды). При этом указывается, что интенсивность взаимодействий между кристаллом и раствором является важным параметром, определяющим степень шероховатости поверхности кристалла на молекулярном уровне. Вызывает интерес предложение А. Э. Гликина (Гликин, Глазов, 1979) ввести в рассмотрение понятие морфогенетической активности компонентов среды, контролирующих форму кристалла в многокомпонентных средах.

Проблема создания общей кристаллогенетической теории даже на основе выделенных нами характеристик (см. рисунок) затрудняется рядом обстоятельств. Изученность связей между характеристиками совершенно различная. Важно установить не только качественную связь между характеристиками, но и выразить эту связь количественными соотношениями. Определенные ограничения накладывает относительность некоторых ростовых характеристик. Так, при рассмотрении механизма роста в связи со структурой поверхности постулируется послыйный или нормальный механизм роста; применительно к среде механизм роста может рассматриваться как атомно-молекулярный, молекулярный или микроблочный; в зависимости от природы источника ступеней роста — как дислокационный, двумерного зародышеобразования и т. д.; если в основу ставится стадия, лимитирующая процесс роста, то часто говорят о диффузионном или кинетическом механизме, если информация о механизме роста получается из анализа кинетических данных, то говорят о параболическом, квадратичном экспоненциальном или прямолинейном механизме. В той или иной мере это относится и ко всем другим характеристикам роста. В частности, у нас до сих пор нет общепринятого способа выражения пересыщения — движущей силы процессов кристаллизации.

Проблемы генетической интерпретации характеристик роста. Любая характеристика роста, как величина прямо или косвенно связанная с параметрами среды, может быть генетически интерпретирована, т. е. использована для получения информации о среде кристаллообразования. Однако сама по себе генетическая интерпретация характеристик роста представляет собой не решенную еще проблему. Даже казалось бы в простом вопросе — в интерпретации формы

кристаллов, средства и методы изучения которой достаточно хорошо разработаны, нет однозначного решения (Гликин, Глазов, 1979).

Все рассмотренные выше наиболее популярные модели связи структуры кристаллов с их формой совершенно игнорируют влияние среды, поэтому они малоэффективны для решения генетических задач, связанных с определением условий природного кристаллообразования. Однако было бы неверным утверждать, что структурно-морфологические модели вообще не несут генетической информации: вопрос заключается в том, как ее извлекать, не зная каким образом она туда вносится. Мы нуждаемся в таких моделях типа «структура—морфология», в которые бы в явном виде входило по возможности большее число параметров среды. В этом отношении обращают на себя внимание такие модели, как модель И. И. Шафрановского, основанная на принципе динамического поведения структуры в разных средах, или же так называемые структурно-химические модели, в последнее время интенсивно разрабатываемые А. Э. Гликиным. Ими форма кристаллов интерпретируется не только в связи со структурой, как в обычных структурно-морфологических моделях, а принимается во внимание структура и состав кристалла и среды, а также структура кристаллической поверхности и прилегающего к ней слоя раствора (среды).

Сказанное выше относится и к различным чисто термодинамическим моделям, в частности к модели Гиббса—Кюри, в которой форма связывается со структурой поверхности через поверхностную энергию. Предпринимаемые Н. Н. Шефталем усилия приблизить равновесную форму, определяемую принципом Гиббса—Кюри—Вульфа, к реальным формам роста путем введения в рассмотрение не только поверхностной, но и объемной свободной энергии выражают логическую необходимость учета влияния среды. В еще большей степени затруднена генетическая интерпретация таких чувствительных характеристик, как структура поверхности, кинетика и механизм роста.

Решая проблему генетической интерпретации ростовых характеристик следует помнить, что те или иные изменения в характеристиках могут быть вызваны эволюцией нескольких параметров среды или других характеристик роста. Так, резкие колебания скоростей роста свидетельствуют не только об изменении термодинамических параметров, но могут быть вызваны случайными отклонениями в структуре поверхности, изменениями в пересыщении раствора, связанными с неустойчивостью конвективных потоков, и т. д. Постепенное уменьшение скорости роста кристаллов в процессе роста может быть объяснено несколькими причинами: постепенным уменьшением пересыщения раствора, отравлением примесями центров роста, гравитационной дифференциацией раствора. Ограничения генетической интерпретации характеристик роста связаны и с тем, что между характеристиками кристаллов и кристаллообразующей среды нет взаимно однозначного соответствия. Практически каждая характеристика связана со всеми параметрами среды. Одно дело, что связь с некоторыми является определяющей, с другими не очень сильной. И даже это соотношение не остается строго фиксированным для всех случаев. С изменением условий это соотношение меняется. Иногда слабая связь неожиданно может стать преобладающей, как это происходит, например, со связью между формой и составом среды при введении определенных примесей. Кроме того, значимость тех или иных связей зависит от условий. Роль давления, незначительная в морфогенезе в обычных условиях, приобретает особое значение в условиях мантийной кристаллизации.

Хотя полного взаимно однозначного соответствия между отдельными характеристиками роста и параметрами среды не существует, тем не менее нет сомнения, что изменения любого параметра среды прямо или косвенно отражаются на особенностях зарождения и роста кристаллов. Принцип соответствия ростовых характеристик кристаллов параметрам среды выступает в кристаллогенетической теории как основной генетический принцип.

Взаимозависимость самих характеристик роста также не подлежит сомнению: форма кристаллов связана с кинетикой роста, кинетика роста с механизмом роста, механизм роста со структурой поверхности, структура поверхности

со структурой кристалла, структура с его составом. Это общее положение может быть названо принципом взаимосвязи характеристик роста.

Из этих двух принципов логически вытекает следующий третий важный кристаллогенетический принцип — принцип двойственности характеристик роста, т. е. принцип одновременной зависимости характеристик роста от параметров среды и других характеристик роста, выражающий общеизвестное и общепринятое положение о том, что кристалл есть функция не только строения, но и свойства среды. Эта двойственность характеристик роста осложняет задачи их генетической интерпретации. Для корректной интерпретации характеристик роста все обсуждавшиеся выше связи в системе кристалл—среда должны быть достаточно хорошо изучены, причем эта изученность должна быть доведена до уровня кристаллогенетических законов и правил. Создание кристаллогенетических правил и законов, которыми могли бы пользоваться минералоги в своей практической работе, — одна из главных задач, стоящих перед кристаллогенетиками, работающими в области минералогии.

Возвращаясь к проблемам генетической интерпретации характеристик роста, следует отметить, что они в сущности сводятся к проблемам создания давно обсуждаемого в кристаллографических и минералогических кругах кристаллогенетического определителя. Однако то обстоятельство, что конкретная форма кристалла, как и другие характеристики, является результатом действия большого числа факторов, осложняет задачи построений подобного определителя.

Согласно нашей схеме взаимоотношения кристалла и среды, существует принципиальная возможность создания следующих типов кристаллогенетических определителей, предназначенных для выявления условий генезиса кристалла (в крайнем случае для определения тех параметров среды, которые нашли отражение на этой схеме): а) морфогенетического; б) структурногенетического или более общего конституционного; в) поверхностно-структурногенетического или скульптурного; г) кинетикогенетического; д) определителя типа «механизм роста—условия».

Построение таких определителей следует рассматривать как одну из главных задач кристаллогенетических исследований. Если работы по созданию морфогенетических определителей ведутся по нескольким направлениям (Шафрановский, Вовк, 1976; Попов, 1976), то практически без внимания остаются определители других типов. Было бы полезным на начальном этапе составление кристаллогенетических определителей на примере кристаллов двух-трех хорошо изученных минералов: кварца, кальцита, флюорита и т. п. Для этого в широких масштабах должны привлекаться модельные эксперименты.

Высказывающиеся иногда мысли о принципиальной невозможности составления кристаллогенетических определителей должны быть отвергнуты. Весь предыдущий опыт кристаллогенетических и минералогенетических исследований убеждает нас в целесообразности и эффективности дальнейших поисков на пути создания кристаллогенетических определителей.

ЛИТЕРАТУРА

- Асхабов А. М. Регенерация кристаллов. Л., 1979.
Гликин А. Э., Глазов А. И. Проблема генетической интерпретации формы кристаллов. — ЗВМО, 1979, вып. 5.
Григорьев Д. П. Минерал как организм. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976.
Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М., 1975.
Евзикова Н. З. Кристалломорфологические основы учения о типоморфизме минералов. — В кн.: Региональная и генетическая минералогия. Киев, 1979.
Костов И. Морфология и генезис минералов. — В кн.: Региональная и генетическая минералогия. Киев, 1979.
Попов В. А. Пути составления кристаллогенетического определителя. — В кн.: Кристаллогенезис и процессы минералообразования. Л., 1976.
Пунин Ю. О., Петров Т. Г., Трейвус Е. Б. Низкотемпературное моделирование процессов минералообразования. — ЗВМО, 1980, вып. 5.
Шафрановский И. И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л., 1974.
Шафрановский И. И. Кристаллографические законы в минералогии. — ЗВМО, 1978, вып. 5.

Шафрановский И. И., Вовк О. О. О кристаллогенетическом определителе минералов. — В кн.: Кристаллогенезис и процессы минералообразования. Л., 1976.

Юшкин Н. П. Генетикоинформационная минералогия: общие задачи. — Ежегодник-1971 Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, Сыктывкар, 1971.

Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977а.

Юшкин Н. П. Эксперимент в минералогии: функции, методы, проблемы. — Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1977б, вып. 23.

Юшкин Н. П. Практическое значение онтогении минералов. — ЗВМО, 1980, вып. 4.

Юшкин Н. П., Жабин А. Г. Перспективные направления генетической минералогии. — ЗВМО, 1978, вып. 5.

Ю. О. Пунин, Е. Н. Котельникова

ПОЛИТИПИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Политипные соединения, принадлежащие к классу слоистых OD-структур (order-disorder structures; Дорнбергер-Шифф, 1969), редко образуют монокристаллы чистых политипных модификаций. При кристаллизации как в природных, так и в лабораторных условиях в кристаллах политипов обычно возникают нарушения правильной последовательности чередования слоев — дефекты упаковки (Вишняков, 1970). В зависимости от характера распределения дефектов упаковки по кристаллу различаются следующие варианты: а) одномерная статистическая разупорядоченность; б) полисинтетическое двойникование по плоскости упаковки; в) синтаксия, или параллельное срастание

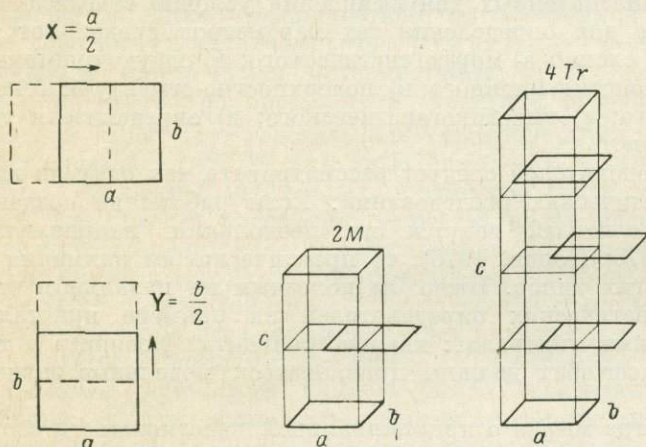


Рис. 1. Схематическое изображение структуры ферроцианида калия.

по плоскости упаковки разных политипов. Поясним это примером. Для ферроцианида калия возможны два варианта упаковки идентичных слоев: с вектором упаковки $X = \frac{a}{2}$ и с вектором упаковки $Y = \frac{b}{2}$. Соответственно существуют две политипные модификации (рис. 1) — моноклинная 2M (последовательность векторов упаковки XXXX... или YYYU...) и тетрагональная 4Tr (последовательность XYXYXY...). Различные типы нарушений правильной последовательности векторов упаковки можно тогда записать следующим образом (исходная фаза 2M):

а) разупорядоченность (d): $\overbrace{\text{XXXUXXUXXXXXU}}^{2 M_d} \dots$

б) двойникование (tw): $\overbrace{\text{XXXX}}^{2 M} \overbrace{\text{YUUU}}^{2 M_{tw}} \overbrace{\text{XXXX}}^{2 M} \dots$

в) синтаксия $\overbrace{\text{XXXX}}^{2 M} \overbrace{\text{XYXYXYXY}}^{4 Tr} \overbrace{\text{XXXX}}^{2 M} \dots$

Естественно, что четких границ между этими типами нарушений не существует, поскольку толщина монотипных пачек в переслаивании может варьировать в широких пределах. С практической точки зрения удобно выделить три масштаба разупорядоченности, достаточно легко различимые при комплексном исследовании кристаллов оптическими и рентгеновскими методами. Границы масштабов и диагностические признаки приведены в табл. 1. Подробно методика оптического и рентгеновского изучения, разработанная на ферроцианиде калия и применимая также к слюдам, описана ранее (Пунин и др., 1981).

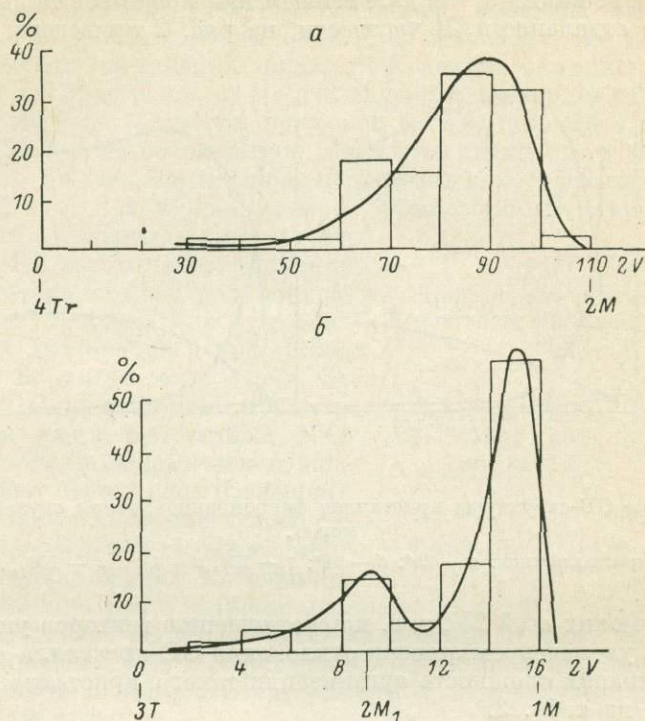


Рис. 2. Распределение кристаллов в кристаллите по углам $2V$.

а — ферроцианид калия; б — фторфлогопит.

В «монокристаллах» политипных соединений обычно присутствуют все три типа описанных выше слоев нарушений и часто — все три масштаба разупорядоченности одновременно. Такие кристаллы со сложным переслаиванием одинаковых двумерных структурных единиц будем вслед за Дорнбергер-Шифф называть OD-кристаллами (Dornberger-Schiff, 1979).

Таблица 1

Масштабы упорядоченности (толщина монотипных пачек в OD-кристаллах)

Масштаб упорядоченности	Диагностические признаки	
	оптические	рентгеновские
Оптически гетерогенные кристаллы, $\delta > 3000 \text{ \AA}$	Искаженная коноскопия	Смесь модификаций + + двойники
Оптически гомогенные, рентгеновски гетерогенные кристаллы, $3000 \text{ \AA} > \delta > 300 \text{ \AA}$	Нормальная коноскопия, переменные $2V$ и дву-преломление	
Рентгеновски гомогенные разупорядоченные кристаллы, $\delta < 300 \text{ \AA}$		Диффузное размытие рефлексов

Эксперимент, а также многочисленные геологические данные показывают, что в одних и тех же условиях кристаллизации образуется непрерывный набор OD-кристаллов с разной степенью отклонения от чистых политипных модификаций. Распределение кристаллов по степени этого отклонения назовем OD-распределением. Примеры OD-распределения показаны на рис. 2. Заметим, что полная количественная характеристика OD-кристалла должна включать как брутто-соотношение векторов смещения (например, для ферроцианида калия — $\Sigma X/\Sigma Y$), так и степень разупорядоченности. Пока такой единой числовой характеристики не найдено, и в дальнейшем нам придется пользоваться этими величинами по отдельности. В частности, на рис. 2 приведены распределения

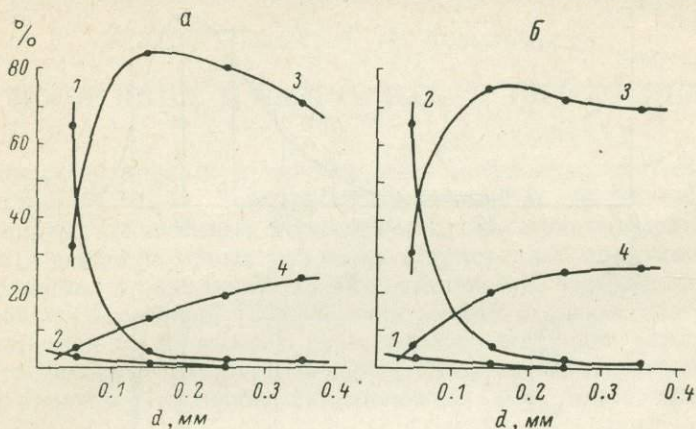


Рис. 3. Изменение OD-структуры кристаллов ферроцианида калия с увеличением их размеров.

Температура кристаллизации: а — 25°; б — 50°; 1 — 2M, 2 — 4Tr, 3 — 2M_{tw}, 4 — 2M_{tw} + 4Tr.

по углам оптических осей 2V, т. е. по соотношению векторов упаковки (Пуни и др., 1982). С увеличением степени отклонения OD-кристалла от чистой политипной модификации сложность организации такого кристалла возрастает, что хорошо видно из табл. 2.

Таблица 2

Корреляция $\Sigma X/\Sigma Y$, фазового состава и разупорядоченности OD-кристаллов ферроцианида калия

Характеристика OD-кристаллов	Значения характеристик					
	0	5—20	30—40	50—60	70—100	102
2V град	1	0.99—0.90	0.80—0.70	0.55—0.35	0.30—0.01	0
$\Sigma X/\Sigma Y$	4Tr	4Tr _d	(4Tr + 2M _{tw}) _d	(2M _{tw} + 4Tr) _d	(2M _{tw}) _d	2M _d
Фазы	0	0.5	15	11	7	3.5
Разупорядоченность $\Delta 2\theta_{ср}$, град; рефлексы (703) и (905)						

В настоящее время существует до десятка различных теорий образования политипов. Подробный разбор и критику этих теорий можно найти в книге А. Вермы и П. Кришны (1969) и более позднем обзоре (Trigunayat, Chada, 1974). Ни одна из имеющихся теорий не объясняет всей совокупности экспериментальных данных по образованию политипов и OD-кристаллов. В 1970 г. Александером и Мардиксом (Trigunayat, Chada, 1974) была предложена и экспериментально обоснована на ZnS теория образования политипов путем мартенситного превращения по известному полюсному механизму Коттрелла—Билби (Фридель, 1967). Превращение происходило при охлаждении уже выращенного кристалла от температуры синтеза до комнатной температуры, причем политип 3С переходил в политип 4Н, 6Н и разупорядоченные OD-кристаллы. Нами на ферроцианиде калия было показано, что преобразование одной OD-структуры данного семейства в другую (в частности, переход одной из той политип

ной модификации в другую либо чаще в сложный ОД-кристалл) действительно происходит путем твердофазного превращения мартенситного типа. Однако это преобразование (которое мы будем называть ОД-превращением) происходит не после роста, а непосредственно в процессе роста кристаллов (Пунин, Жоголева, 1980).

На рис. 3 показано, как с увеличением размера кристаллов, т. е. времени роста, возрастает сложность их ОД-структуры. Полусный механизм ОД-превращения обеспечивает образование монотипных пачек значительной толщины. Напомним суть этого механизма. Частичная дислокация, ограничивающая дефект упаковки, образует узел с дислокацией, имеющей винтовую компоненту, нормальную плоскости упаковки. Под действием тангенциальных напряжений частичная дислокация «вращается» вокруг полюсной, при этом дефект упаковки распространяется на последующие плоскости решетки с интервалом, равным вектору Бюргера полюсной дислокации. Этим и определяется период вновь образующегося политипа, а толщина пачки, т. е. масштаб упорядоченности, — тем, на сколько плоскостей решетки сумеет распространиться дефект упаковки, т. е. в конечном итоге — тормозящим действием дислокаций «леса» и примесей, закрепляющих частичную дислокацию. Отсюда непосредственно следует, что степень сложной разупорядоченности должна возрастать с увеличением плотности дислокаций в кристалле, что действительно имеет место (табл. 3).

Поскольку ОД-превращение происходит в процессе роста кристаллов, т. е. в отсутствие как термодинамической движущей силы превращения, так и внешних напряжений, единственной движущей силой в этом случае могут быть только внутренние ростовые напряжения. Источником этих напряжений при росте из растворов является неоднородный захват примесей кристаллом (Пунин, Жоголева, 1980). Конечно, в природных системах возможны и другие источники напряжений, например, термические напряжения, усадочные напряжения, кристаллизационное давление и т. д.

Так как концентрация захваченных при росте примесей и плотность дислокаций неоднородны по кристаллу, ОД-превращение развивается в разных участках кристалла неравномерно. Возникает пространственная неоднородность ОД-структуры, которая неоднократно наблюдалась для многих политипных соединений (в частности, для слюды). Развитие пространственной ОД-неоднородности в процессе роста было детально изучено нами на ферроцианиде калия и подробно описано ранее (Пунин и др., 1982). Как видно из рис. 3, первоначально при спонтанной кристаллизации возникают однородные кристаллы чистой политипной модификации, устойчивой в данном температурном интервале. При дальнейшем росте кристаллы претерпевают ОД-превращение, которое проходит три стадии, соответствующие трем анатомическим типам ОД-кристаллов.

1. Возникновение локальной ОД-неоднородности (рис. 4, а). Превращение локализовано в пределах небольших участков, пространственно связанных либо с крупными визуальными дефектами (включениями, трещинами), либо с ростовыми дислокациями большой мощности.

2. Развитие естественной ОД-секториальности (рис. 4, б). Превращение происходит независимо в пределах каждой пирамиды роста, дислокационные границы пирамиды роста задерживают распространение дефектов упаковки. При этом простым формам с большей скоростью роста соответствуют пирамиды роста с более сложной ОД-структурой.

3. Развитие наложенной секториальности (рис. 4, в). Когда внутренние напряжения становятся достаточно большими, частичные дислокации, ограничивающие дефекты упаковки, прорывают дислокационные границы пирамид роста и возникает новая секториальность, секущая естественную. Кристаллы

Таблица 3

Корреляция разупорядоченности и плотности дислокаций в кристаллах фторфлогопита

Модификация	Плотность дислокаций	
	$\bar{\rho}$, 1/см ²	$\sigma_{\bar{\rho}}$
1M	145	90
d или 1M _d	760	295

этого типа по виду напоминают двойники прорастания, хотя кристаллографически таковыми не являются.

В отличие от полиморфов энергетические различия между разными политапами данного соединения столь незначительны, что они не имеют строго определенных температурных областей устойчивости. Тем не менее в данном семействе OD-структур можно выделить небольшое число максимально упорядоченных MDO-структур или основных политипов (Дорнбергер-Шифф, 1969), которые можно рассматривать как термодинамические фазы. Действительно, хотя в одних условиях кристаллизации возникают разные OD-структуры, частота появления того или иного политипа зависит от температуры кристаллизации. Этот факт неоднократно подтверждался на многих искусственных соединениях. OD-распределения ферроцианида калия, построенные на основе экспериментальных данных, полученных для двух температур кристаллизации — 25 и 50° (остальные условия одинаковы), показывают, что, несмотря на очень боль-

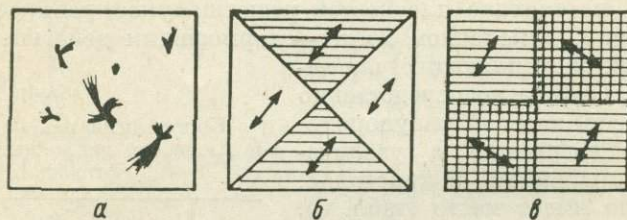


Рис. 4. Стадии OD-превращения ферроцианида калия.

a — локальная неоднородность; *б* — естественная секториальность; *в* — наложенная секториальность. Стрелками указано положение плоскости оптических осей.

шие дисперсии, каждое распределение имеет четко выраженный максимум, который при 25° смещен в сторону модификации 2М, а при 50° — в сторону 4Тг. Литературные данные также подтверждают, что фаза 2М является низкотемпературной, а фаза 4Тг — высокотемпературной. Таким образом, температурный контроль структурообразования политипов существует, однако осуществляется он статистически, проявляясь в увеличении доли соответствующей MDO-структуры в OD-кристаллах как по отдельным кристаллам, так и в целом по ансамблю.

Стабилизация полиморфных модификаций вне их областей устойчивости структурными примесями известна достаточно хорошо. Аналогичные данные, хотя зачастую и противоречивые, имеются и для политипов. Так, устанавливались корреляции между структурным типом SiC и содержанием Al, Tb и Sc; примесь Re повышает устойчивость фазы 3R молибденита. Для слюд сильный структурно-химический контроль фазообразования является фактом, по-видимому, неоспоримым. Эксперименты на ферроцианиде калия показывают, что химический контроль политипов не только существует, но и доминирует над температурным контролем. Примесь КОН стабилизирует модификацию 4Тг ферроцианида калия, примесь K_2CrO_4 — модификацию 2М. Соответственно в температурной области устойчивости стабилизируемой MDO-структуры введение примеси-стабилизатора сжимает OD-распределение к чистой фазе. В области устойчивости другой MDO-структуры та же примесь приводит к сильному размытию OD-распределения, причем на кривой появляется второй максимум, сдвинутый к стабилизируемой MDO-структуре. Аналогичные данные получены и для фторфлогопита — введение ряда примесей (Ti, V, Sr, Ba и др.) приводит к практически однородному политипному составу кристаллизата. OD-распределение полностью сжимается к чистой фазе 1М.

Интенсивность процесса слоевого разупорядочения политипных кристаллов, т. е. размытия OD-распределения, определяется двумя факторами:

а) уровнем внутренних напряжений, т. е. величиной движущей силы OD-превращения;

б) дефектностью кристаллов, определяющей частоту зарождения дефектов упаковки и способность их к расширению.

Оба фактора определяются захватом примесей, приводящих к гетерометрии и создающих внутренние напряжения в кристалле. Такие примеси естественно назвать дестабилизирующими (вопрос о том, может ли одна и та же примесь работать как стабилизирующая и как дестабилизирующая, требует особого рассмотрения). Таким образом, размытие OD-распределения усиливается прежде всего с увеличением концентрации дестабилизирующих примесей в среде кристаллизации. Так, показано, что для SiC высокой степени чистоты политипизм незначителен или вовсе отсутствует; ZnS, выращенный из газовой фазы в вакууме, гораздо более однороден по политипному составу, чем в атмосфере Ag или H₂S (Верма, Кришна, 1969). Ферроцианид калия может быть очищен от случайных примесей (главным образом продуктов разложения) путем обратной перекристаллизации. Как было показано нами ранее (Пунин, Жоголева, 1980), обратная перекристаллизация действительно сдвигает максимум OD-распределения в сторону чистой фазы, в то время как при прямой перекристаллизации (приводящей к накоплению примесей) максимум локализуется в области промежуточных, наиболее разупорядоченных OD-структур.

Неравновесный захват примесей кристаллами и их дефектность увеличиваются при повышении скорости кристаллизации. Поэтому пересыщение и скорость роста являются важнейшими факторами, определяющими степень размытия OD-распределения. Действительно, и для природных, и для искусственных политипных соединений установлены корреляции между пересыщением (скоростью, длительностью кристаллизации) и структурным состоянием продукта кристаллизации. Для малых скоростей роста характерно образование MDO-структур, а также в ряде случаев политипов с большими периодами, но упорядоченных. Увеличение пересыщения приводит к возрастанию разупорядоченности.

Наши результаты показывают, что образование OD-кристаллов и вообще политипов контролируется не столько термодинамическими, сколько кинетическими факторами. Так, установлено, что степень размытия OD-распределения для фторфлогопита резко возрастает с уменьшением времени синтеза, а также сильно зависит от положения образца в слитке, т. е. от локальной скорости кристаллизации. Для ферроцианида калия обнаружена прямая зависимость разупорядоченности кристаллов от пересыщения. Наконец, наблюдается корреляция микро- и макродефектности кристаллов со степенью сложности их OD-структуры.

У читателя, ознакомившегося с этой статьей, может сложиться впечатление, что генетикоинформационная ценность слоистых OD-минералов весьма невелика, если вообще не равна нулю. Это, конечно, далеко не так. Прежде всего термодинамический контроль структурообразования все же существует, хотя и сильно замаскирован кинетическими явлениями. Поэтому для получения сколько-нибудь достоверных данных об условиях генезиса необходимы массовые статистические исследования. Структурная характеристика одного или нескольких индивидов ни в коей мере не может характеризовать всю породу в целом.

Все же основной информацией в структуре OD-кристаллов является информация о кинетических, а не термодинамических условиях кристаллизации. Элементами, несущими эту информацию, являются: медиана и дисперсия OD-распределения (по соотношению векторов упаковки), степень слоевой разупорядоченности, средний масштаб упорядоченности и его дисперсия, OD-анатомия кристаллов. Поскольку ростовое OD-превращение контролируется целым рядом факторов, естественно, изучение OD-структуры кристаллов должно сопровождаться одновременным изучением их химизма и дефектности, а связь между условиями роста и структурными особенностями должна представляться в виде критериальных зависимостей между комплексами соответствующих переменных.

ЛИТЕРАТУРА

- Верма А., Кришна П. Полиморфизм и политипизм в кристаллах. М., 1969.
Вишняков Я. Д. Дефекты упаковки в кристаллических структурах. М., 1970.
Дорнбергер-Шифф К. Лекции по OD-структурам. М., 1969.

Пуин Ю. О., Жоголева В. Ю. Об условиях образования поли типов ферроцианида калия. — Неорган. матер., 1980, т. 16, № 10.

Пуин Ю. О., Котельникова Е. Н., Жоголева В. Ю., Исаева Г. П. Разупорядоченность, синтаксис и двойникование поли типов. — В кн.: Кристаллография и кристаллохимия. Вып. 4. Л., 1982.

Фридель Ж. Дислокации. М., 1967.

Dornberger-Schiff K. OD-structures — a game and bit more. — Krist. and Technik, 1979, v. 14, N 9, S. 1027—1045.

Trigunayat G. C., Chada G. K. Progress in the study of Polytypism in crystals. — Phys. Stat. Solidi, (a), 1974, v. 4, N 1, S. 9—42; N 2, S. 281—304.

А. Э. Гликин, А. И. Глазов

О РАЦИОНАЛЬНОМ И ДИСКУССИОННОМ В ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ

При генетической интерпретации формы кристаллов данного минерала возникают три типа задач: 1) расшифровка молекулярного и макроскопического механизма образования экспериментально определенной формы при известных параметрах среды (условиях роста); 2) предсказание формы для заданных параметров при расшифрованном механизме роста; 3) определение параметров среды по известной форме кристаллов при предполагаемом механизме роста. Триада «форма—условия—механизм» неделима: необходимы достаточно достоверные и полные сведения о двух компонентах триады для определения третьего. Эти задачи перечислены в порядке, соответствующем наиболее общей последовательности этапов любого исследования. Задачи каждого последующего этапа усложняются по сравнению с задачами предыдущего. Невозможно решение задач третьего этапа, минуя первые два, а также задач всех этапов без изучения конкретных сред минералообразования и исследования кристаллов на атомно-молекулярном и макроскопическом уровнях.

Обращает на себя внимание особая роль механизма роста в триаде. Параметры среды и форма кристаллов могут быть измерены или заданы с высокой точностью, в то время как механизм роста пока недоступен для непосредственного инструментального анализа и может быть раскрыт только путем моделирования, сопровождающегося экспериментальной проверкой моделей. Сложность задачи генетической интерпретации на всех этапах заключается в большом количестве функциональных связей между формой кристаллов и параметрами среды. Связи эти не могут быть заданы априори: кристалл и среда взаимодействуют друг с другом и сложным образом объединяются в механизме роста. Поэтому центральная проблема генетической интерпретации — разработка метода исследования механизма роста (Гликин, Глазов, 1979). Проиллюстрируем изложенное.

На рис. 1 изображена схема основных взаимодействий в системе «кристалл—раствор»,¹ совмещенная со схемой получения генетической информации. Состояние раствора (его взаимосвязанные параметры — состав, температура, давление, пересыщение Δc , гидродинамика и, возможно, ряд других) представляет собой искомую минералогенетическую информацию. Ее источник — взаимосвязанные свойства реального кристалла, в том числе форма. Сведения о механизме роста, объясняющие причину и способ образования комплекса реальных свойств кристалла, составляют основу аппарата для извлечения генетической информации. Напомним, что в целом механизм роста обусловлен состоянием переходного слоя, который подразделяют на диффузионный слой и адсорбционную пленку между кристаллом и раствором (рис. 1). Состав переходного слоя неоднозначно определяется преимущественно составами среды и кристалла, а его структура — структурой кристалла и структурой и $P-T-\Delta c$ параметрами среды.

¹ Все природные среды кристаллизации являются растворами.

Изложенное выше составляет рациональную основу для выявления дискуссионных аспектов теории морфогенезиса.

В связи с тем что влияние диффузионных и гидродинамических процессов на рост проанализировано весьма детально (Шафрановский, 1974; Трейвус, 1979), центральная проблема сужается и состоит в разработке метода исследования адсорбционных явлений в механизме роста. Основные теоретические предпосылки и практические приемы такого метода, заложенные в трудах Ф. Панета, Л. Руайе, Г. Г. Леммлейна, Ч. Банна, Т. Г. Петрова, обобщены и рассмотрены нами ранее (Гликин, Глазов, 1979; Glikin, 1981). Главный аспект метода заключается в определении характерных химических компонентов адсорбционной пленки, подчиненный аспект — в определении структурного мотива адсорбционной пленки для каждой грани, представленной на кристалле.

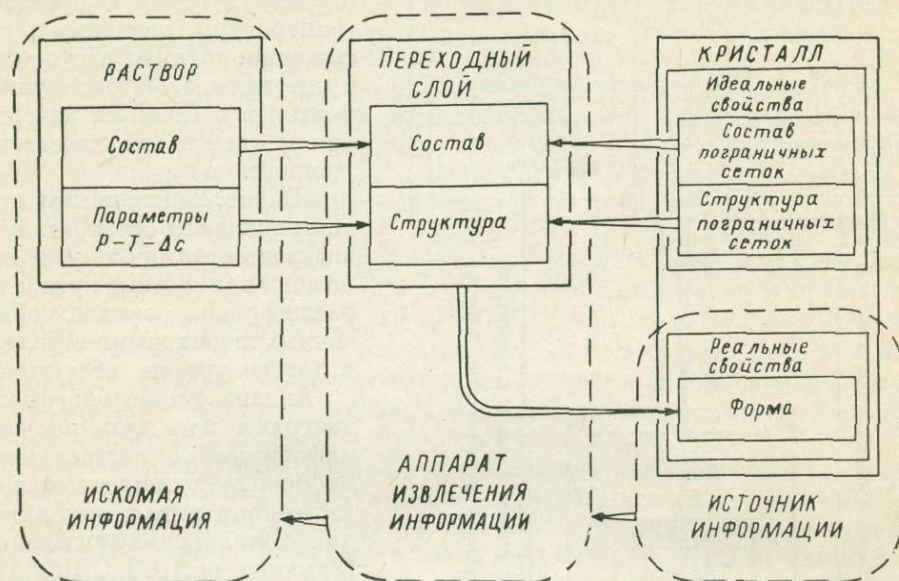


Рис. 1. Схема основных взаимодействий и получения генетической информации в системе «кристалл—раствор».

В соответствии с этой иерархией метод назван нами «структурно-химическим методом» (СХМ). Схема метода приведена на рис. 2.

Схема отражает следующие представления. Адсорбционная пленка в основном сложена частицами растворителя. Состав первого ее слоя обуславливается составом кристалла, так как этот слой формируется за счет отбора кристаллом заряженных частиц растворителя, которые наиболее прочно связываются с частицами кристалла; правило Панета соотносит высокую прочность образующихся связей с низкой растворимостью соответствующих соединений. Последующие слои представляют собой электронейтральный квазикристаллический каркас одного из преобладающих в растворителе веществ, устойчивого при условиях, достаточно близких к условиям роста кристалла; частицы первого слоя входят в состав этого вещества.

Пленка наследует элементы периодичности двумерной структуры поверхности кристалла, как это происходит при эпитаксии. Возможности наследования ограничены пределами деформаций, допустимыми для структур вещества пленки, что в значительной степени определяет отбор реальных граней из всей их совокупности. Чем меньше деформации, тем прочнее пленка и тем сильнее она тормозит рост кристалла в данном направлении.

Реакция состава и соответственно структуры пленки на изменение состава растворителя различна для разных граней кристалла, чем и обусловлен механизм влияния химизма среды на форму кристалла. Влияние на пленку температуры, давления и пересыщения может иметь два механизма. Первый механизм — это фазовые превращения ее квазикристаллической структуры, реальность ко-

Анализ геометрического и кристаллохимического соответствия структур имеет даже количественный аспект, заключающийся в измерении процентного соответствия линейных элементов структур и в подборе граней адсорбата и адсорбента, имеющих взаимное геометрическое соответствие. Процедура этого измерения (Леммлейн, 1949), предложенная Л. Руайе, достаточно ясна при сопоставлении геометрически подобных мотивов сеток (например, квадратных или гексагональных). Затруднения, возникающие при сопоставлении геометрически различных мотивов (например, неподобных прямоугольных), можно преодолеть, заменив линейные элементы площадными. Но при этом остается открытым вопрос о допустимых деформационных пределах, поднятый еще Ф. Франком (Новые исследования. . ., 1950), который указал на решающую роль типа химической связи в их установлении.

Влияние кристаллохимического соответствия структур грани и адсорбционной пленки также вполне предсказуемо качественно на основе второго и третьего правил Руайе (Леммлейн, 1949). Ясно, например, что при росте флюорита адсорбция натрия на вакантных позициях кальция эффективнее адсорбции лития. Однако неясна количественная мера этой эффективности. Мы считаем возможным испытать в качестве такой меры средние пределы изоморфной смесимости соответствующих элементов (в приведенном примере это пары Na—Ca и Li—Ca) для достаточно представительной совокупности соединений.

В рамках геометро-кристаллохимического соответствия представляется необходимым анализировать взаимную ориентацию связей в структурах подложек и адсорбируемых пленок, что можно приближенно оценить по взаимной ориентации гладких (F) и огрубленных (S , K) граней соответствующих веществ. Возможны 4 случая ($F_{\text{адс}} \parallel F_{\text{подл}}$; S , $K_{\text{адс}} \parallel S$, $K_{\text{подл}}$; $F_{\text{адс}} \parallel S$, $K_{\text{подл}}$ и S , $K_{\text{адс}} \parallel F_{\text{подл}}$). Прежде всего необходимо уяснить относительную прочность пленки в каждом случае для разных типов связи, которые могут быть различными в подложке и пленке.

Анализ фазовых превращений в квазикристаллических структурах пленки под действием P — T — Δc параметров пока не обсуждался. Неясна вообще его допустимость. Для его применения во всяком случае очевидна необходимость в обобщенных данных о смещении точек фазовых переходов в тонких пленках под влиянием подложки. При этом напомним, что фазовые диаграммы заключают в себе информацию о фазовых переходах.

Таким образом, СХМ — качественный метод, отражающий самые общие закономерности процесса кристаллизации и применимый пока для более или менее правдоподобного объяснения кинетических и морфологических особенностей роста кристаллов. Существенно, что применение этого метода предполагает обязательный учет большинства важнейших факторов реального кристаллообразования. Поэтому не имеет смысла развитие дискуссии о правомерности СХМ по сравнению со структурно-геометрическими методами объяснения формы кристаллов (Гликин, Глазов, 1972;² Шафрановский, 1981; Глазов, Гликин, 1981); необходимо всестороннее обсуждение способов учета отдельных факторов и деталей процесса кристаллизации и их обобщенного количественного представления.

Разнообразие особенностей формы кристаллов порождает вторую основную проблему: определение понятия формы реального кристалла как генетического признака и ее полное численное представление — морфометрию (Глазов, 1981).

Понятие «форма кристалла» нуждается в расширении. Классическая геометрическая кристаллография в общем удовлетворялась указанием набора $\{hkl\}$, частоты наблюдения данной простой формы на кристаллах данного вещества и качественной оценкой степени развития ее граней. Сейчас под формой кристалла следует понимать полную совокупность естественных поверхностей ограничения кристаллического индивида. Форма кристалла может считаться заданной, если известны пространственные координаты любой точки на его поверхности.

² В этой статье приведен также причинно-следственный анализ соответствия между теоретическими принципами СХМ и интерпретацией статистических данных методами Браве и Гартмана—Пердока.

Нуждается в уточнении и понятие «грань кристалла». Обсуждение всех морфологических феноменов роста должно опираться на факт послышного нарастания граней, поэтому в генетическом и геометрическом смысле под гранью необходимо понимать плоские участки поверхности кристалла, параллельные соответствующим структурным плоскостям. Существенно отметить, что идеально плоские индивидуализированные участки на поверхности кристалла обычно не превышают по площади нескольких квадратных микрометров, о чем свидетельствует опыт электронной микроскопии. Ступени слоев роста могут иметь любую толщину вплоть до атомарной; соответственно этому и способы изучения формы кристалла должны включать весь комплекс методик — от оптических до электронно-микроскопических.

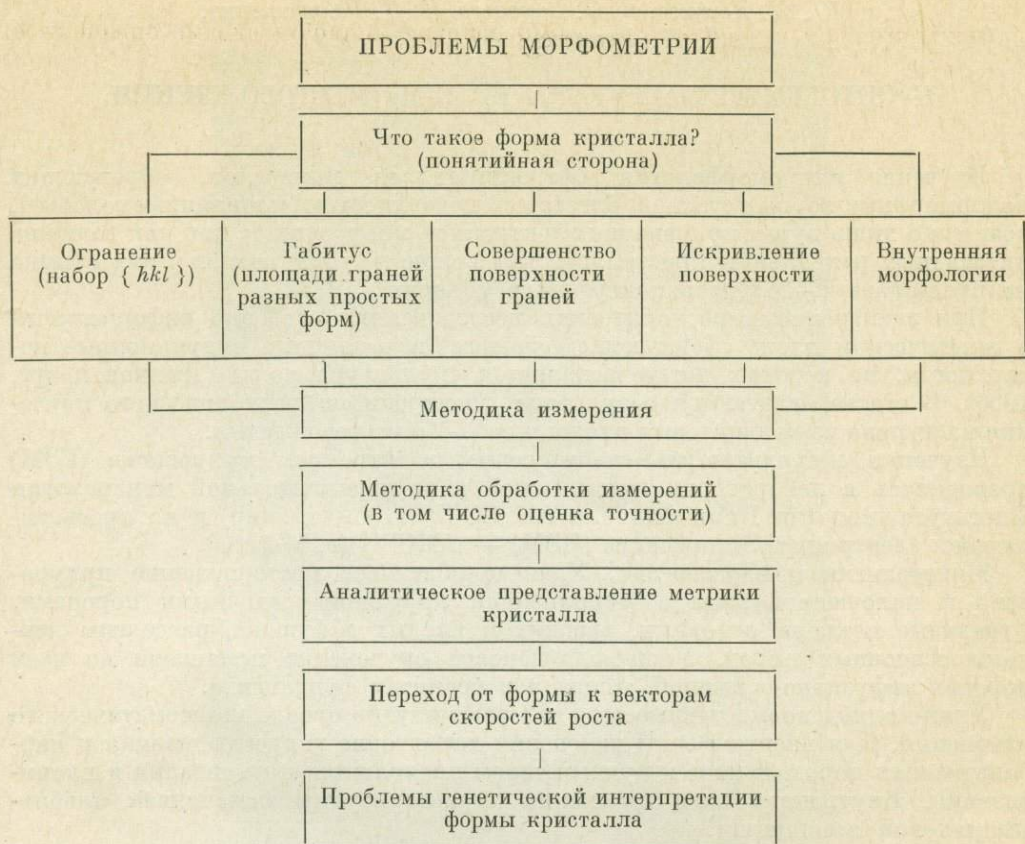
Наряду с установлением микроморфологических признаков механизма роста граней необходимым этапом является численное представление макроскопической метрики конкретного многогранника. Пока не существует способов оперативного измерения координат точек на поверхности кристалла. Поэтому проще всего задание метрики осуществляется фотометрированием отраженных поверхностью кристалла световых пучков (Глазов, 1981). Способ фотометрирования по своей сущности является интегральным, так как в данном направлении фотометрирования объединены рефлексы от всех плоских участков поверхности образца, отвечающих данной кристаллографической ориентации. Но на возможности такого интегрирования наложены ограничения, связанные с волновой природой света. Например идеально плоская длинная грань шириной в несколько микрометров работает как узкая щель. В отраженном ею пучке полная интенсивность (пропорциональная площади грани) не сосредоточена в направлении геометрического отражения, а распределяется между главным и боковыми дифракционными максимумами, причем главный максимум имеет угловую ширину около 10° . Аналогичным образом естественный микро-рельеф граней приводит к дифракционному рассеянию света по направлениям, не соответствующим геометрически правильному отражению. Учет этого рассеяния необходим для повышения достоверности (точности) фотометрирования и требует специального рассмотрения.

С другой стороны, фотометрирование оптических рефлексов нечувствительно к неровностям, меньшим длины световой волны. Поэтому оптически гладкие вицинальные грани, составленные постепенно убывающими плоскими слоями сингулярной грани, на которой они находятся, дают собственные точечные рефлексы, не совпадающие с рефлексом от грани-основания. Угол α наклона вицинальных граней к порождающей их плоскости зависит от условий роста и может меняться от 0 до 90° . Измерение площади граней с вицинальными пирамидами должно поэтому включать вычисления ортогональных проекций вицинальных плоскостей на плоскость основной грани, т. е. умножение измеренных площадей на $\cos \alpha$.

В настоящее время в морфометрии кристаллов много проблем, вытекающих из обсужденных выше вопросов кристаллогенезиса. Общая структура морфометрии и ее проблем представлена блок-схемой, изображенной ниже.

Поясним содержание параметров, определяющих форму кристалла, с указанием основной информации, которую каждый из них дает для генетической интерпретации формы кристаллов.

Ограничение является традиционной морфологической характеристикой. При известной структуре кристалла оно позволяет выявить геометрию плоских сечений, принимавших участие в процессе роста, что необходимо для восстановления картины адсорбционных явлений при росте. Габитус выражается отношением площадей граней. Как известно, он отражает относительные скорости роста соответствующих граней. Совершенство поверхности граней — сложная характеристика, включающая собственно шероховатость поверхности и геометрию и плотность распределения аксессуариев роста на гранях. Количественную меру шероховатости можно связать с разделением граней на F -, S - и K -грани, имеющие разный механизм роста. Плотность аксессуариев и их геометрия отражают, в частности, дислокационную структуру кристалла. Искривленные поверхности на формах роста представлены главным образом фрагментами конических поверхностей. Их появление и генетическая интерпретация не мо-



гут пока быть строго обоснованы теоретически. Наконец, внутренняя морфология содержит в себе данные о динамике формы кристалла во все время его существования и является наиболее наглядным, легко выявляемым и, по-видимому, наиболее чувствительным и универсальным онтогенетическим индикатором.

Методика измерения существует в удовлетворительном виде только для первых двух параметров. Все же остальные методические элементы блок-схемы нуждаются в интенсивной разработке, так как правильная интерпретация морфогенеза кристаллов во всяком случае невозможна без полноценного фактического материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Глазов А. И. Методы морфометрии кристаллов. Л., 1981.
- Глазов А. И., Гликин А. Э. Необходимые разъяснения к статье «Проблема генетической интерпретации формы кристаллов». — ЗВМО, 1981, вып. 2.
- Glikin A. E. Effect of flux components on CaF_2 crystal habit. — J. Cryst. Growth, 1981, v. 52, N 1.
- Гликин А. Э., Глазов А. И. Проблема генетической интерпретации формы кристаллов. — ЗВМО, 1979, вып. 5.
- Гликин А. Э., Николаева В. П., Петров Т. Г. Кристаллизация бифталата калия в нейтральных и щелочных водных растворах. — В кн.: Физика кристаллизации. Вып. 2. Калинин, 1979.
- Леммлейн Г. Г. Секториальное строение кристаллов. М., 1949. (Перездано в кн.: Г. Г. Леммлейн. Морфология и генезис кристаллов. М., 1973).
- Новые исследования по кристаллографии и кристаллохимии, № 2 (дискуссия по I части). М., 1950.
- Сипягин В. В., Чернов А. А., Федин Э. И., Окулевич П. О., Блюменфельд А. Л. Исследование тонких адсорбированных пленок раствора на гранях кристаллов методом ЯМР. — Кристаллография, 1976, т. 21, вып. 2.
- Трейвус Е. Б. Кинетика роста и растворения кристаллов. Л., 1979.
- Шафрановский И. И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л., 1974.
- Шафрановский И. И. Некоторые замечания по поводу проблемы генетической интерпретации формы кристаллов. — ЗВМО, 1981, вып. 1.

К ОНТОГЕНИИ НАСТУРАНА ИЗ U-Мо МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучение микроморфологии сферокристаллов минералов, образующих колломорфные корки с гладкой блестящей поверхностью («стеклянные головы»), возможно лишь путем применения электронной микроскопии, так как толщина нитевидных радиальных кристаллических волокон субиндивидов в них обычно не превышает 1—5 мкм в поперечнике (Дымков, 1973).

При электронномикроскопических исследованиях особенно информативны в генетическом плане сферические (гранные) и различные индукционные поверхности, на которых четко выявляется скульптура роста (Дымков и др., 1980). В статье излагаются результаты электронномикроскопического изучения настурана из кальцитовых прожилков U-Мо месторождения.

Изучение сферолитов на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) проводилось в лаборатории генетической и экспериментальной минералогии Института геологии Коми филиала АН СССР (г. Сыктывкар) и на просвечивающем электронном микроскопе (ПЭМ) — в МГРИ (г. Москва).

Минералогия и парагенезис. Уран-молибденовое месторождение приурочено к наложенной мульде, заполненной эффузивно-осадочными породами. Отдельные покровы основных, средних и кислых эффузивов разделены пачками осадочных пород. Уран-молибденовое оруденение проявлено во всех породах эффузивно-осадочной толщи и в гранитах фундамента.

Уран-молибденовые рудные тела залегают внутри ореола метасоматического изменения. Для внешней зоны изменения характерна гидрослюдизация и карбонатизация пород. Ближе к рудным телам проявляется пиритизация и хлоритизация. Внутренняя зона изменения характеризуется появлением альбит-гематитовой ассоциации.

Урановая минерализация представлена главным образом настураном нескольких генераций (Рогова и др. 1970; Никитин, 1977), в незначительной степени коффинитом и уран-титанатами.

Во внешней части альбит-гематитовой зоны настуран обособляется вокруг включений пирита, а также в виде сферолита в хлорите. В центральных частях рудного тела количество вкрапленного настурана увеличивается, появляются прожилки, выполненные кальцитом, почковидными корками настурана и хлоритом.

Изученный образец взят из настуран-кальцитовых прожилков, приуроченных к трахидацитам и принадлежит к кварц-настуран-флюоритовой ассоциации, образовавшейся (по схеме А. А. Никитина, 1977) в настуран-молибденовую стадию.

Параметр кристаллической решетки настурана из основания почки $a_0 = 5.432 \pm 0.002 \text{ \AA}$ из верхней части почки — $5.444 \pm 0.002 \text{ \AA}$. По зальбандам прожилка мощностью 3 см непосредственно к породе примыкают тонкие (5—6 мм) друзовые корки основных ромбоэдров желтовато-серого кальцита. Поверхности их покрыты почковидными сферокристаллическими корками настурана толщиной до 4 мм.

Пространство между почковидными корками настурана выполнено обломками корок и сферолитов настурана, сцементированных кальцитом, практически не отличающимся от кальцита, на который вырос настуран. Здесь мы видим типичную картину отслаивания и обрушения корок под действием силы тяжести, возможно, в связи с тектоническими подвижками в момент образования настуран-кальцитового прожилка.

Корки настурана после удаления кальцита имеют блестящую бугристую или гладкую почковидную поверхность (рис. 1, а), обилие зарождений образовавшихся из «присыпок» зародышей (рис. 1, а, б), блестящие индукционные поверхности между сферокристаллами (рис. 2, а). Корка при раскальвании распадается на отдельные столбики, «ограниченные» такими индукционными поверхностями (рис. 2, б).

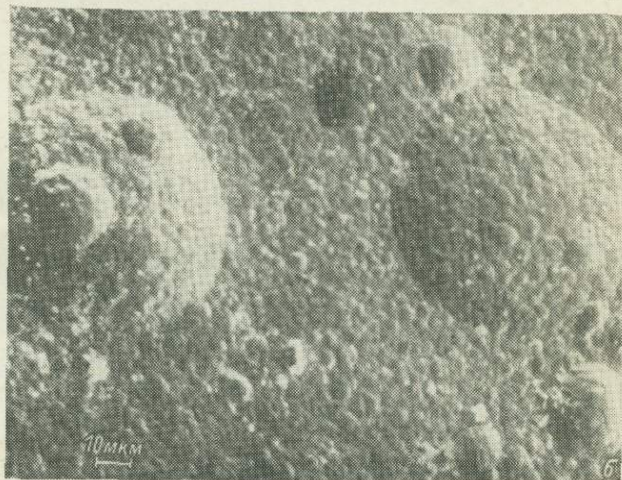
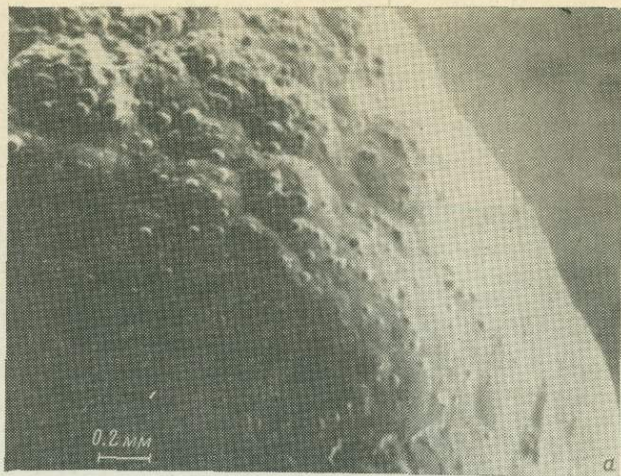


Рис. 1. Общий вид сферокристаллического сферолита с автоэпитаксической коркой уранинита. Фото с ЭМ.

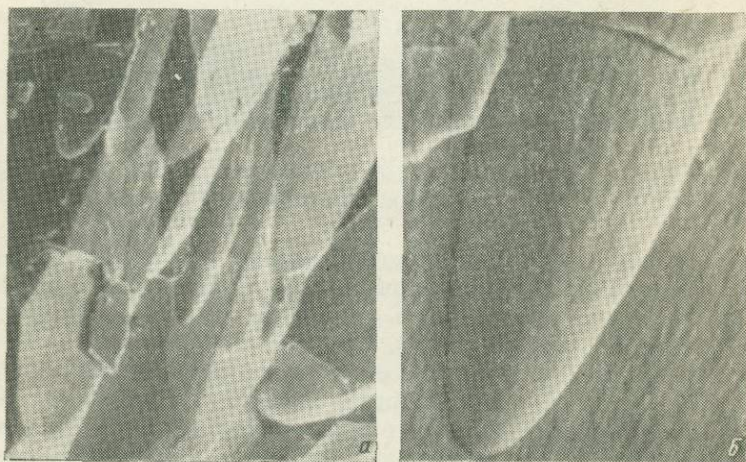


Рис. 2. Гиперболоидные индукционные формы сферокристаллов (вид сбоку). Фото с ЭМ.

Электронномикроскопически изучались сферические («гранные», см. рис. 1) поверхности настурановых корок, преимущественно регенерированные (рис. 1, б), индукционные поверхности между сферолитами (рис. 2), индукционные поверхности между сферокристаллами настурана и кристаллами кальцита (рис. 3, а, б).

Микроморфология сферических (гранных) поверхностей. На поверхности почек настурана выходят круглые пологие или полусферические бугорки. Это

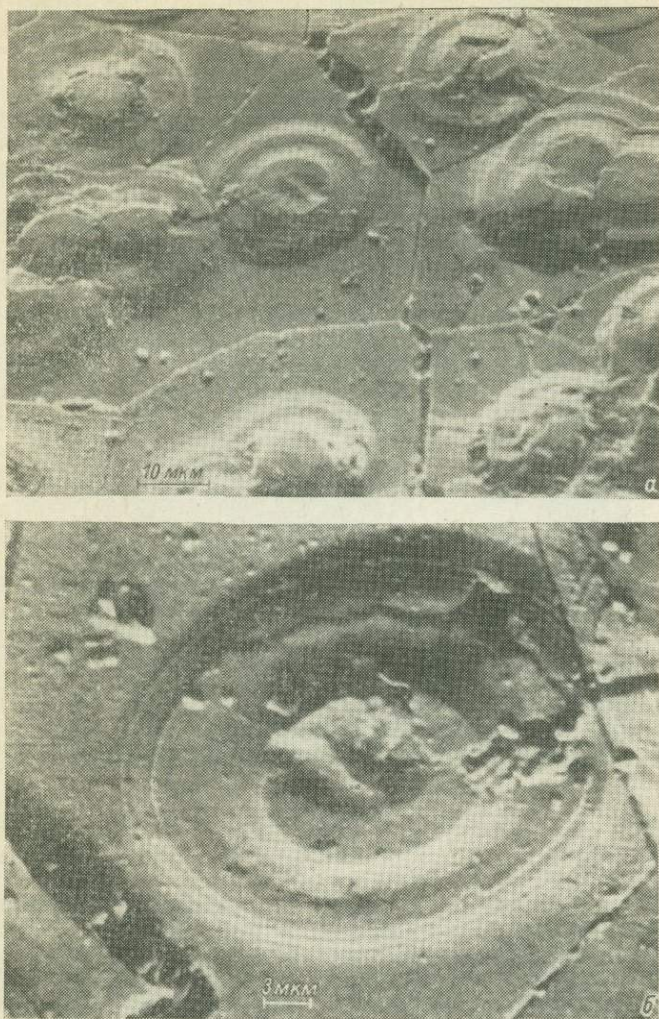


Рис. 3. Индукционные основания сферокристаллических фигур одновременного роста настурана с кальцитом.

выходы сферокристаллических пучков поздних зарождений. По кривизне поверхности (радиус сферокристаллического пучка) и диаметру сферического бугорка (рис. 1, б) можно установить количество и относительный возраст зарождений (Григорьев, Жабин, 1975).

Скорость роста (и расщепления) сферолитов поздних зарождений обычно меньше скорости роста сферолита первого зарождения, поэтому геометрически в начальные моменты роста они имеют форму гиперболоидных фигур вращения, которые затем переходят в эллипсоидные фигуры с осью L_{∞} , ориентированной по радиусу основного сферолита. Границы между одновременно зародившимися сферолитами, растущими с одинаковыми скоростями, прямолинейны.

Новые зарождения сферокристаллов возникают из зародышей, которые, достигнув определенных размеров (зависящих от плотности раствора), осаж-

даются под действием силы тяжести на основной сферолит и растут с ним совместно. Изучение внешней поверхности сферокристаллических сферолитов позволяет получить представление об интенсивности пересыщения в процессе роста, о прерывистости образования зародышевых центров (центры нуклеации), о количестве скачков в последние стадии роста сферолита.

Наличие «присыпок» из таких зародышевых центров лишь на обращенных кверху поверхностях сферолитов однозначное указание о физическом состоянии пространства кристаллизации. По крайней мере в конечные стадии роста (а срезы показывают, что такие условия существовали весь период роста) сферолит был окружен раствором, характеризующимся небольшой вязкостью.

Вязкость могла постепенно (или периодически) возрастать до такой величины, при которой в растворе вырастали до сверхкритических размеров центры нуклеации. Одинаковые размеры сферических бугорков одного зарождения являются признаком одновременной спонтанной нуклеации. Число таких зародышевых центров в каждой порции невелико, что свидетельствует о небольших пересыщениях.

Поверхность роста сферолитов является гранной поверхностью, разбитой на полигональные блоки, достигающие 4 мкм в поперечнике. Каждый такой блок — это плоская вершина игольчатого субиндивида, участок общей мозаичной грани октаэдра. Ямки природного растворения оконтуривают внутри гранных блоков микроблоки второго порядка, размеры которых (в поперечнике) превышают 3000 Å. На отдельных вершинах игл изредка наблюдаются неясные спирали роста.

На поверхности плоских граней, заканчивающих игольчатые субиндивиды (кристаллические волокна), удалось обнаружить элементарные слои роста. Каждый слой роста ограничен ступенькой на предыдущем слое. Слой в основном не выходит за пределы блока, т. е. грани, венчающей игольчатый субиндивид, однако часть из них продолжается на других гранях. В целом поверхность сферокристалла настурана покрыта тончайшими прерывистыми или непрерывными полосами последовательно нарастающих друг на друга слоев. Ширина таких полос не превышает 1 мкм, высота ступенек порядка 100 Å.

Направленность разрастания элементарных слоев удается установить по локальным слоям в пределах контура граней. В основании они иногда ограничены прямолинейными индукционными границами, в то время как растущая ступенька имеет извилистые очертания с дендритовидными выступами, расширение которых указывает на направление роста. Встречаются участки, где слои нарастания имеют поверхность рельефных сфероидолитовых дендритов.

На сферической поверхности местами можно видеть бугорки роста. Эти бугорки наблюдаются на вершинах разных волокон, но все имеют общую кристаллографическую ориентировку, что является прямым и однозначным доказательством принадлежности сферолитов настурана к сферокристаллам, образованным путем расщепления зародышевого монокристалла. Бугорки роста — начальная стадия автоэпитаксического обрастания поверхности сферокристалла ураниновой коркой.

Существует определенная связь между обрушением корок и появлением внешней зоны уранинита, так как обломки также покрываются автоэпитаксической коркой.

Поверхность сферокристаллического сферолита в результате автоэпитаксического обрастания покрывается плотно сросшимися вершинами уранинита. Форма вершин полигональная. Границы первичных полигонов (рис. 3, а) здесь не проявляются, так как на каждой грани зародилось несколько бугорков (рис. 3, б). Таким образом, плоские вершины кристаллических волокон покрываются столбчатыми эпитаксическими корками уранинита, сходными с «другами регенерации» А. М. Асхабова.

По головкам столбчатых кристаллов, эпитаксически выросших на плоские грани — блоки гладкой, но мозаичной сферической поверхности, также можно установить одноименную ориентировку вершин — однозначное свидетельство роста первичного сферолита путем расщепления мозаичного кристалла. В одних участках сферической поверхности вершины ромбовидны, т. е. иглы вытя-

нуты по оси второго порядка перпендикулярно грани (110) ребра октаэдров. В других можно видеть черепитчатую поверхность из треугольных и квадратных площадок: иглы ориентированы соответственно (111) и \perp (100).

Автоэпитаксические корки на сферокристаллах имеют черепитчатое строение (рис. 4), что является указанием на определенную последовательность и направленность разрастания ступенек.

Каждая площадка местами начинается с более несовершенного мозаичного кристалла, о чем свидетельствует увеличение дислокаций, а заканчивается

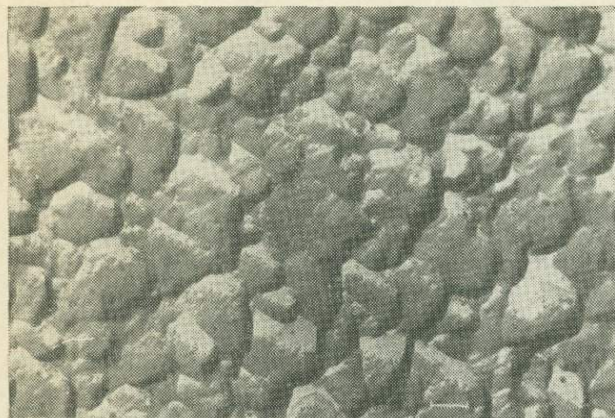


Рис. 4. Скульптура эпитаксической корки уранинита на индукционной поверхности сферокристалла пастурана. Фото ПЭМ, угольная реплика.



Рис. 5. Канавки на месте ребер октаэдра в сферокристалле позднего зарождения.

более кристаллически совершенным. Межзеренные границы могут быть двойными в виде валика, что обычно связывается с отгонкой примесей.

Существуют определенные различия в поверхности зарождений. При обрастании сферических поверхностей относительно крупных зарождений возникают канавки-швы, соответствующие сферическим ребрам (рис. 5). Судя по ориентации канавок-швов, зародышевые формы (центры расщепления) осаждались на растущей поверхности сферолита в случайном положении, и автоэпитаксия здесь не проявлялась. Одно из объяснений этому — кристаллографическое несовершенство опускающего зародыша: к моменту контакта со сферолитом он представлял собой сферокристалл или по меньшей мере блок-кристалл.

Поверхности одновременного роста с кальцитом. Распределение зародышевых сферолитов на ромбоэдрической грани кальцита сравнительно равномерное, хотя и выделяются небольшие сгущения. При больших увеличениях (рис. 3) различимы отдельные центры роста — зародышевые кристаллы, расстояния между которыми не превышают во всех случаях 1 мкм. Отсюда следует, что толщина заряженного слоя кристаллического зародыша близка 0.5 мкм,

а распределение зародышей во многом связано с отталкиванием одноименно заряженных частиц в растворе.

Основание почковидной корки настурана разбито на полигоны, стороны которых представляют собой следы индукционных поверхностей между сферокристаллами. В каждом таком полигоне выделяются круглые ступенчатые площадки, отражающие зональность роста сферокристалла (на фото эллипсы, так как препарат наклонен для усиления рельефа). В центре полигона часто можно видеть зародышевый кристалл — центр роста сферокристалла.

Рассмотрим более детально отдельные микроморфологические элементы индукционных поверхностей.

Прежде всего выделяются рельефные концентрические элементы. Конические участки такой поверхности образовались при одновременном росте сферокристалла настурана и кристалла кальцита. В отдельных сферокристаллах место первой круглой площадки (тупого конуса) вокруг зародышевого кристалла занимают гладкие или лучистые шестиугольные (рис. 3, в) площадки и тупые пирамиды. Такие площадки и пирамиды — последний отголосок плоскогранного роста — индуцированы зародышевым кристаллом уранинита.



Рис. 6. Тонкая структура индукционного основания сферокристалла настурана. Фото ПЭМ, целлюлозо-угольная реплика.

Слабая лучистая ребристость концентрических зон, конусов и пирамид вызвана радиальными элементами — игольчатыми субиндивидами, образующимися путем расщепления зародышевого центра и переходящими в кристаллические волокна.

В центральной части индукционного основания сферокристалла обычно видно основание зародышевого кристалла (рис. 6) уранинита (Ц).

Кристалл присоединился к грани кальцита октаэдрической плоскостью (111). Многочисленные треугольные площадки могут быть выростами («бугорками роста») на плоскогранном зародыше, но некоторая дезориентация их показывает, что зародышевый кристалл уже имел в момент прилипания к грани кальцита мозаичное строение.

От зародышевого кристалла радиально расходятся расщепляющиеся кристаллические волокна: каждый бугорок на гранях зародышевого кристалла, по-видимому, служил зародышем для таких волокон. Если бугорок роста имел мозаичное строение, кристаллические волокна также слагались из субволокон.

Субволокна и волокна разбиты дислокационной сеткой на микроблоки (МБ). Границы между ними параллельны друг другу, не зависят от ориентации кальцита (К, ОК — отпечаток от грани кальцита) и, по-видимому, отражают направления спайности по октаэдру (СП). Вблизи зародышевого кристалла (Ц) можно видеть мельчайшие неориентированные зародыши (НЗ).

По общим направлениям спайности можно выделить группы волокон с малоугловым расщеплением (разделены жирными линиями). Такие группы или две-три из них соответствуют расщепленным пирамидам роста граней зародышевого кристалла. При определенных условиях они могут дать плоскогранную форму лучистого кристалла.

Лучистые пирамиды роста расширяются путем непрерывного расщепления (Р), но расщепление проявилось на всех участках. Что служит центрами малоуглового расщепления установить не удастся, по-видимому, они имеют кристаллохимическую природу. Центрами более глубокого расщепления служат неориентированные зародыши и включения (В).

На индукционных основаниях наблюдается два вида зародышевых блок-кристаллов уранинита. В одних корках, разрастаясь, они приобретают первоначально шестиугольные контуры, в других — квадратные.

На квадратных основаниях выявляются морфологические признаки расщепления ребер: более выпуклые сферы над ребрами и небольшой, заросший в результате непрерывного расщепления кристаллических волокон прогиб над гранью. В отдельных участках удается установить строение кристаллических волокон — это узкие дендритные ленты, представляющие собой зубчатые нитевидные параллельные сростки вытянутых микрокристаллов (в срезе параллелепипедов), по-видимому, искаженных октаэдров, сросшихся в одних случаях ребрами (110), в других — гранями (111).

Таким образом, на примере настурана показано, что микроморфология естественных (гранных и индукционных) поверхностей сферокристаллов содержит обширную генетическую информацию о зарождении и росте сферокристаллов и сферолитов. Одна из качественно новых задач для будущих электронномикроскопических исследований микроморфологии сферокристаллов — выявление прямых и косвенных критериев толщины адсорбционных слоев на сосуществующих минералах и на основе этого определение концентрации растворов.

Авторы признательны В. Е. Бойцову и Н. П. Юшкину за проявленный интерес к работе и содействие в проведении электронномикроскопических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Асхабов А. М. Регенерация кристаллов кварца и образование друз регенерации. — В кн.: Минералогия рудных месторождений Северного Урала и Пай-Хоя. — Сыктывкар, 1976, с. 41—47.

Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Индивиду. М., 1975. 316 с.

Дымков Ю. М. Природа урановой смоляной руды. Вопросы генетической минералогии. Атомиздат, М., 1973. 240 с.

Дымков Ю. М., Павлов Е. Г., Савельев А. С. Онтогенетические исследования сферокристаллов на растровом и просвечивающем электронных микроскопах. — В кн.: Генетическая информация в минералах. Сыктывкар, 1980, с. 56—58.

Никитин А. А. Физико-химические условия образования урановых месторождений, залегающих в осадочно-вулканогенных толщах. — В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., 1977, с. 151—157.

Рогова В. П., Никитин А. А., Наумов Г. В. Минералого-геохимические условия локализации уран-молибденовых месторождений в слоистых вулканогенно-осадочных толщах. — В кн.: Международный геохимический конгресс. Т. I. М., 1970, с. 337.

А. С. Лебедев, В. А. Клякин

О ВЛИЯНИИ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ НА ГАБИТУС КРИСТАЛЛОВ ФЕНАКИТА

В настоящее время накопился значительный минералогический материал о вероятностно-статистической связи габитуса и формы кристаллов с их генетической природой. Однако на современном уровне развития генетикоинформационного анализа очень сложно выделить однозначную причинную связь (Юшкин, 1977) данного признака минерала с конкретным, определяющим его фактором. Поэтому возможность экспериментального изучения зависи-

мости свойств выращиваемых кристаллов от конкретных контролируемых факторов представляет значительный интерес с точки зрения развития генетико-информационного анализа.

С этой целью, в частности, было предпринято экспериментальное исследование влияния условий кристаллизации на габитус кристаллов фенакита — одного из наиболее широко распространенных минералов бериллиевых месторождений различных генетических типов (Минералогия. . ., 1976). Синтез фенакита осуществлялся в автоклавах из стали 12Х18Н10Т объемом 180 см³ с золотой футеровкой и без футеровки в условиях прямого температурного перепада¹ 40—60 °С с разделением источников бериллия (внизу) и кремния (сверху), а также в тонкостенных золотых ампулах объемом 4—5 см³ из смеси компонентов шихты в изотермических условиях.

Температура опытов менялась в пределах от 500 до 750 °С, давление задавалось коэффициентом заполнения автоклава водой или соответствующим минерализующим раствором от 0.4 до 0.6. Длительность опытов составляла от 0.5 до 15 сут. Закалка осуществлялась холодной водой в течение 2—5 мин. Исходными продуктами для синтеза служили: α-кварц, кварцевое стекло, аморфная SiO₂, прокаленная при 900 °С, гидроокись бериллия, керамика BeO различной степени дисперсности и стандартные реактивы для приготовления использованных в экспериментах растворов. Продукты синтеза изучались

Таблица 1

Результаты экспериментов по синтезу фенакита из смеси оксидов в изотермических условиях при 600° С

Характер исходной шихты		Состав и концентрация исходного раствора	рН после опыта	Габитус кристаллов фенакита (l : s)
BeO, размер фракции в мм	SiO ₂ , размер фракции в мм			
0.05—0.005	Аморфная	H ₂ O	4.0	2—3 : 1
0.5—1.0	»	H ₂ O	4.0	1 : 1
0.5—1.0	»	1M HCl	2.0	1—2 : 1
0.5—1.0	α-кварц (0.5—1.0)	1M HCl	1.6	1—2 : 1
0.05—0.005	Аморфная	1M HCl	2.0	4—5 : 1
0.05—0.005	α-кварц (0.5—1.0)	1M HCl	1.4	3—5 : 1
0.5—1.0	Аморфная	1M HF	1.8	2—4 : 1
0.05—0.005	»	1M LiCl	3.0	3—4 : 1
0.05—0.005	»	1M NaCl	4.3	1—2 : 1
0.05—0.005	»	1M KCl	4.6	1—2 : 1
0.5—1.0	α-кварц (0.5—1.0)	1M KCl	2.1	1 : 1
0.05—0.005	То же	1M KCl	4	1—2 : 1
0.05—0.005	Аморфная	1M RbCl	2.0	2 : 1
0.05—0.005	»	1M CsCl	3.5	1 : 1
0.05—0.005	»	1M LiF	3.8	4—6 : 1
0.05—0.005	»	1M KF	6.5	2—3 : 1
0.05—0.005	»	1M KCl + 1M HCl	0.2	4—6 : 1
0.05—0.005	»	1M NaCl + 1M HCl	0.1	3—4 : 1
0.05—0.005	»	1M RbCl + 1M HCl	1.8	3—4 : 1
0.05—0.005	»	1M CsCl + 1M HCl	1.9	2—4 : 1
0.5—1.0	»	1M AlCl ₃	0.2	7—10 : 1
0.5—1.0	»	1M FeCl ₃	0.2	5—7 : 1
0.05—0.005	»	1M MgCl ₂	0.3	5—6 : 1
0.05—0.005	»	0.1M KOH	5.0	1 : 1
0.5—1.0	α-кварц (0.5—1.0)	0.001M HF	3.0	1 : 1
0.5—1.0	То же	0.01M HF	3.3	1—2 : 1
0.5—1.0	» »	0.1M HF	1.8	2—4 : 1
0.5—1.0	» »	0.5M HF	1.4	3—5 : 1
0.5—1.0	» »	0.5M HCl + 0.1M KOH	0.5	3—4 : 1
0.5—1.0	» »	0.5M HCl + 0.25M KOH	4	1—2 : 1
0.5—1.0	» »	0.5M HCl + 1.0M KOH	11.3	Фенакита нет

¹ Температурный перепад измерялся по внешней стенке автоклава. Внутри автоклава он меньше в 3—4 раза.

рентгенографическим методом на дифрактометре TUR-62M и в иммерсионных жидкостях. Кристаллы фенакита призматического габитуса размером около 1 мм измерялись на двукружном гониометре HZG-3. Концентрация бериллия и кремния в растворах после опыта определялась атомно-абсорбционным методом на приборе Перкин—Ельмер, модель 400. Изменение габитуса кристаллов фенакита оценивалось по отношению их длины (l) по L_0^3 к толщине (s). Из рассмотрения исключались очень мелкие игольчатые кристаллы, образующиеся в начальные этапы синтеза при использовании в качестве исходного продукта гидроокиси бериллия.

В табл. 1 и 2 приведены результаты экспериментов по синтезу фенакита соответственно из смеси оксидов в изотермических условиях и с разделением оксидов бериллия и кремния в условиях прямого температурного градиента. Рентгенографическое исследование продуктов синтеза показало, что наряду с фенакитом в них обычно присутствуют: α -кристобаллит, β -кварц, образующиеся при раскристаллизации аморфных разновидностей SiO_2 , а также не прореагировавшие остатки керамики BeO и α -кварца. В изотермических условиях при использовании в качестве исходных компонентов для синтеза керамики BeO , дистиллированной воды или слабокислых растворов, содержащих щелочные катионы: Na^+ , K^+ , Rb^+ , Cs^+ , фенакит был получен в виде мелких (до 0.2 мм) кристаллов ромбоэдрического и короткопризматического габитуса с гранями $\{11\bar{2}1\}$ и $\{10\bar{1}0\}$. Соотношение размеров граней призмы и ромбоэдра кристаллов из каждого эксперимента этой серии варьировало незначительно. В сильно-кислых галоидных растворах при взаимодействии смеси гидрооксида бериллия с аморфной на начальных стадиях синтеза образовывалось большое количество мелких игольчатых кристаллов фенакита, которые впоследствии укрупнялись и изменяли свой габитус за счет увеличения относительной скорости роста призмы. Поэтому в конечных продуктах таких опытов обычно присутствуют два типа кристаллов фенакита: мелкие игольчатые совместно с остатками исходных оксидов и более крупные длиннопризматические. Наиболее крупные кристаллы призматического и длиннопризматического габитуса размером до 1 мм, с гранями $\{11\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}0\}$ и иногда $\{11\bar{2}0\}$ (рис. 1, а, б) были синтезированы в кислых хлоридных растворах за 10—15 сут. В опытах, проведенных в условиях прямого температурного градиента с разделением источников бериллия и кремния по высоте автоклава, ромбоэдрические и короткопризматические кристаллы фенакита были получены только совместно с шихтой бериллия при использовании в качестве минерализатора дистиллированной воды и разбавленных растворов хлоридов щелочных металлов. В системах с гидрооксидом бериллия и HF , HCl , HNO_3 были получены длиннопризматические и игольчатые кристаллы фенакита. Основная масса этих кристаллов образовалась на дне автоклава.

Таблица 2

Результаты экспериментов по синтезу фенакита в условиях температурного градиента с разделением источников бериллия и кремния по высоте автоклава

Исходная шихта		Растворитель	Т, °С (внизу)	Коэффициент заполнения F	Габитус кристаллов фенакита ($l : s$)	
Be внизу	Si сверху				внизу	вверху
$\text{Be}(\text{OH})_2$	α -кварц	H_2O	750	0.3	Ромб.	Не обн.
$\text{Be}(\text{OH})_2$	Стекло	H_2O	600	0.5		» »
$\text{Be}(\text{OH})_2$	α -кварц	HCl	640	0.4	3—4 : 1	3—7 : 1
BeO	»	HCl	640	0.4	1—3 : 1	Не обн.
$\text{Be}(\text{OH})_2$	»	HF	600	0.5	Игольчатый	
BeO	»	HF	600	0.5	2—7 : 1	Не обн.
$\text{Be}(\text{OH})_2$	»	HNO_3	600	0.5	Игольчатый	
$\text{Be}(\text{OH})_2$	»	HNO_3	600	2	Длинноволокнистый	

Примечание. Фракции BeO и SiO_2 во всех опытах брали 3—5 мм. Происходило частичное травление автоклава в процессе опыта.

При частичном стравливании паровой фазы из автоклава в процессе эксперимента образовались длинноволокнистые кристаллы фенакита. Попытки изменения активности кремния за счет использования в качестве исходных продуктов кварца и аморфных разновидностей SiO_2 не оказали видимого влияния на габитус синтезируемых кристаллов фенакита. Анализ растворов после опытов, проведенных в золотых пробирках, показал, что содержание в них кремния в зависимости от концентрации исходного раствора изменяется в хлоридных системах в пределах 0.2—2.0 мг/мл и 0.2—5.0 мг/мл во фторидных. Концентрация бериллия в обеих сериях изменялась в пределах 0.01—1.0 мг/мл.

На рис. 2—4 представлены полученные зависимости габитуса кристаллов фенакита от размера фракции BeO в исходной шихте, от соотношения HCl/KOH и концентрации HF в исходном минерализующем растворе.

Приведенные экспериментальные данные по синтезу фенакита из различных по структуре и степени дисперсности твердых компонентов в чистой воде и растворах HCl , HF , HNO_3 свидетельствуют о том, что изменение габитуса его кристаллов: от ромбоэдрического и короткопризматического до игольчатого обусловлено повышением активности бериллия, которое приводит к увеличению скорости протекания реакции образования фенакита и резкому увеличению относительной скорости роста его кристаллов направлении оси L_3^3 . Такая

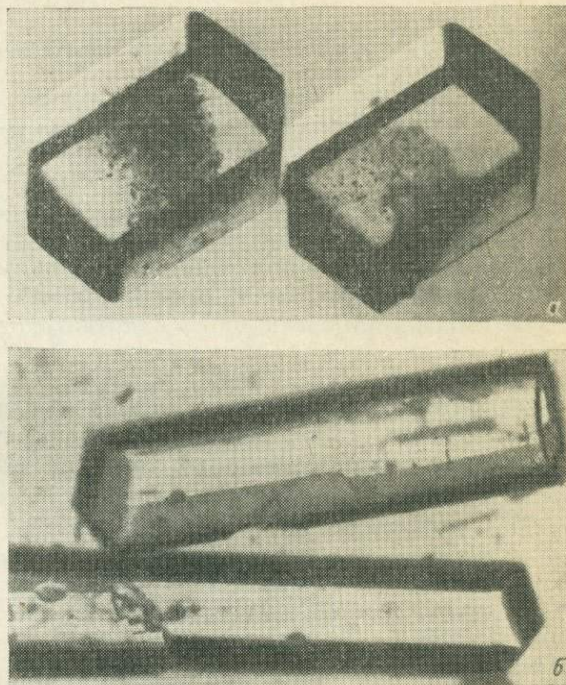


Рис. 1. Призматические (а) и длиннопризматические (б) кристаллы фенакита. Увел. 100 и 280.

взаимосвязь скорости протекания реакции образования фенакита и изменения анизотропии скоростей роста его кристаллов с активностью бериллия может быть объяснена кристаллохимическими свойствами фенакита и особенностями поведения бериллия и кремния в изученных гидротермальных системах. Структура фенакита (Bragg, Zachariassen, 1930) состоит из отдельных тетраэдров SiO_4 , чередующихся с парами тетраэдров BeO_4 , образующих вдоль оси с цепочки $\dots\text{SiO}_4-\text{BeO}_4-\text{BeO}_4-\text{SiO}_4\dots$. Поэтому стадией, лимитирующей скорость роста кристалла в этом направлении может являться стадия образования звена $-\text{BeO}_4-\text{BeO}_4-$, скорость протекания которой связана с повышением относительной активности Be^{2+} . В то же время, согласно проведенным экспериментальным оценкам, соотношение Be/Si в изученных гидротермальных растворах обычно значительно меньше 0.5, и поэтому в изотермических условиях, когда образование и рост кристаллов фенакита происходят в диффузионной области, на фронте кристаллизации имеется постоянный дефицит бериллия относительно его стехиометрии в кристалле. Это находит свое отражение в увеличении относительной скорости роста призмы в процессе рекристаллизации фенакита на конечных этапах синтеза и хорошо согласуется с минералогическими наблюдениями (Геохимия. . . , 1964; Минералогия. . . , 1976; Атлас минералов. . . , 1977), согласно которым образование крупных высококачественных кристаллов ромбоэдрического и короткопризматического габитуса связывается с медленной кристаллизацией фенакита в наиболее стабильных и высокотемпературных условиях, характерных для пегматитового про-

песа, а образование мелкокристаллического фенакита игольчатого габитуса — с быстрой кристаллизацией в динамических условиях, характерных для жильных гидротермальных и метасоматических месторождений. Уменьшение скорости кристаллизации и соответственно изменение габитуса кристаллов фена-

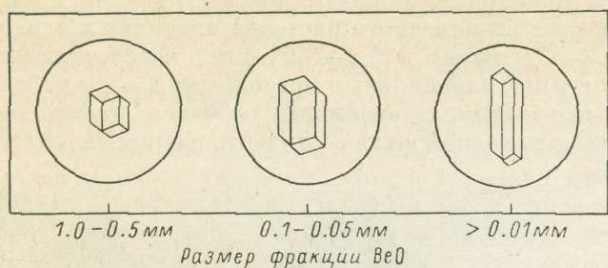


Рис. 2. Зависимость габитуса кристаллов фенакита от размера фракции BeO в исходной шихте.

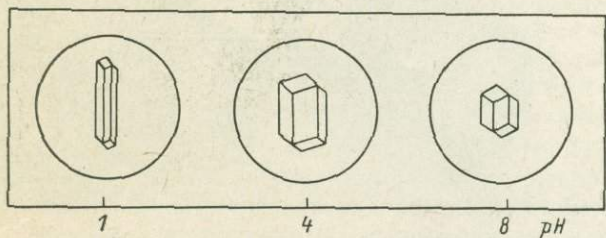


Рис. 3. Зависимость габитуса кристаллов фенакита от pH растворов с различным соотношением HCl/KOH.

кита с увеличением pH минерализующего раствора подтверждает данные В. А. Попова (1976), построившего морфогенетический ряд фенакита на основании анализа индукционных поверхностей синхронного роста его с кварцем.

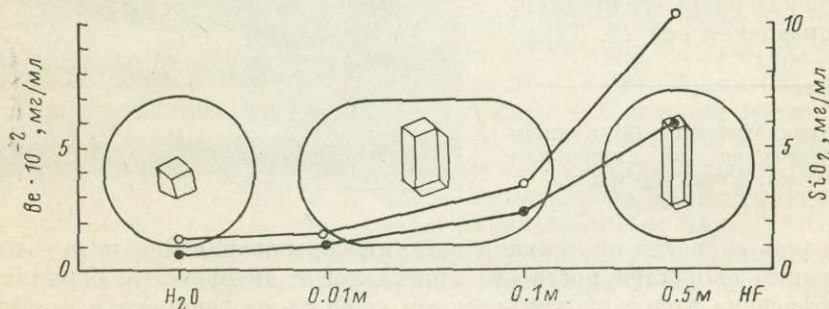


Рис. 4. Зависимость габитуса кристаллов фенакита и содержания Be и SiO₂ в растворах после опыта от исходной концентрации в растворе плавиковой кислоты.

Имеющиеся экспериментальные данные позволяют объяснить такую взаимосвязь понижением активности Be²⁺ с увеличением pH гидротермального раствора за счет интенсивно идущего процесса гидролиза по схеме: Be²⁺ + OH⁻ ⇌ BeOH⁺ + OH⁻ ⇌ Be(OH)₂ + OH⁻ ⇌ Be(OH)₃.

Таким образом, можно сделать вывод, что главным фактором, определяющим изменения габитуса кристаллов фенакита, является отношение активностей бериллия и кремния в минералообразующей среде, которая в свою очередь может зависеть от химического состава, pH, общего уровня минерализованности раствора и режима кристаллизации. Выяснение степени влияния этих факторов на активность бериллия требует дополнительных исследований, однако уже сейчас при комплексном генетикоинформационном подходе к изучению минералообразующих процессов, по-видимому, можно выделить области, где фенакит может быть использован в качестве индикатора щелочности среды, резких изменений плотности флюида или какого-либо другого фактора, однозначно определяющего изменение соотношения активностей бериллия и кремния в минералообразующей среде.

- Атлас минералов и руд редких элементов. Под ред. А. И. Гинзбурга. М., 1977.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 2. Минералогия редких элементов. Под ред. К. А. Власова. М., 1964.
- Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. Под ред. А. И. Гинзбурга. М., 1976.
- Попов В. А. Пути составления кристаллогенетического определителя. — В кн.: Кристаллогенезис и процессы минералообразования. Л., 1976.
- Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977.
- Bragg W. L., Zachariasen W. H. The crystalline Structure of phenucite, Be_2SiO_4 and willemite, Zn_2SiO_4 . — Z. Kristallog., 1930, v. 72, N 5—6.

В. А. Клипов, В. М. Гаврилко

МОРФОЛОГИЯ ИСКУССТВЕННЫХ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА И ДВИЖЕНИЕ КРИСТАЛЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ

Проблема получения информации о движении минералообразующих растворов в природных образованиях давно привлекает внимание геологов и минералогов. Однако имеющиеся данные (Юшкин, 1968; Newhouse, 1941; Bandy, 1942; Stoiber, 1946; Engel, 1948; Gross, 1956) вызывают неоднозначное толкование (Григорьев, 1947) причин асимметричного развития природных кристаллов.

Развитие техники выращивания различных кристаллов из низкотемпературных растворов позволило исследовать зависимость морфологии кристаллов от движения среды. Так, на воднорастворимых кристаллах прямыми наблюдениями установлено (Аншелес и др., 1945; Мокиевский, 1953; Armstrong, 1943, и др.), что грани кристаллов, обращенные навстречу движению питающего раствора, растут с большей скоростью, чем одноименные грани, обращенные в противоположную сторону или под углом к направлению потока.

Наблюдение за движением потоков раствора вблизи растущих монокристаллов в гидротермальных условиях представляет значительную техническую трудность и, насколько нам известно, не проводилось. Вместе с тем растущий кристалл и его морфология хранят в себе тончайшие детали взаимоотношения кристалла со средой (Шефталъ, 1977), что дает возможность решать обратную задачу: по морфологии кристаллов определить направление движения кристаллообразующей среды. Эту цель и преследовали авторы настоящей работы при выращивании искусственных кристаллов кварца.

Выращивание кристаллов кварца производилось в гидротермальных условиях методом температурного перепада на вертикально подвешенных затравочных пластинах, вырезанных перпендикулярно $[0001]$. Ось третьего порядка и одна из осей второго порядка горизонтальны и перпендикулярны длине затравок. Соотношение длины затравок к ширине составляло 2—4. Пластины располагались в камере кристаллизации автоклава ярусами при взаимно перпендикулярном расположении в соседних ярусах.

Исследование морфологии кристаллов проводилось визуально путем замеров и с помощью микроскопа. Внутреннее строение изучалось по потемнению после гамма-облучения и оптическим методом теневой проекции (Долодугина, 1961) на установке ДП-110М.

На рис. 1 показано вертикальное сечение кристаллов, перпендикулярное оси второго порядка. Рост кристаллов происходит в направлении $[0001]$ и по граням положительного R и отрицательного r ромбоэдров. В направлении $[10\bar{1}0]$ рост практически не наблюдается. Геометрические размеры, приведенные на рис. 1, привлекаются для определения величины и знака коэффициента клиновидности (Клипов, Гаврилко, 1980). Кристаллы с разнонаправленной клиновидностью закономерно размещены в объеме камеры кристаллизации, разделяя ее в вертикальном направлении на две области. В одной клиновидность кристаллов направлена вверх, в другой — вниз, причем от опыта к опыту положение областей сохраняется.

Основываясь на известном явлении преимущественного роста кристалла навстречу потоку питающего вещества, мы пришли к выводу, что клиновидность искусственных кристаллов кварца является результатом воздействия потока кристаллообразующей среды и указывает на направление ее движения. В подтверждение этому мы провели несколько опытов с несложным устройством, показанным на рис. 2. Устройство состоит из трубки, к нижней части которой присоединена воронка. Верхняя часть трубки снабжена плотно прилегающим пластинчатым клапаном, соединенным жестко с противовесом с возможностью их вращения вокруг горизонтальной оси. Клапан имеет два устойчивых положения — открытое и закрытое. При слабой подаче воздуха в трубку снизу клапан приоткрывается. При достижении им неустойчивого положения, составляющего примерно 45° с вертикалью, клапан переходит в устойчивое открытое положение, отбрасываясь вверх. По оси трубки в ее верхней части

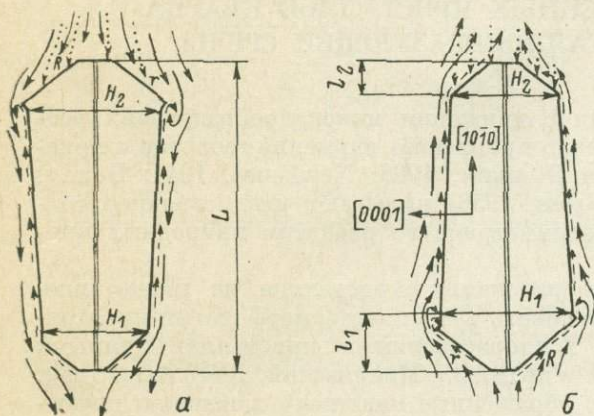


Рис. 1. Сечения кристаллов кварца, растущих в нисходящем (а) и восходящем (б) конвекционных потоках.

Сплошные стрелки — направление движения среды; штриховые — концентрационные струи; пунктирные — осадные присыпки.

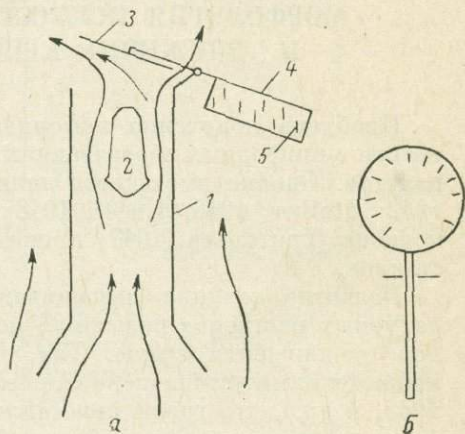


Рис. 2. Схема устройства (а) для определения направления потока раствора и нижняя поверхность клапана (б) с радиальным расположением цепочек присыпок.

1 — трубка с воронкой; 2 — кристалл; 3 — клапан с противовесом; 4, 5 — цепочки-отвесы присыпок.

помещается затравочная пластина. Устройство размещается в автоклаве в области предполагаемого восходящего потока раствора.

При извлечении устройства из автоклава после опытов установлено, что в одних случаях клапан открыт полностью, в других закрыт. Клиновидность опытного кристалла внутри трубки всегда совпадала с клиновидностью контрольных, расположенных снаружи, и направлена вверх. Тщательное изучение поверхности трубки, клапана и противовеса показало на их шероховатой поверхности наличие цепочек хлопьевидных образований, выпавших из раствора (присыпки). На трубке цепочки-отвесы (Григорьев, 1948) расположены вертикально — на боковой поверхности противовеса, в случае когда клапан был после опыта закрыт — под углом $70-65^\circ$ к длинной стороне. Последнее обстоятельство указывает на то, что в течение опыта клапан был приоткрыт и цепочки-отвесы и присыпки зафиксировали его положение. Вместе с тем на периферии нижней поверхности клапана в этих же опытах отмечены радиально расходящиеся цепочки присыпок, выносимых из трубки и цепляющихся за приоткрытый клапан (рис. 2).

Таким образом, в первом случае восходящий поток раствора открывал клапан на трубке, и он отбрасывался вверх. В этом положении мы зафиксировали его после опыта. Во втором случае он лишь приоткрывается под действием более слабого восходящего потока. В том и другом варианте кристалл имеет положительный коэффициент клиновидности, отвечающий восходящему направлению конвекционного потока.

Клиновидность выросшего кристалла представляет собой суммарный результат воздействия потока раствора за время всего опыта. Естественно предположить, что в течение процесса роста направление потока по каким-либо причинам могло меняться или происходило пространственное перемещение разнонаправленных потоков в камере кристаллизации, например вращение. Тогда кристаллы могли оказываться попеременно в потоках того или иного направления. Для проверки этого предположения из десятков кристаллов из разных мест камеры кристаллизации готовились продольные вертикальные срезы и изучалась внутренняя полосчатость в секторах роста базисных поверхностей методом теневой проекции и гамма-облучения. Результаты во всех случаях показали совпадение внешней клиновидности с внутренней, проявляющейся за счет полосчатости. Отсюда следует, что направление и пространственное положение восходящего и нисходящего конвекционных потоков в автоклаве остается устойчивым на протяжении всего опыта.

Конвекционное движение всей массы раствора нельзя рассматривать в отрыве от концентрационных потоков, возникающих у поверхности растущего кристалла. Последние, по-видимому, имеют существенное влияние на морфологию кристаллов в природных полостях. В автоклаве же, как мы видим, определяющее значение имеют конвекционные перемещения масс раствора. На это указывает наличие кристаллов с разнонаправленной клиновидностью. При этом нисходящий поток раствора направлен навстречу концентрационным потокам и преобладает над ними.

Выявить масштаб концентрационных потоков вблизи кристалла мы попытались с помощью опыта. Было изготовлено устройство, состоящее из двух металлических коробок с крышками, из которых одна с большимзором вставлялась в другую. Боковые поверхности обеих коробок пронизаны множеством отверстий малого диаметра. Все это было необходимо для того, чтобы питающий раствор безпрепятственно проникал внутрь меньшей коробки, но не создавал бы там конвекционного движения. На дно внутренней коробки, в центр, помещалась круглая затравочная пластинка, вырезанная перпендикулярно оси третьего порядка. Все устройство помещалось в автоклав. После опыта мы наблюдали на дне внутренней коробки тонкий ровный слой светлого хлопьевидного налета, предположительно акмита, образующегося в щелочных средах на свежей стальной поверхности. Вблизи же выросшего кристалла отмечается пространство, почти полностью лишенное этого налета. Наблюдаются лишь редкие и более крупные агрегаты. Данный факт свидетельствует о существовании вокруг кристалла дворика, соизмеримого в сечении, для нашего опыта, с размером кристалла, в котором происходит восходящее движение раствора. Движущийся кольцевой поток раствора, возникающий, несомненно, за счет восходящих концентрационных струй у поверхности растущего кристалла, препятствует оседанию мелких и легких присыпок в этом месте, а также подхватывает образовавшиеся на металлической поверхности частицы и создает наблюдаемый нами дворик.

Проведенный опыт показывает значительный масштаб движения раствора вблизи поверхности растущего кристалла кварца в конвекционно неподвижной кристаллообразующей среде. Переноса полученный результат на природные хрусталеносные полости, мы, вероятно, можем говорить о достаточно интенсивном движении концентрационных потоков у покрытых кристаллами стенок полостей, приводящем, возможно, к перемещениям всей массы питающей среды даже при отсутствии необходимых для конвекционного движения температурных градиентов.

Многочисленные замеры геометрических размеров граней искусственных кристаллов кварца показали, что ширина грани гексагональной призмы в направлении [0001] в верхней части кристалла больше, чем в нижней. Увеличение размера призмы в этом направлении у искусственного кварца происходит за счет роста граней ромбоэдров, часть которых обращена вверх, а часть вниз. Стимулирующее влияние на рост верхних граней ромбоэдров оказывают присыпки в виде микрокристалликов кварца и других минералов. Часть микрокристалликов кварца оседает на грани ромбоэдров в двойниковом положении, что ведет к образованию характерных аксессуаров роста (Цинобер, 1957).

Подсчеты плотностей двойниковых аксессуариев на гранях R показали, что у кристаллов с клиновидностью, направленной вниз, их количество в среднем в 4 раза меньше, чем у кристаллов с клиновидностью, направленной вверх, и достигает соответственно величин 10.5 и 41.6 см⁻¹. Различие объясняется тем, что в нисходящем потоке скорость оседания частиц значительно выше, чем в восходящем. Скорости падения частиц и движения раствора складываются, и вероятность задержаться на обтекаемой поверхности меньше, чем в случае, когда микрокристаллики оседают из восходящего потока в «тени» создаваемой кристаллом.

Замеры и расчеты скоростей роста граней ромбоэдров в верхней и нижней частях изученных кристаллов показали, что скорость роста верхних граней r в 1.4—2.1 раза больше скорости роста одноименных нижних граней. Для граней R это отношение составляет 2.9—5.2. В нижней части кристалла

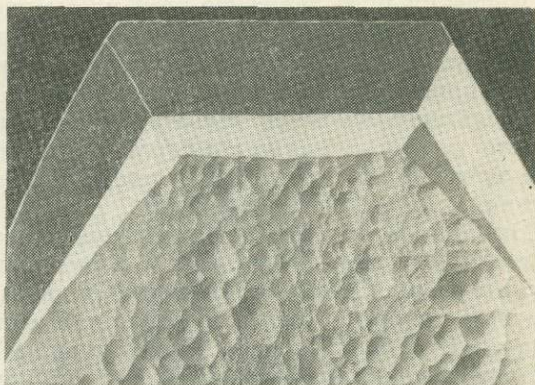
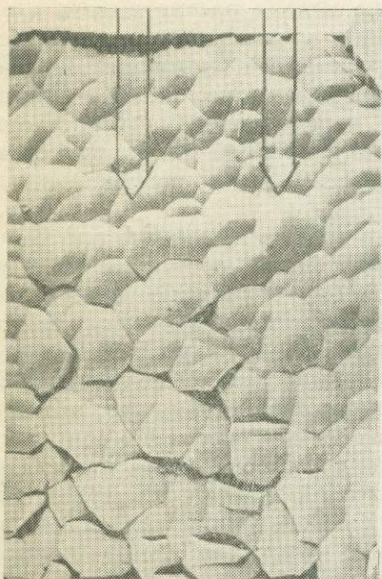


Рис. 4. Бортики на ребрах между гранями ромбоэдров и базисной поверхностью со стороны толстого конца кристалла.

Рис. 3. Изменение аксессуарного рельефа базисной поверхности в направлении клиновидности и потока раствора (указано стрелками).

скорость роста граней r в 2.7—5.5 раза превышает скорость роста граней R . Для ромбоэдров, обращенных вверх, отношение скоростей значительно меньше и составляет 1.4—1.8. Приведенные цифры показывают, что оседающие сверху частицы стимулируют рост граней как положительного, так и отрицательного ромбоэдров, однако в большей степени положительного ромбоэдра.

По-видимому, изменение скорости роста граней ромбоэдров, вызываемое движением раствора, выходит за пределы ошибки измерения, поскольку абсолютные скорости ромбоэдров на 1—2 порядка ниже скорости базисной поверхности. Вместе с тем различие в скорости роста базисных поверхностей, ведущее к образованию клиновидности, составляет в среднем 5—8%.

Изучение морфологии базисных поверхностей клиновидных кристаллов показало, что аксессуарный рельеф этих поверхностей закономерно изменяется (рис. 3). В направлении клиновидности ростовые аксессуары типа «булыжной мостовой» постепенно сменяются концентрически-слоистыми, типичными для искусственного кварца, и в некоторых случаях — вырождающимися аксессуориями. Последние обособлены друг от друга щелевидными трещинами (проколами). В подавляющем большинстве кристаллов отмечается только смена первых аксессуариев концентрически-слоистыми и постепенное увеличение размера последних к тонкому концу кристалла независимо от направления клиновидности. Укрупнение аксессуарного рельефа базиса отражает ухудшение однородности пирамиды его роста.

Характерной особенностью, дополняющей изменение рельефа базисной поверхности, является наличие на кристаллах бортиков (рис. 4). Пирамида роста бортика вклинивается между пирамидами роста ромбоэдра, с одной

стороны, и базисной поверхности — с другой (рис. 5). Скорость роста в этом направлении превышает базисную в 1.15—1.3 раза и находится близко к максимальной скорости роста на полярной диаграмме Л. И. Цинобера.

Нарастание зубчатого бортика коррелируется с образованием плоских, открытых на поверхность или заросших газовой-жидких включений (проколы) в пирамиде его роста (рис. 5). Проколы открываются во входящем углу между соседними зубцами или зубцами и базисной поверхностью. Весьма сходные морфологические образования — зубчатая поверхность и система плоских газовой-жидких включений в крупных кристаллах KDR получены Р. Янсен-ван Росмаленом с соавторами (Janssen-van Rosmalen e. a., 1978) при вращении кристалла в растворе. Смоделированные ими условия обтекания кристалла на скоростях, при которых образуются включения, пока-

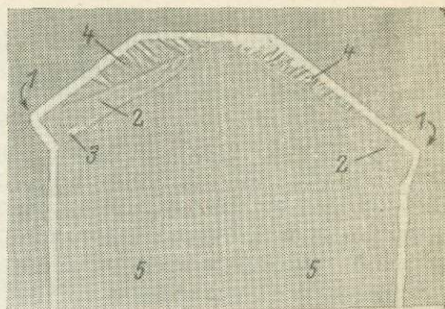


Рис. 5. Сечение кристалла по $(1\bar{1}20)$. Теневая проекция.

1 — бортик и пирамида его роста (2) с газовой-жидким включением (3); 4, 5 — пирамиды роста ромбоэдров (4) и базисных поверхностей (5).

зали наличие замкнутых, устойчивых вихрей над задними гранями дипирамиды. Эти авторы объясняют неустойчивость грани и образование включений в ней затрудненным поступлением вещества к поверхности, перекрытой вихрем. Весьма вероятно, что аналогичное явление происходит и за выступающим ребром бортика при обтекании кристалла кварца раствором. Препятствует притоку вещества и наличие зубчатой поверхности с множеством входящих углов, в которых и зарождаются проколы.

Механизм изменения формы кристалла, морфологии его поверхностей и образования бортиков неразрывно связывается, таким образом, с характером движения раствора вблизи кристалла. Основываясь на развиваемом И. И. Шафрановским (1954) принципе симметрии П. Кюри, мы вправе сказать, что форма реального кристалла, морфология его поверхностей и граней, его однородность являются результатом взаимодействия внутренней кристаллической структуры и внешней среды, порождающих сам кристалл.

ЛИТЕРАТУРА

- Аншелес О. М., Татарский В. Б., Штернберг А. А. Скоростное выращивание однородных кристаллов из растворов. Л., 1945.
- Григорьев Д. П. Замечания об исследованиях Ньюзауза и Стойбера по определению течения минералообразующих растворов. — ЗВМО. 1947, вып. 4.
- Григорьев Д. П. Минералогические отвесы и уровни. — Природа, 1948, № 3.
- Долодугина В. С. Приборы и методы исследования однородности кварца. — В кн.: Рост кристаллов. Т. 3. М., 1961.
- Клипов В. А., Гаврилко В. М. К морфологии кристаллов искусственного кварца. — В кн.: Генетическая информация в минералах. Сыктывкар, 1980.
- Мокневский В. А. Влияние внешних условий на форму роста кристаллов. — В кн.: Кристаллография. Л., 1953.
- Шафрановский И. И. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды. — ЗВМО. 1954, вып. 3.
- Шефталъ Н. Н. Процессы реального кристаллообразования. М., 1977.
- Цинобер Л. И. Некоторые особенности морфологии кристаллов искусственного кварца. — Тр. ВНИИП, 1957, т. 1, вып. 1.
- Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., 1968.
- Armstrong E. Laboratory evidence concerning the interpretation of asymmetrical crystals. — Econ. Geol., 1943, v. 38, N 6.
- Vandy M. C. Direction of flow of mineralizing solution. — Econ. Geol., 1942, v. 37, N 4.
- Engel A. E. J. The direction of flow of mineralizing solutions. — Econ. Geol., 1948, v. 43, N 8.
- Gross W. H. The direction of flow of mineralizing solutions Blykkippen mine, Greenland. — Econ. Geol., 1956, v. 51, N 5.

Janssen-van Rosmalen R., van der Linden, Dobbinga E., Visser D. The Influence of the Hydrodynamic Environment on the Growth and the Formation of Liquid Inclusions in Large Potassium Dihydrogen Phosphate (KDP) Crystals. — Kristall und Technik, 1978, v. 13, N 1.

Newhouse W. H. The direction of flow of mineralizing solutions. — Econ. Geol., 1941, v. 36, N 6.

Stoiber R. E. Movement of mineralizing solutions in the Pitcher field, Oklahoma—Kansas. — Econ. Geol., 1946, v. 41, N 8.

В. Ю. Эшкин, Т. А. Карякина, Г. Н. Богданова

ЭВОЛЮЦИЯ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА И СТАДИЙНОСТЬ ХРУСТАЛЕОБРАЗОВАНИЯ

До сравнительно недавнего времени процесс хрусталеобразования рассматривался как непрерывный, хотя и длительный (Карякин, Смирнова, 1967). Было подмечено, что аметист, нарастающий на кристаллы кварца в виде вершинных и реберных (часто скипетровидных) форм принадлежит к самостоятельной генерации кварца. Более того, различие форм кристаллов кварца объяснялось (Вировлянский, 1938) разными температурами их образования, отражающими общую температурную эволюцию хрусталеобразующих растворов. В развитие этих представлений В. В. Букановым (1971) были выделены четыре морфологических типа кристаллов, сформировавшихся в течение двух главных стадий хрусталеобразования. Однако форма кристаллов, зависящая от многих факторов кристаллизации, фиксирует лишь заключительное состояние условий минералообразования, поэтому в основу расшифровки эволюции хрусталеобразования был положен анализ анатомии кристаллов кварца, подвергнутых гамма-облучению. Примесный состав кварца, обнаруживающий высокую чувствительность к изменению условий минералообразования (Цинобер, Самойлович, 1971), обуславливает при облучении смену густоты и тона окраски в соседних зонах роста кристалла, что позволяет проследить всю их эволюцию от зарождения каждого индивида.

Неоднородность примесного состава кварца помимо окраски сказывается на изменениях параметров индуцированной термолюминесценции (ИТЛ), ИКС, ЭПР, позволяющих различать наиболее распространенные разновидности кварца — цитрин, дымчатый и аметист. Более того, по данным ИТЛ могут быть установлены кварцы смешанного типа, содержащие как дымчатые, так и цитриновые центры окраски (Эшкин и др., 1976). Бесцветный горный хрусталь, широко распространенный в природе, часто в действительности оказывается кварцем, потенциальная окраска которого не проявилась из-за недостаточности дозы природного облучения. Искусственное воздействие на кварц жесткого ионизирующего излучения приводит к возбуждению в нем примесно-дефектных центров, различных для каждой разновидности кварца. Так, в дымчатом кварце преобладают Al—Na центры, появляющиеся в кварце при его образовании из щелочных растворов, из более кислых растворов образуется цитрин, в котором присутствует Al—OH и Al—Li центры. Дефектные центры аметиста формируются при участии железа, поэтому характер его термолюминесценции менее показателен до 400 °С, чем для дымчатого кварца и цитрина. Кварцу присуща кривая ИТЛ с максимумом свечения в области выше 250 °С. Кривая ИТЛ цитрина имеет два максимума: при температуре до 200 и 200—250 °С. С первым максимумом свечения связана рекомбинация возбужденных Al—OH центров, поэтому появление такого пика на кривых ИТЛ дымчатого кварца может свидетельствовать об относительном повышении кислотных свойств минералообразующего раствора.

Сопоставление внутреннего строения кристаллов кварца из разных месторождений показало, что всех их можно подразделить на грубозональный (светлинский) и тонкозональный (астафьевский) типы.

Формирование кристаллов светлинского типа нами описывалось ранее (Эшкин и др., 1975). Было показано, что рост кристаллов начинался с отло-

жения дымчатого кварца 1-й генерации. Окраска кварца равномерная, в соседних зонах роста может незначительно меняться только ее плотность. По кривым ИТЛ в наиболее раннем дымчатом кварце обнаруживаются дополнительные максимумы свечения при низких температурах (до 200 °С), что свидетельствует о присутствии в нем Al—ОН центров. Постепенно количество этих центров снижается и кривая ИТЛ приобретает нормальную для дымчатого кварца форму с одним высокотемпературным пиком (см. рисунок). В редких случаях среди дымчатого кварца встречаются зоны цитрина шириною менее 10 мм. Позже этого цитрина вновь кристаллизуется дымчатый кварц, который по всем признакам аналогичен более раннему. Перерыв в отложении дымчатого кварца знаменует возникновение в кварце кристаллизационной мозаичности. В этих же кристаллах встречаются более ранние внутриминерализационные периоды возникновения кристаллизационной мозаичности.

Образование дымчатого кварца сменяется цитрином, которому зачастую предшествует дробление ранее возникших кристаллов, хотя можно наблюдать и нормальное нарастание цитрина на дымчатый кварц. Цитрин характеризуется обычной для такой разновидности кварца кривой ИТЛ (см. рисунок), поражен двойникованием по бразильскому закону, широко распространены в нем трещины гетерометрии и трубчатые газово-жидкие включения. Кристаллизация цитрина связана с проявлением 2-й стадии хрусталеобразования, поэтому встречаются гнезда без цитрина (проявилась только 1-я стадия), где кристаллы сложены только дымчатым кварцем. В других случаях, наоборот, кристаллы сложены только цитрином, что свидетельствует об отсутствии здесь 1-й стадии.

Аметист разрастается в виде реберных, вершинных форм на кристаллах как цитрина, так и более раннего дымчатого кварца. В ряде случаев он слагает области регенерации раздробленных кристаллов, что свидетельствует о наличии предшествующих ему тектонических подвижек. Интересно, что иногда аметист слагает нормальные зоны в наружных частях пирамид нарастания основных ромбоэдров.

На одном из рудопроявлений Южного Урала представилась возможность наблюдать совмещение (перекрывание) 1-й и 2-й стадий хрусталеобразования. Уже обращалось внимание (Эшкин и др., 1975), что в этом случае регенерация расколотого дымчатого кристалла осуществлялась визуально дымчатым кварцем, который по данным ИТЛ оказался дымчато-цитриновым. В более поздних частях регенерированной области относительная доля цитрина возрастает и в конце концов кварц становится нормальным цитрином.

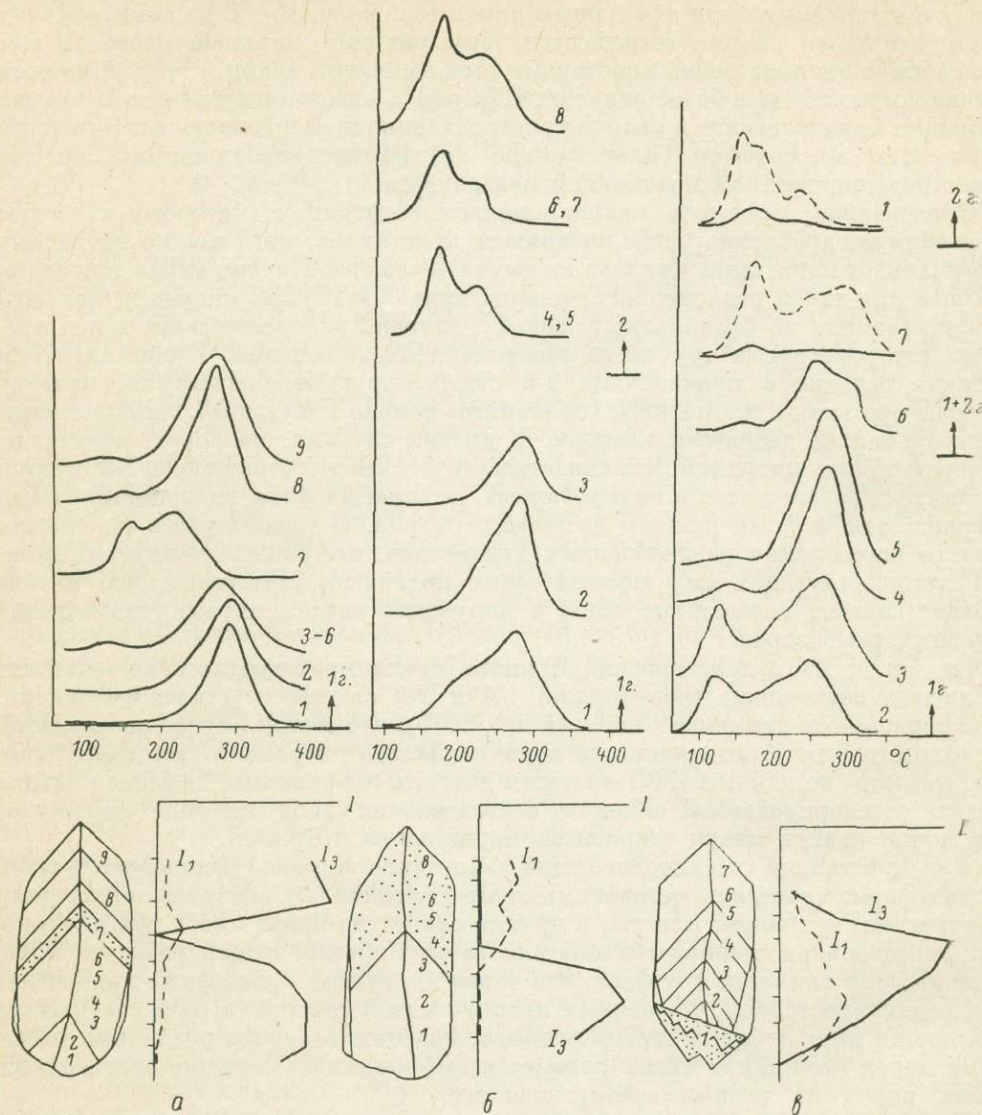
Для кристаллов светлинского типа характерно широкое разнообразие габитусных форм: кристаллы независимо от того сложены ли они только дымчатым кварцем или цитрином, или тем и другим совместно могут иметь тригонально-или гексагональнопризматический или остроромбоэдрический габитус. Обращает на себя внимание тот факт, что такое же разнообразие форм характерно также для кристаллов, сложенных кварцем одной генерации, образовавшихся поблизости друг от друга на одном месторождении, но среди различных по составу пород (кристаллических сланцев и амфиболитов), а также среди одинаковых пород на разных месторождениях.

Анализ эволюции формы кристаллов позволяет заметить, что наиболее устойчивой формой является призма: если зародившийся кристалл приобретает такую форму, то она сохраняется до конца роста кристаллов. В то же время по мере роста кристаллов происходит смена остроромбоэдрических форм, грани которых приближаются по ориентировке к граням призмы, а порой последние реально появляются в огранке кристалла.

Кристаллы астафьевского типа характеризуются частым чередованием в пирамидах роста основных ромбоэдров зон дымчатого, цитриново-дымчатого (оливкового) и цитринового кварца. Как показывают наблюдения, такие кристаллы имеют тригональнопризматический и тригональноостроромбоэдрический габитус. Степень тригональности в них развита в большей степени, чем в кристаллах светлинского типа. Эволюция формы кристаллов в общих чертах аналогична кристаллам светлинского типа: изначально призматическая форма кристаллов сохраняется в процессе их роста, остроромбоэдрические кристаллы-зародыши с преобладающим развитием граней $\{30\bar{3}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{50\bar{5}1\}$ в про-

цессе роста приобретают более остросомоэдрическую форму за счет появления граней {7071}, {9091} и других. В некоторых случаях появляются даже грани призмы. Необходимо обратить внимание на два типа цитрина в кристаллах астафьевского типа. Один цитрин, обычно распространенный в головках кристаллов, поражен двойниками по бразильскому закону, трещинами гетеро-

пературную область. Кривая ИТЛ механической смеси дымчатого кварца и цитрина имеет три самостоятельных максимума свечения. Следующие зоны роста кристаллов представлены чередованием дымчатых и цитриновых зон, причем постепенно количество дымчатого кварца становится преобладающим вплоть до полного исчезновения цитрина. Отступления от указанной эволюционной последовательности могут заключаться лишь в появлении в начальные и средние периоды эволюции более широких зон с однородной дымчатой или

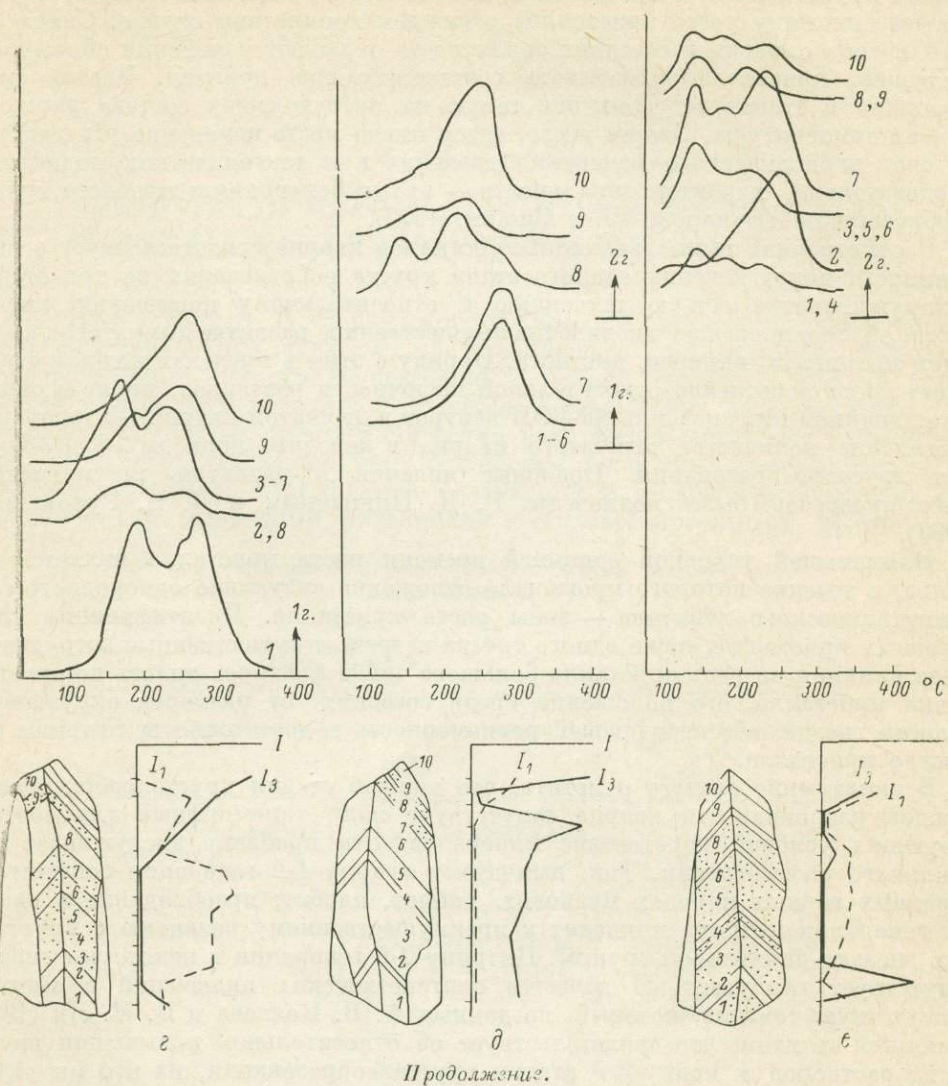


Параметры ИТЛ кварца по зонам роста кристаллов, сформировавшихся в течение 1-й стадии (а), 1-й и 2-й стадий (б), при совмещении 1-й и 2-й стадий (в), в течение 1-й стадии (г), в конце 1-й и в течение 2-й стадии (д), в течение 2-й стадии (е).

а-в — кристаллы светлинского типа; г-е — кристаллы астафьевского типа. Графики изменения интенсивности свечения приведены по первому цитриновому (I_1) и дымчатому (I_2) максимумам. 1г. — первая генерация; 2г. — вторая генерация.

метрии и содержит трубчатые газожидкие включения. Другой, более ранний цитрин указанных дефектов не содержит. Какова же общая эволюция разновидностей кварца в процессе роста кристаллов?

Наиболее ранний кварц в кристаллах астафьевского типа представляет собой чередование оливкового кварца с отдельными зонами цитрина. Оливковый кварц — это гомогенная смесь центров, ответственных за дымчатую и цитриновую окраску. По этой причине кривые ИТЛ такого кварца могут содержать два пика при смещении их (особенно второго) в более высокотем-



Продолжение.

оливковой окраской. Подобных зон цитрина в этой части кристаллов не наблюдалось, а мелкие зоны цитрина по качеству не отличаются от дымчатого кварца.

Во многих случаях кристаллизация дымчатого кварца резко сменяется цитрином, в котором уже дымчатый кварц представлен отдельными узкими зонами, относительное количество которых возрастает к концу формирования кристалла. Эта новая преобладающе цитриновая зона уже содержит все те дефекты, которые были присущи цитрину 2-й генерации в кристаллах светлинского типа. Отложению цитрина в ряде случаев предшествует дробление ранее образовавшихся кристаллов. Все это позволяет отнести существенно цитриновые (дефектные) области кристаллов астафьевского типа ко 2-й стадии хрусталеобразования, т. е. к кварцу 2-й генерации. Количество его широко меняется не только в разных гнездах, но и в кристаллах, отличающихся по времени зарождения. Были встречены хрустальные гнезда, образовавшиеся в основ-

ном во вторую стадию, благодаря чему кристаллы из них были сложены практически нацело цитрином 2-й генерации.

Проявление 3-й стадии хрусталеобразования фиксируется и на этих кристаллах по реберным и вершинным формам нарастания аметиста. Внешние зоны аметиста в ряде случаев имеют дымчатую окраску, иногда она концентрируется вдоль ребер и около вершин кристаллов.

Кристаллы светлинского и астафьевского типов встречаются практически во всех хрусталеносных провинциях. Зональность кристаллов по существу отражает динамику роста кристаллов в каждом конкретном случае. Смена густоты и тона окраски в соседних зонах роста отражает изменения способности растущего кристалла захватывать соответствующие примеси. Частая смена зональности ставит под сомнение такую же частую смену состава растворов или их температуры. Скорее всего, здесь имело место изменение рН раствора за счет периодического изменения давления при тектонических подвижках. Следовательно, характер зональности — это «сейсмограмма» процесса хрусталеобразования (Буканов, 1974; Эшкин, 1977).

Рассмотренная выше эволюция кристаллов кварца свидетельствует о необходимости подразделения единого этапа хрусталеобразования на три стадии, обнаруживающие общую тенденцию к относительному повышению кислотности, обуславливающей вначале преимущественное развитие дымчатого кварца, затем цитрина и, наконец, аметиста. Наряду с этим в пределах каждой стадии имеет место повышение относительной щелочности растворов, проявляющееся в постепенном исчезновении Al—ОН центров в дымчатом кварце 1-й генерации, повышение количества дымчатого кварца в конечные периоды 2-й и 3-й стадии хрусталеобразования. Подобные явления в развитии постмагматических процессов были подмечены В. Д. Никитиным и Д. В. Рундквистом (1967).

Наименьшей условной единицей времени роста кристалла является импульс, в течение которого произошло отложение визуально однородного слоя кристаллического вещества — зоны роста кристалла. Идентификация слоев в разных кристаллах даже одного гнезда встречает существенные затруднения из-за влияния на рост кристалла большого числа факторов вплоть до ориентировки кристалла, его положения среди соседних, от размеров окружающей полости гнезда, обеспечивающей равномерность и достаточность питания растущего кристалла.

В заключение следует отметить, что каждой стадии хрусталеобразования, каждой разновидности кварца сопутствует свой, типоморфный для соответствующих условий парагенезис минералов. Эта проблема заслуживает специального рассмотрения. Так, дымчатому кварцу 1-й генерации сопутствуют в разных горных породах мусковит, хлорит, альбит; преобладание в кварце 1-й генерации цитрина приводит к преимущественному развитию в хрустальных гнездах диккитовой группы. Цитрину 2-й генерации в некоторых гнездах сопутствует галлуазит. В качестве сингенетических включений в аметисте присутствует гематит, который, по данным А. В. Козлова и Б. Н. Ли (1980), сменяется гетитом, что свидетельствует об относительном повышении щелочности растворов к концу 3-й стадии хрусталеобразования, на что мы указывали выше, учитывая особенность кварца 3-й генерации.

Теория стадийности хрусталеобразования требует дальнейшей разработки, особенно в области расшифровки закономерностей эволюции формы кристаллов кварца, начиная с момента их зарождения.

ЛИТЕРАТУРА

Буканов В. В. Морфология и внутреннее строение кристаллов природного кварца. — В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971.

Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л., 1974.

Вировлянский Г. М. Кварц как геологический термометр. — ЗВМО, 1938, вып. 3.

Карякин А. Е., Смирнова В. А. Структуры хрусталеносных полей. М., 1967.

Козлов А. В., Ли Б. Н. О возможности использования включений гетита и гематита при оценке термодинамических параметров аметистообразующих растворов. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1980.

Никитин В. Д., Рундквист Д. В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. — ЗВМО, 1967, вып. 5.

Цинобер Л. И., Самойлович М. И. Структурные дефекты в кристаллах кварца как чувствительные индикаторы особенностей процесса минералообразования. — В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971.

Эшкин В. Ю. Некоторые особенности формирования гнезд с кристаллами кварца. — Зап. ЛГИ, 1977, т. 74, вып. 2.

Эшкин В. Ю., Карякина Т. А., Богданова Г. Н. Эволюция и типоморфизм кристаллов кварца на одном из хрусталоносных полей и Южного Урала. — ЗВМО, 1975, вып. 4.

Эшкин В. Ю., Богданова Г. Н., Персиенен А. А. Термолюминесценция кварца и ее практическое значение. — В кн.: Физика минералов и проблемы типоморфизма. Л., 1976.

А. М. Кропачев

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ НА УРОВНЕ МИНЕРАЛОВ В ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Согласно закону В. И. Вернадского (1954) о рассеянии вещества и энергии около углеводородных залежей, представляющих концентрацию вещества и энергии, формируются ореолы рассеяния — потоки вещества и энергии. Состав ореолов рассеяния определяется процессами разрушения месторождений углеводородов. Например, при механическом разрушении возникает углеводородный ореол, представляющий поток наиболее подвижных углеводородов; при аэробном окислении формируются углекислый и тепловой ореолы; при анаэробном — сероводородный, углекислый и тепловой ореолы (см. таблицу).

Ореолы рассеяния углеводородных залежей
(Кропачев, 1977)

Процессы разрушения углеводородных залежей		Состав ореолов рассеяния
Физическое (механическое) разрушение		Углеводородный Ртутный Иодный
Биохимическое разрушение	Аэробное окисление	Углеводородный Углекислый Тепловой
	Анаэробное окисление	Сероводородный Углекислый Тепловой Углеводородный

Впервые идея о вертикальной миграции углеводородных газов от залежи к поверхности была рассмотрена в работах В. А. Соколова (1947). Позже об этом явлении писали Ф. А. Алексеев (1960), П. Л. Антонов (1963) и др. П. Л. Антонов указывал, что непрерывные газовые ореолы месторождений образуются за счет диффузии. В. А. Соколов (1965) и И. С. Старобинец и др. (1976) показали, что в процессе миграции углеводородных газов к поверхности происходит дифференциация за счет хроматографического и диффузионного эффектов.

При достаточной длительности процессов разрушения углеводородных месторождений потоки вещества и энергии при благоприятных литолого-тектонических и гидрогеологических условиях проникают в вышележащие горные породы, осадки, достигают гидросферы, атмосферы и биосферы.

В окружающей среде ореолы рассеяния оказывают активное воздействие на литогенные и биогенные процессы. Под их влиянием изменяются условия миграции химических элементов, происходит растворение или образование

новых минералов. Например, под влиянием сероводородного ореола возникает восстановительная среда и, как следствие, уменьшается подвижность халькофильных элементов, которые с сероводородом образуют нерастворимые сульфиды. В пределах углекислого ореола повышается кислотность водных растворов и за пределы ореола выносятся многие карбонаты.

В итоге в окружающей среде под влиянием ореолов рассеяния возникает совокупность процессов, которую следует рассматривать как природное явление под общим названием **ореольный эффект**. Ореольные эффекты и ореолы рассеяния есть не что иное как передача информации от углеводородной залежи к окружающей среде. В окружающую среду она вносится посредством химических, физических и других сигналов и закрепляется в пределах ореолов рассеяния в виде разнообразных форм записи информации сразу на нескольких уровнях: атомном, минеральном, породном, на уровне физических полей и организмов. В настоящей статье эта информация рассматривается только на минеральном уровне.

Проявление ореольного эффекта на минеральном уровне обусловлено изменением щелочно-кислотных, окислительно-восстановительных свойств минералогенетической среды под влиянием ореолов рассеяния. При этом конституция минералов есть функция не только химического состава ореолов рассеяния, но и горных пород, осадков, подземных и поверхностных вод, находящихся в сфере влияния ореолов рассеяния.

Минералообразование в сероводородном ореоле. В пределах сероводородного ореола возникает восстановительная сульфидная среда с максимумом концентрации сульфид-иона в зоне водонефтяного контакта (ВНК). Сульфид-ион является причиной восстановления окислов и образования нерастворимых сульфидов. Наиболее благоприятны для образования сульфидов терригенные отложения, богатые железом и халькофильными элементами. Ореольный пирит образуется не только за счет окислов железа. Характерно замещение пиритом биотита, которое сопровождается новообразованиями хлорита и рутила. Максимальные концентрации пирита установлены в терригенных породах в зоне ВНК, где, по данным Ю. В. Щепеткина и А. В. Рылькова (1976), его содержание достигает 10 кг/т (Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция). Р. М. Юркова (1970) установила, что в тяжелой фракции песчаников на месторождениях о-ва Сахалин содержание пирита достигает 10%.

В карбонатных и терригенно-карбонатных породах на восточной окраине Русской платформы в пределах сероводородных ореолов установлены пирит, сфалерит, халькопирит и сульфиды никеля.

Если месторождение углеводородов содержит ртуть (Глушко и др., 1974), то в пределах сероводородного ореола образуется киноварь.

Ореольные сульфиды в основном локализируются в трещинах и кавернах. Пирит местами метасоматически замещает окислы железа и биотит.

При выходе сероводородного ореола в зону активного водообмена происходит окисление сероводорода и образование самородной серы. Последняя окисляется до серной кислоты, под влиянием которой за счет алюмосиликатов калия образуются алунит и квасцы.

Таким образом, в результате работы сероводородного ореола формируется ореольная зональность на уровне минералов: по мере удаления от углеводородной залежи и приближения к поверхности сульфиды сменяются самородной серой, последняя — алунитом и квасцами (см. рисунок).

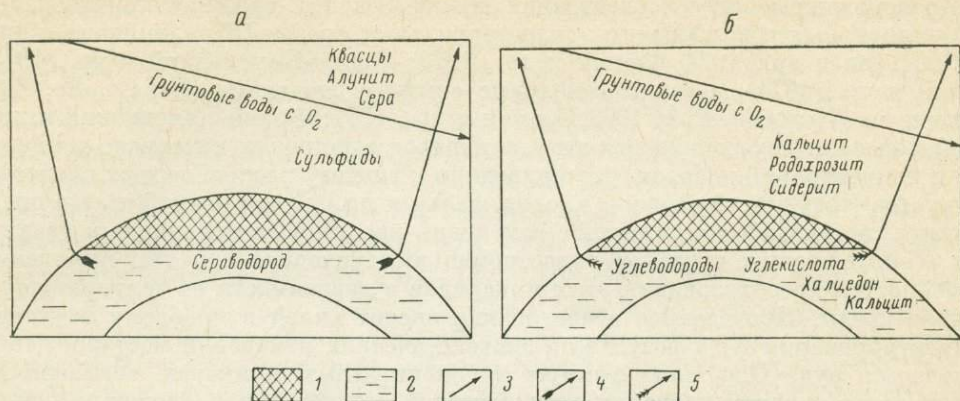
Минералообразование в углекислом и углеводородном ореолах. В пределах углекислого ореола происходит обогащение водных растворов углекислотой, за счет которой происходит повышение кислотности, особенно в кровле нефтяной залежи и в зоне ВНК, где рН водных растворов снижается до 4.

Появление в терригенных породах кислой среды является причиной образования каолинита за счет полевых шпатов, глинистых минералов, образования халцедона на кислом геохимическом барьере. При снижении давления в трещинах и порах образуется ореольный кальцит.

В случае сложного углеводородно-углекислого ореола образуется кислая восстановительная среда, в условиях которой в терригенных породах за счет ильменита и сфена образуется лейкоксен (рутил, анатаз, брукит). При этом,

как показали наблюдения, содержание ильменита снижается с 25—54 до 5—12%, сфена с 15—40 до 1, 3%, а концентрация лейкоксена соответственно увеличивается с 8—18 до 25—545% (Юркова, 1970).

В карбонатных и терригенно-карбонатных породах кроме кальцита образуются карбонаты железа и марганца. На кислом геохимическом барьере отлагается халцедон. По данным Ю. В. Щепеткина и А. В. Рылькова (1976), в преде-



Минералообразование в ореолах рассеяния углеводородных залежей.

а — в сероводородном ореоле; б — в сложном углеводородном—углекислом. 1 — углеводородная залежь; 2 — поровые водные растворы; 3 — движение грунтовых вод; 4 — миграция сероводорода; 5 — миграция углеводородов и углекислоты.

лах описываемого ореола наблюдается зональность в распределении ореольных минералов: кальцит преобладает в зоне ВНК, а в составе продуктивного пласта и в кровле — сидерит и карбонат марганца.

Вышеизложенное свидетельствует, что совокупность процессов и сигналов в ореолах рассеяния углеводородных залежей, можно рассматривать как минералогенетическую информацию (Юшкин, 1977), которая в данном случае имеет поисковое значение и может быть использована в совокупности с информацией на других уровнях при поисках месторождении нефти и газа, при оценке продуктивности структурных, литологических и других ловушек.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Ф. Я. Ядерная геофизика при прямых поисках нефти и газа. — В кн.: Ядерная геофизика при поисках полезных ископаемых. М., 1960.
- Антонов П. Л. Дальность и продолжительность диффузии газов в поверхностные воды. — Газ. промышл., 1963, № 9.
- Вернадский В. И. Парагены химических элементов в земной коре. О рассеянии химических элементов. — Избр. соч., т. I. М., 1954.
- Глушко В. В. и др. Ртуть в газах продуктивных горизонтов верхнего палеозоя северо-западной Европы. — Геол. нефти и газа, 1974, № 10.
- Кропачев А. М. Нефтепоисковое значение геохимической информации. — Нефтегаз. геол. и геофиз., 1977, № 6.
- Соколов В. А. Прямые геохимические поиски нефти. М., 1947.
- Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М., 1965.
- Старобинец И. С. и др. Роль осадочных пород в распределении рассеянных углеводородных газов. М., 1976.
- Щепеткин Ю. В., Рыльков А. В. Роль минералого-геохимических исследований в выяснении условий формирования месторождений нефти и газа Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. — В кн.: Роль минералогии в поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений. Ч. 1. Киев, 1976.
- Юркова Р. М. Использование явления эпигенетического внутрислойного растворения некоторых акцессорных минералов для установления времени формирования нефтяного месторождения. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., 1970.
- Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977.
- Юшкин Н. П. Нефтепоисковое значение самородной серы. — В кн.: Геологические исследования на нефть и газ в Волго-Уральской области. М., 1964.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАОЛИНОВЫХ МИНЕРАЛОВ В Ni-ХЛОРИДНЫХ И КАРБОНАТНЫХ СРЕДАХ

Проводившиеся ранее исследования преобразований каолиновых минералов в Mg-хлоридных и карбонатных гидротермальных средах (Котельникова и др., 1979; Нгуен и др., 1974; Рюмин и др., 1977; Франк-Каменецкий и др., 1973; Шитов и др., 1974), а также отдельные опыты с добавками (Ni, Co, Fe, Zn)-карбонатов (Нельсон, Рой, 1963; Рюмин и др., 1977; Франк-Каменецкий и др., 1981) показали неустойчивость этих минералов в широком интервале температур и концентраций добавок, что приводило к синтезу разнообразных слоистых силикатов (тосудит, серпентин, хлорит, тальк и пр.). В настоящей статье принято систематическое изучение изменений каолиновых минералов в различных Ni-содержащих средах в гидротермальных условиях с целью выявления особенностей преобразования этих минералов в зависимости от температуры и состава среды. Проведенное исследование вносит вклад в проблему изучения концентрирования Ni в результате эпигенетических изменений месторождений никелевых руд. Оно иллюстрирует на конкретных примерах возможности экспериментального изучения структурной онтогении слоистых силикатов.

Опыты проводились в реакторе с холодным затвором в интервале температур 200—600 °C в стандартных условиях (Котов, Копейкин, 1972). Pt-ампула с определенным отношением каолиновый минерал : Ni-содержащая добавка (см. ниже) = 4 : 1, 3 : 2, 2 : 3, 1 : 4, иногда с промежуточными весовыми соотношениями помещалась в реактор, давление поднималось до 1 кбара и включался нагреватель. После окончания опыта производилась закалка реактора (≈ 5 мин), понижалось давление и образец извлекался для исследования. Определение фазового состава образцов производилось с помощью дифрактометра ДРОН-2.0 в режиме 35 кВ, 20 мА, Ni-фильтр, щели $0.5 \times 1.0 \times 0.25$ мм, постоянная времени RC = 400/5 и 1000/5, скорость ленты 1200 мм/с с вращением в плоскости образца 60 об/мин. Количественные соотношения исходных и новообразованных фаз определялись полуколичественно с помощью визуальных оценок интенсивностей рефлексов. В опытах использовались NiCO₃, NiCl₂·6H₂O, практически мономинеральный просяновский каолинит, туромчинский диккит и мурунтауский накрит (коллекция О. В. Русиновой), охарактеризованные нами ранее (Франк-Каменецкий и др., 1981).

Результаты экспериментов представлены на рисунке, где по горизонтали каждого прямоугольника отложена температура, а по вертикали — фазовый состав, пересчитанный на 100%.

Чистый NiCO₃. Используемый реактив NiCO₃ (ч. д. а.) рентгеноаморфен. Он переходил в кристаллические фазы (см. рисунок, а), начиная с T приблизительно 150 °C с образованием Ni(OH)₂, NiCO₃, NiO, Ni металлического и Y-фазы. Главный рефлекс последней ($d/n = 4.80$ Å) не проявляется уже при $T = 250$ —300 °C, в то время как Ni(OH)₂ (d/n , Å: 4.63, 2.71, 2.34, 1.75 и др.) и NiCO₃ (d/n , Å: 3.51, 2.71, 2.30, 2.08, 1.92 и др.) получают максимальное развитие. Однако при $T \leq 400$ °C обе эти фазы исчезают и в продуктах опыта фиксируется только Ni (d/n , Å: 2.03, 1.77, 1.25 и др.) и NiO (d/n , Å: 2.41, 2.08, 1.47 и др.).

Наличие всех вышеуказанных фаз свидетельствует об условиях протекания нижеописываемых процессов с добавками NiCO₃ при низком парциальном давлении CO₂ и начиная с $T \geq 400$ °C в строго буферированной системе по парциальному давлению кислорода (буферирование за счет (Ni, NiO)-буфера).

Каолинит + NiCO₃. В. А. Франк-Каменецким и др. (1981) было установлено, что в системе каолинит + H₂O при $T = 400$ —600 °C формируются пирофиллит, гидральсит, андалузит, муллит и кварц. Добавка NiCO₃ (см. рисунок, б) приводит к существенному изменению последовательности образования фаз. При $T = 200$ —350 °C в соответствии с данными опытов (см. рисунок, а) происходит

преобразование рентгеноаморфного Ni-карбоната в кристаллизованный NiCO₃ и NiO. При $T \geq 350$ °C каолинит разрушается с образованием (Ni, Al)-серпентина. Усиливаются рефлексy примесной слюды, существовавшей в исходном каолините. При $T \geq 500$ °C каолинит полностью разрушается с образованием тех же фаз, что в чистой системе каолинит+H₂O: гидральсита, андалузита, муллита, кристобалита и кварца. Но вместо пирофилита образуется Ni-талк. Предпринимались попытки синтеза мономинерального Ni-талка (см. рисунок, в-о) по разным каолиновым минералам при $T=600-670$ °C с различными добавками NiCO₃. Однако во всех случаях талк синтезировался с (Ni, Al)-серпентином или андалузитом, муллитом, кварцем и др. Только опыты со смесью каолинит : NiCO₃ и добавкой SiO₂ (см. рисунок, п-с) позволили выявить наиболее оптимальные условия для синтеза Ni-талка. Так, в опыте со смесью каолинит : SiO₂ : NiCO₃=6 : 5 : 7 при $T=650$ °C Ni-талк синтезируется в количестве $\approx 80\%$ с небольшой примесью кварца и муллита. Хорошо проявлены базальные рефлексy с d (Å)—00l: 9.36—002, 4.68—004, 3.13—006 и рефлексy общего положения d (Å)—hkl: 2.63—130, 2.46—133, 2.20—135 и др. Положение рефлексов 020 и 060 при 4.55 и 1.52 Å соответственно свидетельствует о триоктаэдричности этого новообразования. В целом дифракционная картина синтезированного Ni-талка весьма сходна с приводимой в литературе для виллемсейта—(Ni, Mg)-разновидности талка. Вероятно, необходимо дальнейшее изучение этой фазы (как и описываемого ниже (Ni, Al)-серпентина) монокристалльными методами.

Увеличение содержания добавки NiCO₃ приводит к сокращению поля синтеза талка (см. рисунок, з, о). Он еще образуется по смеси каолинит : NiCO₃=2 : 3 при $T=600$ °C, но полностью отсутствует в смеси 1 : 4 (см. рисунок, т). Вместо талка при этом формируется (Ni, Al)-серпентин, который по смесям 2 : 3 и 1 : 4 синтезируется с небольшой примесью NiO. Смесью этих минералов по своим дифракционным характеристикам отвечает природному образованию — гарниериту, описанному в корах выветриваний массивов ультраосновных пород (Витовская, Берхин, 1970; Brindley, Pham Thi Nahg, 1976).

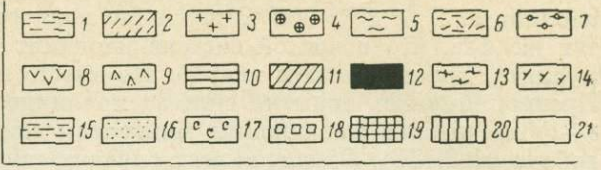
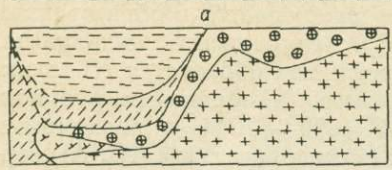
При $T=600$ °C, когда каолинит неустойчив и полностью разрушается с образованием серпентина, для последнего проявлены базальные рефлексy 00l с $d_{001}=7.14$, $d_{002}=3.55$ Å, а также рефлексy с $d_{020}=4.56$, $d_{060}=1.527$ Å и др. Синтезированный (Ni, Al)-серпентин оказывается сходен с (Mg, Al)-серпентинами, полученными в системе каолинит—MgCO₃—H₂O (Нгуен и др., 1974), а также с описанными в литературе (JCPDS, 1952).

Синтетический (Ni, Al)-серпентин представляет собой смесь структурных типов В и D в соотношении $D > B$ и $B \approx D$ (Звягин и др., 1965).

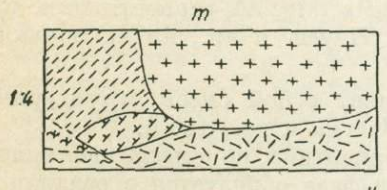
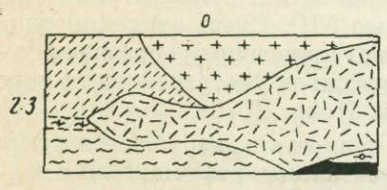
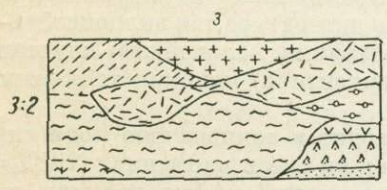
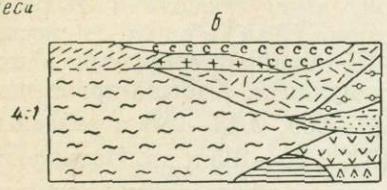
Интересная особенность синтеза (Ni, Al)-серпентина по смеси каолинит : NiCO₃=3 : 2 и 1 : 3 заключается в том, что эта фаза образуется в различном количестве в продуктах опытов, проводимых в температурном интервале 300—600 °C. Как видно из рисунка з и о, количество (Ni, Al)-серпентина возрастает при $T \approx 300$ °C, затем снижается при $T=400$ °C и вновь возрастает в интервале $T=400-600$ °C. Одновременно при $T=400$ °C отмечается максимальный выход NiO, образующегося за счет разрушения NiCO₃. Далее по мере увеличения синтеза (Ni, Al)-серпентина поле синтеза NiO постепенно сокращается, т. е. $T=400$ °C является тем рубежом, который регулирует синтез (Ni, Al)-серпентина. При этой температуре переход NiCO₃ → NiO является доминирующей реакцией, препятствующей выходу Ni в паровую фазу и связыванию его с силикатным материалом. Лишь превышение «температурного барьера» вновь приводит к увеличению способности Ni расходоваться на построение (Ni, Al)-серпентина.

Особенностью синтеза при повышенном содержании в смеси NiCO₃ (каолинит : NiCO₃=3 : 2, 2 : 3, 1 : 4) является образование 5.92 Å X-фазы, а по смеси 2 : 3 небольшого количества 14Å-фазы. Первая характеризуется проявлением лишь 2-х пиков при 5.94 и 4.83 Å, образуется при $T=200-250$ °C, что затрудняет ее идентификацию. Высокий фон на дифрактограмме указывает на обогащенность системы Ni. Вероятно, фаза относится к каким-либо Ni-гидратам.

150 200 300 400 500 600°C

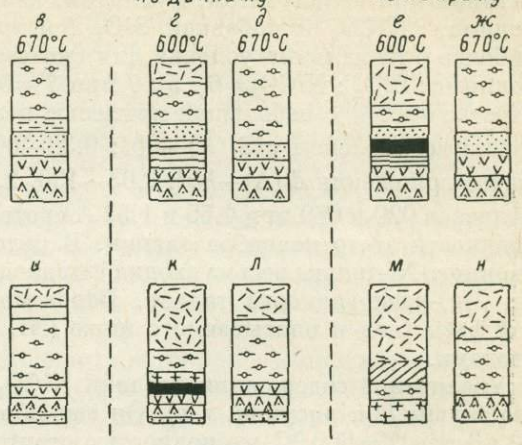


Смеси

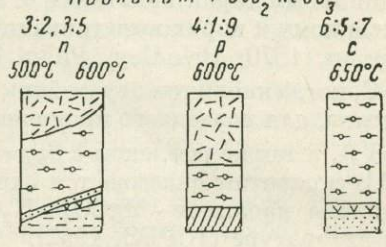


по Диккиту

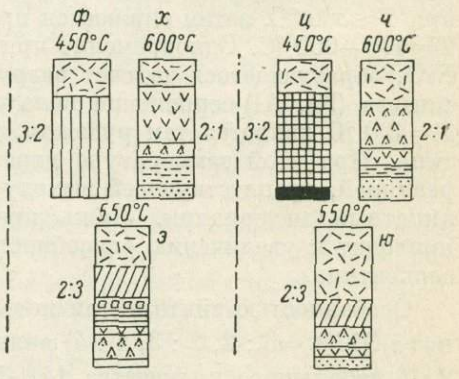
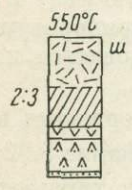
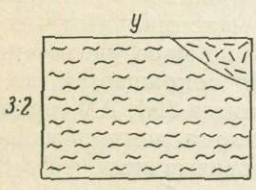
по Накриту



Коилинит + $\text{SiO}_2 + \text{NiCO}_3$



Каплиновые минералы + $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$



14Å-фаза образуется в небольшом количестве лишь при $T=600^\circ\text{C}$ по смеси 2 : 3. Гликоляция образца приводит к смещению пика к 15 Å. Одновременно проявляется слабый рефлекс, при $\sim 31 \text{ \AA}$, что может быть связано с формированием смешанослойного образования типа хлорит—монтмориллонит. Однако возможность образования при столь высокой температуре стабильного монтмориллонита представляется сомнительной. Скорее всего, смешанослойная фаза является закалочным метастабильным образованием. Каких-либо рефлексов этой фазы при низких температурах по исследованным смесям не отмечается.

Каолинит + $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Изменения состава среды в связи с введением минерализующей добавки $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (см. рисунок, y — ν) заметно отразилось на фазообразовании. По смеси каолинит : $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}=3 : 2$ в интервале $T=350$ — 450°C синтезируется (Ni, Al)-серпентин. Серпентин образуется также по диккиту и накриту (см. рисунок, ϕ — ψ соответственно). Во всех случаях сохраняется довольно много не полностью преобразованного исходного материала.

Повышение T до 600°C с небольшим изменением стехиометрии среды (диккит, накрит : $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}=2 : 1$) приводит к сохранению поля синтеза (Ni, Al)-серпентина, к полному исчезновению каолиновых минералов, образованию андалузита, муллита, кварца. В целом фазовый состав новообразований оказывается сходным. При $T=550$ — 600°C по смеси каолиновые минералы : $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}=2 : 3$ выявляется исчезновение каолинита, диккита и накрита при 550°C (см. рисунок, ω , ϵ , ν) и появление во всех случаях наряду с андалузитом, кварцем, муллитом, в некоторых случаях, гидральсита, пирофиллита, хлорита. Наиболее отчетливо проявляются рефлексы 14 Å-хлорита при d (Å)— hkl : 14.2—001, 4.74—003 и также 2.82—005. Другие рефлексы совпадают с таковыми (Ni, Al)-серпентина, синтезирующегося вместе с хлоритом. Отличительной особенностью опытов с $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ от аналогичных опытов с Ni-карбонатом является синтез в широком температурном интервале таких новообразований, как муллит, андалузит, кварц, пирофиллит, что связано с более высокой кислотностью гидротермальных сред в опытах с хлоридами.

ВЫВОДЫ

1. Изучены фазовые преобразования каолинита в Ni-карбонатных и хлоридных средах при $P_{\text{H}_2\text{O}}=1$ кбар, $T=200$ — 600°C .

2. Установлено, что NiCO_3 разрушается при $T \approx 150^\circ\text{C}$ с образованием $\text{Ni}(\text{OH})_2$, NiO, Ni и Y-фазы. При повышенной температуре $T \geq 400^\circ\text{C}$ образуется NiO и Ni. Такое поведение Ni-карбоната сказывается на образовании Ni-содержащих силикатных фаз в смеси NiCO_3 +каолинит.

3. В присутствии Ni-карбоната каолинит неустойчив при $T \geq 200^\circ\text{C}$. В условиях низких содержаний добавок NiCO_3 (смеси 4 : 1, 3 : 2) в интервале $T=200$ — 600°C синтезируется (Ni, Al)-серпентин, а при $T \geq 500^\circ\text{C}$ — Ni-талк.

4. В экспериментах удается получить практически мономинеральный Ni-талк по смесям каолинит : $\text{SiO}_2 : \text{NiCO}_3=6 : 5 : 7$ (с примесью муллита, кварца $\approx 20\%$) при $T=650^\circ\text{C}$, а (Ni, Al)-серпентин по смеси каолинит : $\text{NiCO}_3=2 : 3$ при $T=500^\circ\text{C}$ (с примесью $\text{NiO} \approx 15$ — 20%).

5. Образование (Ni, Al)-серпентина существенно зависит от исходного состояния добавки Ni в гидротермальных условиях: максимум образования (Ni, Al)-серпентина приходится на $T=300^\circ\text{C}$, когда NiCO_3 распадается с выделением $\text{Ni}(\text{OH})_2$, а также на $T \geq 400^\circ\text{C}$, когда повышается реакционная способность добавки в связи с выделением металлического Ni.

Поля синтеза и преобразования фаз ($P_{\text{H}_2\text{O}}=1$ кбар, экспозиция 1—3 сут).

Преобразования: а — чистого NiCO_3 ; смесей каолиновый минерал : $\text{NiCO}_3=4 : 1-1 : 4$ (б, в, з, и, о, т — с участием каолинита; г, д, к, л — диккита; е, ж, м, н — накрита); смесей каолинит : $\text{SiO}_2 : \text{NiCO}_3$ (п — 2 : 2.3 : 3; р — 4 : 1 : 9, с — 6 : 5 : 7); смесей каолиновый минерал : $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}=3 : 2$ (у — с участием каолинита, ф — диккита, ц — накрита); смесей каолиновый минерал : $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}=2 : 1$ (х — с участием диккита, ч — накрита); смесей каолиновый минерал : $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}=2 : 3$ (ш — с участием каолинита, э — диккита, ю — накрита). Фазы: 1 — $\text{Ni}(\text{OH})_2$, 2 — NiCO_3 (окристаллизованный), 3 — NiO, 4 — Ni металлический, 5 — каолинит, 6 — (Ni, Al)-серпентин, 7 — Ni-талк, 8 — муллит, 9 — андалузит, 10 — гидральсит, 11 — хлорит (нимит), 12 — Ni-хлорит-монтмориллонит, 13 — X-фаза (Ni-гидрат), 14 — Y-фаза, 15 — кристобалит, 16 — кварц, 17 — слюда, 18 — пирофиллит, 19 — накрит, 20 — диккит, 21 — Ni-хлорит. Экспозиции: п, р, с — 3 сут, в, д, ж, и, л, н — 2 сут, остальные — 1 сут.

6. (Ni, Al)-серпентин и тальк образуются также и по другим минералам группы каолинита — диккиту и накриту. При этом в смеси структурных типов серпентинитов преобладает тип В и Д соответственно.

7. Ni-хлоридные среды в большей степени способствуют образованию (Ni, Al)-серпентина и алюмосиликатных фаз, таких как муллит, андалузит, пирофиллит и гидральсит, которые особенно интенсивно образуются при повышенной кислотности гидротермальной среды.

8. Проведенные опыты имеют значение при интерпретации процессов минералообразования в Ni-содержащих гидротермальных средах. Они показывают, в частности, что встречающиеся в коре выветривания никелевых месторождений, такие минералы как Ni-серпентин и Ni-тальк, могут образовываться в широком интервале $P-T-X$ параметров.

ЛИТЕРАТУРА

Витовская И. В., Берхин С. И. К вопросу о природе гарниерита. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 11. М., 1970, с. 26—39.

Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шитов В. А. Упорядочные и неупорядочные полиморфные разновидности серпентиновых минералов и их диагностика. — Кристаллография, 1965, т. 10, вып. 5, с. 634—643.

Котельникова Е. Н., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. Особенности формирования тосудита, хлорита и сопутствующих фаз при гидротермальном преобразовании каолинита в Mg-хлоридных растворах. — В кн.: Кристаллохимия и структурная минералогия. Л., 1979, с. 81—93.

Котов Н. В., Копейкин Н. Н. Аппаратура и некоторые приемы исследований при высоких температурах и давлениях. — Вестн. ЛГУ, 1972, № 12, с. 139—143.

Нгуен Тат Чам, Франк-Каменецкий В. А., Шитов В. А., Котов Н. В. Гидротермальные преобразования минералов группы каолинита и монтмориллонита в триоктаэдрические слоистые силикаты и сопутствующие им фазы в магнезиально-карбонатных средах. — В кн.: Кристаллография и кристаллохимия. Вып. 3. Л., 1974, с. 72—92.

Нельсон Б., Рой Р. Синтез хлоритов и их структурный и химический состав. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 307—329.

Рюмин А. А., Франк-Каменецкий В. А., Шитов В. А., Котов Н. В. Рентгеновские исследования $Co-Ni-Fe$ и Zn серпентиноподобных фаз, синтезированных в гидротермальных условиях. — В кн.: Рентгенография минерального сырья. Вып. 11. М., 1977, с. 58—61.

Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Варела Х. де Д. Структурные преобразования каолинита и мусковита в Zn -содержащих гидротермальных средах. — В кн.: Кристаллохимия и структурная минералогия. Л., 1981.

Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Гидротермальный синтез в системах галлуазит и каолинит+хлориды K, Na, Ca, Mg под давлением. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I. М., 1969, с. 143—163.

Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Кристаллохимия трансформационных превращений глинистых минералов. — ЗВМО, 1973, вып. 2, с. 129—142.

Шитов В. А., Котов Н. В., Нгуен Тат Чам. Структурная преемственность при преобразовании минералов группы каолинита в серпентиниты под давлением. — ДАН СССР, 1974, т. 216, № 3, с. 633—636.

JCPDS. — Powder Diffraction File, 1952, set 12, N 583; 1969, set 19, N 770; 1972, set 22, N 711.

Brindley G. W., Pham Thi Hang. The nature of garnierites. — Clays and Clay Miner., 1976, v. 21, p. 27—40.

В. И. Павлович

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ ПРИ РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Любое изменение внешних условий минералообразующей среды отражается на ее продуктах и проявляется в соответствующем изменении индивидуальных особенностей минералов или (если активность среды сильно возросла или уменьшилась) появлении новых (исчезновении старых) минеральных видов и ассоциаций. Это положение лежит в основе использования типоморфного анализа

при решении проблем происхождения минеральных комплексов. При этом доминирующее развитие в учении о типоморфизме минералов приобретает направление, охватывающее реконструкцию условий среды минералообразования по типоморфным особенностям минералов.

Некоторые аспекты проблемы происхождения гранитов. Кардинальный вопрос происхождения гранитов — образовались они из магмы или метасоматическим путем — объективно решается по включениям расплавов в минералах гранитов (Магматогенная кристаллизация. . ., 1975; Ермаков, Долгов, 1979, и др.). Таким методом, в частности, установлено (Бакуменко и др., 1979; Чупин и др., 1979), что гранитоиды Коростенского плутона кристаллизовались из расплава в интервале $\geq 830-600$ °С. Наиболее высокотемпературны рапакививидные граниты γ_1 , а наиболее низкотемпературны дайки F-гранитов и периферические зоны полнодифференцированных пегматитов. Раскристаллизованные включения расплавов в кварце гранитов рапакиви, несмотря на существование принципиально иных мнений о происхождении этих пород, однозначно подтверждают известное представление Эскола — нет другой глубинной породы, магматичность которой была бы более очевидной, чем рапакиви. Сейчас в их генезисе может дискутироваться такой вопрос — являются граниты продуктом дифференциации основной магмы или образовались в результате расплавления кислых боковых пород под действием основной магмы. Наши данные, а именно: высокая железистость слюд, наличие в калиевых полевых шпатах катион-радикала NH_3 и центров N^{-2} (определение Н. Н. Багмута) свидетельствуют в пользу представлений В. С. Соболева о глубинном происхождении исходной магмы и крайне высокой степени ее дифференцированности.

Отсутствие расплавных включений не означает отрицания магматического происхождения гранитов. Включения как дефекты кристаллов легко уничтожаются в процессе постмагматического и метаморфогенного изменения гранитов. Признаки постмагматического преобразования (но в пределах сохранения породы в рамках гранита) гранитов отчетливо зафиксированы в минералах апогранитов (в понимании А. А. Беуса).

1. Зерна кварца претерпевают высокотемпературную перекристаллизацию (грануляцию), в процессе которой он теряет (в зависимости от степени ее проявления) $\text{Al}-\text{O}^-$, Ti^{3+} и другие примесные (точечные) дефекты, обогащается объемными дефектами (включениями), заполненными газовой-жидкими растворами, уменьшает объемный вес, становится более пористым и проницаемым для последующих порций флюидов. Это одна из причин сопровождения апогранитов метасоматитами.

2. Фемические минералы претерпевают такие изменения: амфибол исчезает, а лепидомелан-1M обогащается Al_{VI} , Li, переходя в -истонит-сидерофиллит-1M, реже $-2M_1$ или в Li-Fe слюды. Появляющийся мусковит имеет структуру $2M_1$ в отличие от более позднего Fe-мусковита—1M из метасоматитов.

3. Порфириовидные вкрапленники калиевого полевого шпата «несут» признаки метакристаллов, а их структурное состояние отличается высокой упорядоченностью (максимальный микроклин) и отразилось на пониженной термоленинсценции.

4. Состав включений, соответствующих стадиям преобразования гранитов, изменяется по-разному. Статистически намечается тенденция увеличения отношения $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O}$ с понижением температуры преобразования.

Граниты, содержащие минералы с такими типоморфными признаками, представляют обычно практический интерес. В пределах Украинского щита таковыми являются граниты пержанского, каменногильского и лезниковского типов, несущие редкометальное оруденение.

Происхождение камерных пегматитов. Камерные пегматиты Волыни — своеобразный модельный объект магматического и постмагматического минералообразования (Долгов, 1963; Лазаренко и др., 1973). Типоморфные признаки начальной магматической стадии их формирования: а) наличие в ихтиоглиптах и вкрапленниках кварца рафических агрегатов затвердевших включений раскристаллизованного расплава; б) эпитактическая природа графических сростаний и индукционные соотношения в них минералов; в) начальная кристаллизация кварца в гексагональной модификации; г) разупорядоченная структура

калиевого полевого шпата, не претерпевшего перекристаллизации; д) близость конституционных особенностей одноименных минералов гранитов и графической зоны и др.

Дальнейшая история пегматитов определялась степенью проявления наложенных процессов. Следствием этого является наличие в пределах пегматитового поля серии тел с различной дифференциацией зон — от существенно графических до полнодифференцированных. В первых характеристики минералов изменяются практически линейно — от периферии к центру тел, во вторых подчинены более сложным закономерностям. Кроме внутреннего строения постмагматического периода формирования пегматитов определили их полезную минерализацию. Ему свойственны разнообразные способы образования минералов — перекристаллизацией магматического материала (нашедшей отражение в нивилировке структурно-химических особенностей и других признаках минералов), метасоматическим замещением и свободным ростом в полостях.

Интенсивность проявления постмагматического периода определилась количеством выделившихся из расплава летучих компонентов и тектоническим режимом. Роль этих факторов пегматитообразования можно реконструировать по: а) изменению структурного состояния полевых шпатов (пегматиты, претерпевшие интенсивное постмагматическое преобразование, содержат полевые шпаты, характеризующиеся наличием «перегиба» Si-Al упорядоченности на границе первично магматических и перекристаллизованных пород; пегматиты, становление которых заканчивалось в основном в магматическую стадию, содержат полевые шпаты с постепенным возрастанием Si-Al упорядоченности по направлению к центру тел); б) дефектности структуры кварца (установлено существенное различие в распределении Al—O⁻ центров в зернистых выделениях кварца — с постепенным наращиванием их концентрации от ранних к более поздним зонам в слабодифференцированных телах и приблизительно одинаковым уровнем концентрации центров по всему разрезу полнодифференцированных (перекристаллизованных) пегматитов; менее четкие различия наблюдаются по Ti³⁺ и E-центрам (параметр с элементарной ячейки коррелирует с содержанием Al—O⁻ центров); в) изменению состава и роли Li-Fe слюд (существует близкая к прямой зависимость между степенью дифференцированности тел, интенсивностью проявления в них постмагматических процессов и увеличением роли литиевых слюд изоморфного ряда «лепидомелан-лепидолит»); г) содержанию примесей в полевых шпатах (величина отношения K/Rb уменьшается с увеличением степени дифференциации пегматитов, содержание NH⁺, наоборот, возрастает в этом направлении; количество органического вещества увеличивается при переходе от магматических образований к постмагматическим и т. д.); д) характеру распределения октаэдрических катионов в слюдах (пегматиты с полной дифференциацией зон и спокойными условиями пневматолитово-гидротермального минералообразования содержат протолитиониты с распределением катионов, приближающимся к нестатистическому; нарушение этих условий сопровождается разупорядочиванием катионов) и другим типоморфным признакам минералов.

Режим кислотности—щелочности пегматитообразующей среды частично можно реконструировать по изменению содержания водородных дефектов в кристаллах кварца (Павлишин и др., 1978). Их анализ показал: а) по величине рН кристаллы кварца из непродуктивных и низкопродуктивных камерных пегматитов росли в менее контрастных условиях, чем из продуктивных; б) начальная стадия роста кристаллов (сотовый кварц) непродуктивных пегматитов характеризовалась более высокими значениями рН, чем продуктивных; в) дымчатые разновидности кристаллов кварца продуктивных пегматитов образовались в более щелочных условиях, чем непродуктивных. Перегиб кривой на диаграмме «содержание протонов в кварце—температура кристаллизации», соответствующий повышению кислотности кварцобразующих растворов, смещен в сторону более высокой температуры при переходе от продуктивных пегматитов к непродуктивным. Из этого следует, что в последних щелочной период, т. е. период кристаллизации основной массы полезного ископаемого, проявился слабо или отсутствует, согласуясь с данными термобарогеохимии (Калужный, 1979).

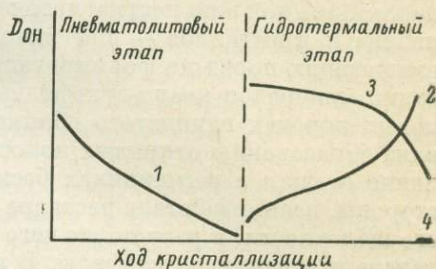
О происхождении гидротермальных жил и гидротермально-метасоматических образований. Происхождение гидротермальных жил, особенно источник их растворов и рудного вещества, — предмет острых дискуссий (Сечевица, 1976; Барабанов, 1976, 1977, и др.). Минералогические исследования в этой области отстают. Совершенно очевидно, что при установлении генезиса гидротермальных кварцевых или кварц-сульфидных жил в первую очередь следует привлекать данные по типоморфизму наиболее распространенного, а иногда и единственного в них минерала — кварца. Такая попытка была предпринята В. В. Букановым (1974) на основе главным образом морфологии кварца, позволявшая ему дифференцировать хрусталеносные жилы Приполярного Урала на три генетических типа.

Мы вначале обратимся к гидротермальным жилам Донбасса с привлечением широкого спектра данных по типоморфизму кварца, которые наряду с общегеологической информацией частично уже нами излагались (Лазаренко и др., 1975; 1978; Красильщикова и др., 1976; Павлишин и др., 1978). Рассмотрение их с точки зрения классической постмагматической гипотезы предполагает формирование хрусталеносной минерализации в позднечелочную стадию дифференциации растворов. Это значит, что выросшие в этих условиях кристаллы кварца должны быть наделены соответствующими признаками, например, такими как в жилах Приполярного Урала, образование которых связывается с постмагматическим этапом становления Кожимского интрузивного комплекса (Буканов, 1974). Что же получается в действительности? По данным изучения включений (Лазаренко и др., 1975), рН колеблется в пределах $8.0-8.9 \pm 0.2$ (измерение Д. К. Возняка), что с учетом экспериментов свидетельствует о среде,

близкой к нейтральной или даже кислой. Данные $pH = \frac{Si^{4+} \leftarrow Al^{3+} + R^+}{Si^{4+} \leftarrow Al^{3+} + H^+}$ (отн. ед.) для зональных кристаллов показывают его увеличение от 20 до 150 при смене в процессе роста цитриновых зон дымчатыми. Можно полагать, что значения рН отражают начало роста кристаллов из растворов со слабокислой или нейтральной реакцией, которая в конце роста (темно-дымчатые зоны) сменилась щелочной. Такое представление согласуется с данными (Лазаренко и др., 1975) солевого состава водных вытяжек включений (преобладание К над Na, наличие Li только в ранних минералообразующих растворах и уменьшение роли К в более поздних), а также с данными ЭПР, ИК и оптической спектроскопии кристаллов: увеличение в этом направлении содержания Al—O⁻ центров, щелочных центров окраски Al—O⁻—Na⁺ и уменьшение концентрации H⁺.

Сопоставление этих характеристик с имеющимися в нашем распоряжении аналогичными данными по кристаллам из ранних жил (уральский тип) Приполярного Урала свидетельствует о различных тенденциях их изменения в процессе роста кристаллов, наиболее ярко отраженных в анатомии типичных кристаллов — дымчато-цитриновой зональности кристаллов Урала (см. рис. 126 в работе: Буканов, 1974) и «обратной» цитриново-дымчатой зональности кристаллов Донбасса (Лазаренко и др., 1978). Это побудило нас обобщить (см. рисунок) наиболее полные данные по изменению в процессе роста кристаллов концентрации H⁺ — показательного признака направленности режима кислотности—щелочности водной кварцобразующей среды.

Из анализа рисунка следует вывод: если кривая 2 соответствует изменению среды для жил постмагматического происхождения, то растворы, из которых образованы кристаллы в жилах Донбасса, должны иметь другую природу или же последние являются апофизами более глубоких не вскрытых жил, кристаллы которых образовались преимущественно в щелочных условиях. Второй вариант



Обобщенная схема изменения концентрации H⁺, выраженной через коэффициент поглощения OH-полос на ИК спектрах, в процессе роста кристаллов кварца.

1 — в предположительно пневматолитовую стадию формирования камерных пегматитов и в гидротермальных жилах; 2 — предположительно постмагматического происхождения; 3 — Донецкого бассейна; 4 — возникших из среды, обогащенной углеводородами.

предполагает образование кристаллов изучавшихся нами жил в результате фильтрации постмагматических растворов, когда возникла опережающая волна кислотности, что в итоге должно привести к созданию в пределах региона минералогической зональности, установленной в жилах, генетически связанных с интрузиями (Карякин, Пизнюр, 1965; Хетчинов и др., 1971, и др.). Нашими исследованиями и более ранними наблюдениями на данной территории ни вертикальной (до глубины 3 км), ни четкой горизонтальной зональности в распределении кристаллов кварца не установлено. Наблюдающиеся различия морфологии и дефектности кристаллов, а также физико-химических условий их образования, вытекающие из данных изучения включений, наиболее детально проведенного для Нагольного кряжа (Лазаренко и др., 1975), свидетельствуют не о регионально-зональном изменении условий хрусталообразования, а о влиянии локальных факторов.

Внешняя форма рассматриваемых кристаллов их хрусталоносных жил более характерна для жил постмагматического происхождения, а кривые ТЛ жильного кварца и кристаллов — для жил альпийского типа. Существенное влияние вмещающих пород на формирование жил предполагается нами при кристаллизации минералов кварц-сульфидных жил Донбасса, которые залегают в карбонатных породах глинистого облика. Их повышенная пластичность препятствовала образованию открытых полостей на выклинивании жил, поэтому они в отличие от жил в песчаниках бесперспективны на горный хрусталь. С другой стороны, взаимодействие раствора с глинистыми породами вызывало повышение его щелочности, в результате чего произошел распад металлосодержащих комплексов и осадилась сульфиды. В этих условиях росли кристаллы кварца, сорбиравшие примеси не выборочно (поочередно), а совместно (в соответствии с величиной рН). Они не приобрели зонального строения и поэтому свидетельствуют о стабильных условиях кристаллообразования. В итоге жильный кварц и кристаллы рудоносных жил, образовавшиеся в условиях относительно повышенной рН, отличаются более высокими значениями соотношения щелочных примесных центров к кислотным, что нашло отражение в их физических свойствах — ТЛ и окраске (Степин, Павлишин, 1978).

Кристаллизация рудных минералов и ассоциирующего с ними кварца из растворов повышенной щелочности, вероятно, является общей закономерностью (Петровская, Шадлун, 1972; Малышев и др., 1979, и др.). Смена незональных кристаллов кварца зональными дымчатыми или дымчато-цитриновыми свидетельствует о переходе рудного этапа минералообразования в безрудный.

С точки зрения примесного состава пирамид роста кристаллов кварца и сопутствующего ему донбассита ведущее место принадлежит Li — типичному элементу постмагматических образований кислых интрузий, что также свидетельствует в пользу связи жил с магматическим очагом. Однако таких пород в районе распространения жил ни геофизическими, ни прямыми методами не установлено. Кроме того, общий минеральный состав описываемых жил имеет очень мало общего с типичными жилами альпийского типа.

Таким образом, имеющийся фактический материал по типоморфным особенностям кварца и общей минералогии свидетельствует о том, что жильные образования Донбасса не являются ни типичными гидротермальными жилами постмагматической природы, ни типичными жилами метаморфогенного происхождения. По общей истории формирования они наиболее близки к так называемым жилам гидротермально-альпийского типа (Лазько, 1958). Согласно данным изотопного анализа состава кислорода кварца, предполагается (Корчемагин и др., 1976), что доля примесных метеорных вод к ювенильным в данной ситуации могла достигать 50%.

Дискуссионна и генетическая природа метасоматитов, распространенных на территории Украинского щита (Кушев, 1972). Для метасоматитов Криворожья, в частности, установлено, что: а) наиболее существенная типоморфная особенность конституции тетраферрислюда — низкая глиноземистость (замещение $Al^{IV} \rightarrow Fe^{3+}$) — отражает главную особенность химического состава вмещающих пород; б) после уменьшения рН метасоматирующих растворов, способствовавшей переходу $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$, на заключительной стадии преобразования пород образуется тетракремниевая слюда — селадонит, отражающий вторую главную

особенность химизма вмещающих пород: высокую кремнеземистость; в) кварц метасоматитов и кварц вмещающих джеспилитов характеризуются общими чертами дефектного строения (данные ТЛ и ИКС); г) с юга на север Кривбасса, где наиболее интенсивно развит щелочной метасоматоз, наблюдается закономерное уменьшение в метаморфической толще серицита-1 M_d (переходит в модификацию $2M_1$), соответствующее возрастанию степени метаморфизма пород; такой химико-структурный (трансформационный) переход, провоцируемый повышением PT -параметров, является причиной генерации агрессивной метаморфогенной воды. Приведенные данные согласуются с гипотезой метаморфогенного происхождения щелочных метасоматитов Криворожья, предполагающей также повышение щелочности среды преобразования в результате увеличения активности кислорода, выделяемого при переходе гематита в магнетит (Коржинский, 1963).

В заключение отметим, что типоморфный анализ, выполненный по схеме генезис индивида—генезис вида—генезис менерального комплекса, позволяет уточнять и дополнять геолого-петрографические данные при решении генетических проблем геологии. Такой спорный вопрос, как происхождение гранитов и связанных с ними пегматитов, однозначно решается на основе типоморфных особенностей кварца, полевых шпатов и слюд, если типоморфные особенности этих минералов, «возникшие» на стадии роста, полностью не уничтожены наложенными процессами.

При установлении генезиса гидротермальных жил первостепенное значение приобретают типоморфные особенности наиболее распространенного в них минерала — кварца, отражающие эволюцию температуры, давления и режима кислотности—щелочности (включения минералообразующей среды, анатомия кристаллов, дефектность структуры, изотопный состав кислорода). По этим признакам гидротермальные жилы Донбасса наиболее близки к так называемым жилам гидротермально-альпийского генетического типа. Для суждения о генезисе метасоматитов информативны данные по наследственности типоморфных признаков, позволяющие определять соотношение алло-и автотасоматоза.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакуменко И. Т., Косухин О. Н., Павлишин В. И., Чупин В. П. О магматическом этапе формирования камерных пегматитов Волини. — ДАН СССР, 1979, 248, № 5, с. 1194—1196.
- Барабанов В. Ф. Генезис гидротермальных жил и проблема источников растворов их образующих. — ЗВМО, 1976, вып. 1, с. 121—129.
- Барабанов В. Ф. Генетическая минералогия. Л., 1977. 332 с.
- Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л., 1974. 210 с.
- Долгов Ю. А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. — Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, 1963, вып. 15, с. 113—165.
- Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М., 1979. 271 с.
- Калужный В. А. Динамика минералогенезиса на основе изучения минералообразующих флюидов (гранитные занорышевые пегматиты и рудоносные гидротермалиты Украины). — Автореф. докт. дис. Киев, 1979. 48 с.
- Карякин А. Е., Пизнюр А. В. К вопросу о вертикальной и горизонтальной зональности в минералообразовании. — Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 2, с. 200—225.
- Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3, с. 54—62.
- Корчемагин В. А., Панов Б. С., Бутурлинов В. В., Купенко В. И., Плот И. Изотопный состав кислорода гидротермальных кварцев Донбасса и Саксонии. — Тез. докл. VI Всес. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1976, с. 176—177.
- Красильщикова О. А., Павлишин В. И., Таращан А. И., Платонов А. Н. Термолюминесцентные особенности жильного кварца Донецкого бассейна и их геологическое значение. — Геол. журн., 1976, т. 36, № 2, с. 65—76.
- Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты. Л., 1972. 189 с.
- Лазаренко Е. К., Квасница В. Н., Павлишин В. И., Возняк Д. К., Волошин А. В. Особенности морфологии и условий образования кристаллов кварца из гидротермальных жил Донбасса и Криворожья. — В кн.: Региональная и генетическая минералогия, 1978, вып. 1, с. 3—16.
- Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г. Морфология и генезис камерных пегматитов Волини. — Львов, 1973. 359 с.
- Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Павлишин В. И. Минералогия Донецкого бассейна. Ч. 11. Киев, 1975. 501 с.
- Лазько Е. М. Опыт генетической классификации хрусталоносных месторождений. — ЗВМО, 1958, вып. 1, с. 93—95.

Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Под ред. В. С. Соболева и В. П. Костюка. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, вып. 264. 232 с.

Малышев А. Г., Мишенев В. М., Новожилов А. И. Содержание структурной примеси алюминия в различных генетических типах кварца Забайкалья. — Геол. рудн. месторожд., 1979, № 2, с. 75—77.

Павлишин В. И., Геворкян С. В., Возняк Д. К. Типоморфные особенности кварца Украины по данным ИК-спектроскопии (на примере кварца камерных пегматитов, гидротермальных жил и редкометалльных метасоматитов). — В кн.: Региональная и генетическая минералогия. Киев, 1978, вып. 1, с. 26—47.

Петровская Н. В., Шадлун Т. Н. Типоморфизм парагенетических минеральных ассоциаций некоторых рудных формаций. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972, с. 277—333.

Сечевица А. М. Природа гидротермальных рудообразующих растворов. М., 1976. 165 с.

Штепин В. Н., Павлишин В. И. Типоморфизм спектроскопических свойств кристаллов кварца из гидротермальных жил Донбасса. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Вып. 12. Киев, 1978, с. 68—76.

Хетчиков Л. Н., Кокарев Г. Н., Дороговин Б. А., Малышев А. Г. О связи кварцевых жил Центрального Казахстана с гранитоидными интрузиями (по данным гомогенизации газовой-жидких включений). — Тр. ВНИИСИМС, 1971, вып. 14, с. 27—30.

Чупин В. П., Бакуменко И. Т., Соболев В. С. Раскристаллизованные включения расплавов в кварце гранитов рапакиви. — ДАН СССР, 1979, 248, № 5, с. 1200—1203.

В. И. Силаев, В. Д. Тихомирова

ГЕНЕТИКОИНФОРМАЦИОННЫЕ ФУНКЦИИ СВОЙСТВ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Способ рудоотложения является ключевым вопросом в дискуссии об образовании стратиформной минерализации. Очевидно, что ответ на этот вопрос открывает путь правильному выбору критериев прогноза и поисков оруденения. Действительно, в случае седиментационно-диагенетической фации руд основное значение при поисках приобретают структурно- и литолого-фациальные, палеогеографические критерии, а в случае гидротермальной — структурно-тектонические, термодинамические и физико-химические. Следовательно, вопрос способа рудоотложения — это в конечном итоге вопрос выбора алгоритма прогнозирования, т. е. комплекса научных критериев, используемых в прогнозных и поисковых целях. Последнее определяет особую актуальность решения проблемы генезиса рудных месторождений стратиформного типа.

Сложность решения этой проблемы обусловлена тем, что стратиформные месторождения характеризуются, с одной стороны, чертами осадочных образований — более или менее узким стратиграфическим контролем размещения минерализации, пластовым типом рудных тел, определенной корреляцией состава оруденения и фаций рудовмещающих осадочных пород, а с другой — чертами эндогенных образований — приуроченностью к зонам разломов, эпигенетичностью по отношению к субстрату и отчетливой стадийностью минерализации.

Обзор специальной литературы показывает, что окончательное заключение о генезисе оруденения обычно дается с указанием в конечном итоге на те или иные особенности строения стратиформных месторождений (Архангельская, Вольфсон, 1977; Карпунин, 1974). В случае же «комплексной» трактовки флюогенез таких месторождений представляется двухэтапным — осадочно-гидротермальным. Однако этот подход, несмотря на подкупающую простоту и логичность, является в сущности метафизическим, поскольку строится не на синтезе противоречий, а на их обособлении.

В настоящей статье мы делаем попытку решения этой проблемы в отношении минерализации Вайгачского антиклинория (Юшкин и др., 1975) с позиций онтогенетической и генетикоинформационной минералогии. При этом в качестве основной аксиомы генетических построений принимается примат минерала и

его непосредственного окружения над общегеологическими особенностями геологической позиции и строения месторождений.

Основные черты строения и состава исследуемой минерализации сводятся к следующему. Почти все сульфидные проявления антиклинория располагаются вдоль юго-западного побережья острова и приурочены к зоне так называемого Вайгачского рудного разлома, который сейчас интерпретируется как структура глубинного заложения, функционировавшая на протяжении всего палеозоя. Рудовмещающей геологической формацией является карбонатная толща среднего—верхнего ордовика и нижнего силура, которая и по разрезу, и в плане характеризуется фациальной изменчивостью. Кратко это сводится к тому, что в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль зоны Вайгачского глубинного разлома происходит переход от лагунно-прибрежных известково-терригенных фаций с пестроцветностью, оолитами, неокатанным обломочным материалом псаммитовой размерности к шельфовым известковым и далее депрессионным известково-доломитовым. Одновременно такой переход осуществляется и по разрезу в направлении снизу вверх.

Сульфидная минерализация рассеяна по разрезу и по простиранию зоны разлома и подразделяется по составу на пять минеральных типов: пирит-халькопиритовый, сфалерит-халькопирит-пиритовый, пирит-сфалеритовый, пирит-галенит-сфалеритовый и пирит-барит-сфалерит-галенитовый. Важно подчеркнуть, что эта типизация носит не только формальный характер, но и реализуется в пространственном распределении рудопроявлений различных типов. В направлении с северо-запада на юго-восток и снизу вверх по разрезу, т. е. в направлении от лагунно-прибрежных фаций к депрессионным происходит смена медносульфидного оруденения сфалеритовым, галенит-сфалеритовым и барит-сфалерит-галенитовым. Другими словами, выявляется определенная корреляция между составом оруденения и фациальной неоднородностью рудовмещающей толщи, что часто считается достаточным аргументом для решения вопроса об осадочном, а точнее седиментационно-диагенетическом генезисе оруденения. В то же время в свойствах руд и минералов содержится такая информация, которая не позволяет согласиться с концепцией экзогенного образования минерализации подобного типа.

Возраст минерализации, продолжительность и механизм ее формирования. Изучение текстур и структур рудовмещающих пород и руд показывает, что минералообразование в исследуемых рудопроявлениях было очень длительным. При этом последовательность образования минералов является в основном единой для всей совокупности объектов, зачастую резко разобщенных в пространстве. В генерализованном виде эта последовательность представлена на рис. 1.

Приведенный ряд минералообразования можно рассматривать как хронограмму, поскольку он является своеобразной временной «записью» минералообразующих событий. В то же время он и как бы сейсмограмма, так как в структурах руд зафиксированы результаты нескольких актов катаклаза, причем региональных, т. е. проявившихся во всех объектах региона. Таких актов устанавливается три: допиритовый, послепиритово-досфалеритовый и послесфалеритово-домедносульфидный.

Региональный характер отмеченных актов катаклаза приводит к выводу о том, что их следует связывать с этапами тектоно-магматической активизации региона, которых было действительно три (Тимонин, 1978): первый — на границе среднего—позднего девона, когда в палеозойскую толщу внедрялись первые диабазовые интрузии; второй, по-видимому, также сопровождавшийся базальтоидным магматизмом, — в раннем карбоне; третий, с которым связаны основные фазы складчатости, — начиная с поздней перми. Мы предполагаем, что первой активизации отвечает дробление доломитов, второй — ранних пиритов, третьей — сфалеритовых агрегатов.

Приведенные данные позволяют сформулировать первый вывод из нашего исследования: минерализация в доломитах является полихронной, формировавшейся на фоне тектонической истории региона. При этом временной масштаб этих событий гораздо более значительный, чем масштаб седиментационно-диагенетической истории рудовмещающих пород. По нашим оценкам, продол-

жительность исследуемого рудогенеза составляет с учетом перерывов не менее 100 млн. лет.

Как показывают материалы специальных исследований текстурно-структурных и физико-механических свойств рудовмещающих пород и руд (Силаев,

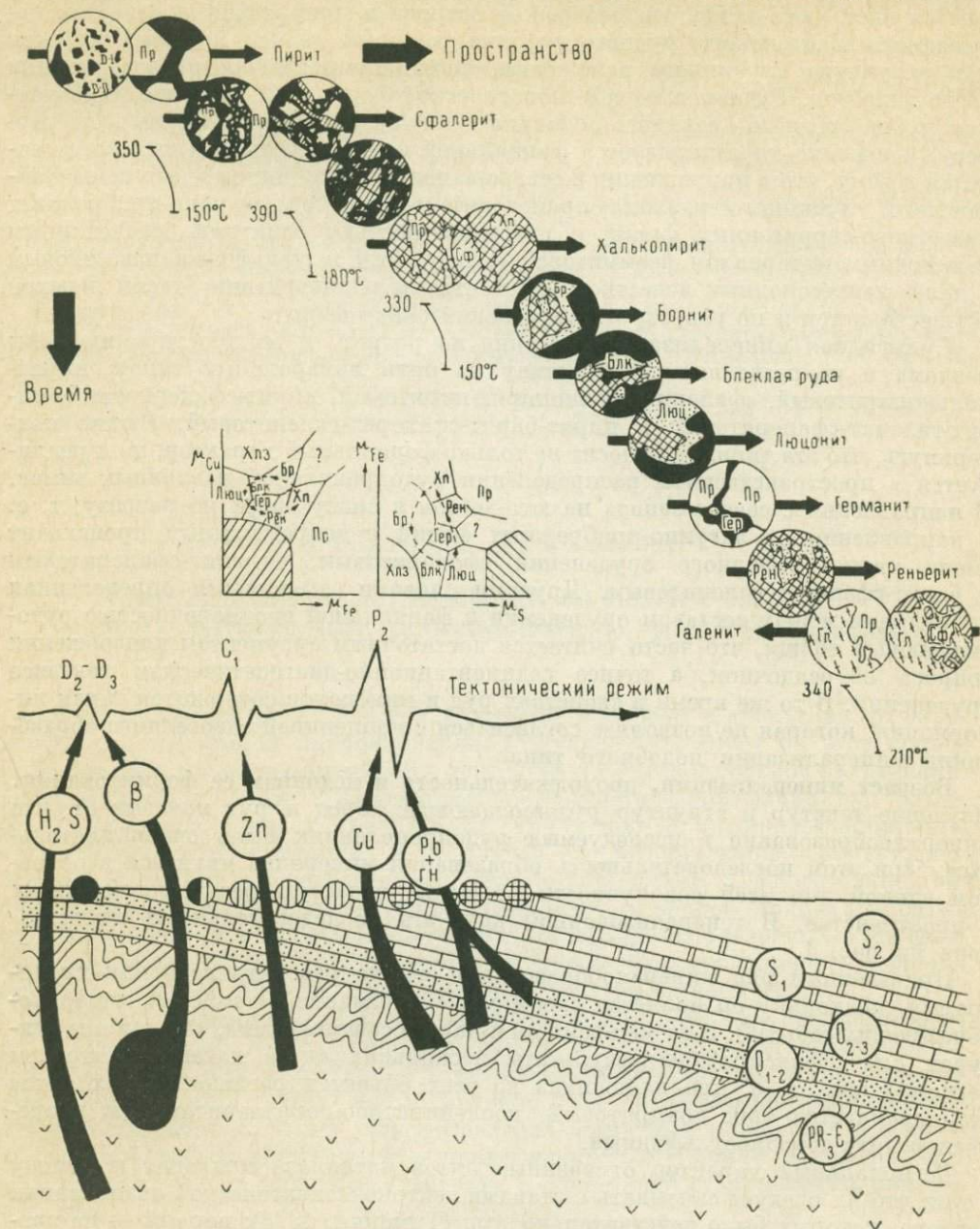


Рис. 1. Схема минералообразования при формировании стратиформного оруднения.

Минералы: Пр — пирит, Хлп — халькопирит, Бр — борнит, Блк — блеклая руда, Люц — люцит, Рен — реньерит, Гер — германит, Сф — сфалерит, Гл — галенит, Хлз — халькозин; β — базальтоидный расплав, ГН — газо-нефтяные рассолы.

Савельев, 1981), минерализация доломитов сопровождалась волнообразным изменением их пористости. По мере увеличения их рудоносности пористость доломитов вначале возрастала, а затем сокращалась как результат заполнения рудными минералами открытых пор. Следовательно, рудоотложению в доломитах предшествовала стадия прерудного выщелачивания, что является признаком определенно гидротермально-метасоматического генезиса исследуемой минерализации.

Температурные условия рудогенеза. Одним из основных факторов рудогенеза является температура минералообразования. Простейшим, но, по-видимому, наиболее надежным палеотермометром исследуемых процессов являются структуры распада твердых растворов «халькопирит—борнит», «халькопирит—сфалерит», а также некоторые полиморфные превращения: α — β -борнит, α — β -халькопирит. Эти термометры позволяют оценить температуру образования пирит-халькопиритовых, сфалерит-халькопирит-пиритовых и некоторых пирит-сфалеритовых рудопроявлений в 350—230 °С. К сожалению, возможности использования минералогических термометров подобного типа ограничены локальным распространением соответствующих структур. Поэтому в качестве основного средства определения вероятных температур кристаллизации рудных минералов выбран метод вакуумной декрепитации. По результатам декрепитации рассчитывались средняя, взвешенная на интенсивность газовыделения, температура декрепитации, а также декрептоактивность. Последняя представляет собой суммарную интенсивность газовыделения минералов, приведенную к единице их объема (1 см³). Декрептоактивность (ДА) рассчитывалась по площадям частотных графиков декрепитации и носит, естественно, условный характер. Тем не менее представляется, что установленная величина ДА пропорциональна объему газовой фазы разгерметизированных при нагревании газовой-жидких включений минералов и может характеризовать их насыщенность включениями. При этом полагается, что суммарный объем газовой-жидких включений, а следовательно, и ДА минералов пропорциональны пересыщению минералообразующих растворов.

Анализ полученных данных можно представить в следующем виде.

Кристаллизация раннего пирита происходила в широком температурном интервале. Наиболее высокотемпературным является пирит сфалерит-халькопирит-пиритовых и некоторых пирит-сфалеритовых рудопроявлений: температура его кристаллизации здесь была выше 300 °С. Пирит из пирит-халькопиритовых, большинства пирит-сфалеритовых, а также из пирит-галенит-сфалеритовых и пирит-барит-сфалерит-галенитовых рудопроявлений образовался при значительно более низкой температуре 100—200 °С.

К интересным выводам приводит анализ изменения ДА пиритов. Прежде всего устанавливается, что в целом пирит отличается наивысшей в сравнении с другими сульфидами декрептоактивностью. Это можно, вероятно, интерпретировать как признак того, что на пиритовой стадии рудообразующий флюид характеризовался наиболее высоким пересыщением. Степень пересыщения флюида, судя по величине ДА, была наивысшей при формировании пирититов в силурийских отложениях, т. е. относительно малоглубинных залежей.

Сфалерит исследуемых рудопроявлений подразделяется по температуре кристаллизации на два типа: высокотемпературный (сфалерит-халькопирит-пиритовые и некоторые пирит-сфалеритовые рудопроявления) и низкотемпературный (пирит-сфалеритовые, пирит-галенит-сфалеритовые и пирит-барит-сфалерит-галенитовые рудопроявления). Температура образования сфалерита этих двух типов составляет соответственно 390—350 и 300—150 °С. При этом устанавливается определенное снижение температуры образования сфалерита в отдельных генетических группах вайгачских рудопроявлений в направлении с северо-запада на юго-восток (°С): гора Цинковая (390) → Академическое (370); Цинковый Нос (296) → Талатасале (294) → Красное (180); Пайгато (254) → Раздельное (231).

Кристаллизация халькопирита и борнита в исследуемых рудопроявлениях происходила, согласно данным декрепитации, в широком температурном интервале: 350—200 °С. Причем основная часть халькопирита выделилась, по-видимому, при более высокой температуре, чем борнит. В то же время сосуществование борнита со структурами распада твердых растворов и без таковых свидетельствует о продолжительной его кристаллизации.

Анализ данных термометрирования процессов кристаллизации халькопирита обнаруживает некоторые важные закономерности.

В районе п-ова Дыроватого температура декрепитации халькопирита в ряду рудопроявлений — *Соболевского, Седовского, Утинового и Иньковского*, т. е. в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль рудной зоны, последова-

тельно сокращается. Примечательно, что снижение температуры обратно коррелирует с декрептоактивностью и прямо с содержанием в рудах халькопирита. Еще более интересная картина изменения этих параметров наблюдается на примере Соболевского рудопроявления, где в направлении с северо-запада на юго-восток на фоне последовательно снижающейся температуры декрепитации происходит согласное волнообразное изменение ДА и содержания оруденения (рис. 2). Подобные соотношения изменения температуры и интенсивности декрепитации халькопирита, с одной стороны, и рудоносности, с другой, устанавливаются на многих рудопроявлениях исследуемого региона.

Объяснение выявленных фактов может быть следующим. Кристаллизация медных сульфидов происходила на фоне постепенного снижения температуры просачивающегося в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль зоны разлома рудоносного флюида. Резкий перепад давления флюида, остывающего в участках рудоотложения, приводил к его пересыщению, сопровождающемуся

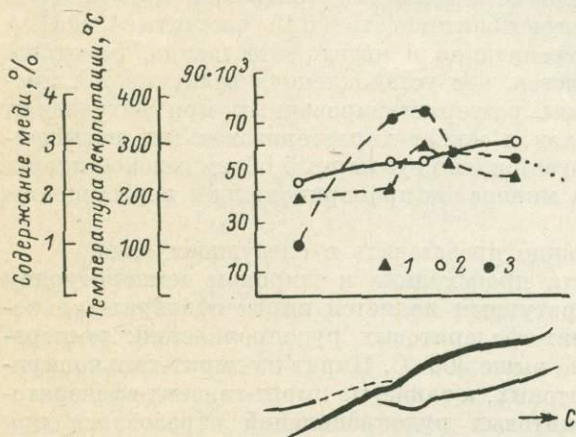


Рис. 2. Корреляция рудоносности (1) с декрептоактивностью (3) и температурой декрепитации (2) халькопирита. Рудопроявление Соболевское.

«вспышкой» кристаллизации халькопирита. Дальнейшее снижение температуры истощенного флюида по мере его просачивания сопровождалось незначительной кристаллизацией.

К важным выводам приводят нас также результаты декрепитационных исследований галенита. Согласно полученным данным, температура кристаллизации галенита, вероятно, составляет 200—350 °С, т. е. в общем сопоставима с температурой образования медных сульфидов. В то же время тенденция изменения температуры кристаллизации галенита в группах рудопроявлений обратна той, которую мы отмечали для халькопирита. Примером этого может

служить изменение температуры декрепитации галенита при переходе от рудопроявления Красного к месторождению Раздельному: 214 → 339 °С. Следовательно, температура кристаллизации галенита снижалась в направлении с юга-востока на северо-запад вдоль разломной зоны. В соответствии с этим сокращается в том же направлении и содержание галенита в рудах.

Обобщая данные по термометрированию процессов образования основных рудных минералов, можно сделать вывод о том, что кристаллизация минералов в рудных зонах осуществлялась в условиях термо- и концентрационно-градиентных полей, характер которых в значительной степени определил пространственное распределение минералов. Рудоотложение происходило по мере падения температуры и роста пересыщения флюида, количество осажденных минералов определялось его концентрацией и степенью пересыщения. В изменении пересыщения можно выделить три этапа: ранний — умеренного возрастания, промежуточный — экстремального роста и последующего резкого снижения в результате массовой кристаллизации минерала, поздний — медленного снижения. Можно предполагать, что пространственное разобщение максимумов концентрации отдельных минералов как в масштабах рудных тел, так и в масштабах рудоносных зон обусловлено несовпадением в пространстве проявления этапов экстремального роста пересыщения различных порций флюида (пиритово-сфалеритово- и халькопиритовообразующей и т. д.).

Направление движения минералообразующего флюида. В качестве основных индикаторов направления движения минералообразующего флюида нами использовались типохимизм «сквозных» минералов, направление изменения их декрептоактивности и температуры декрепитации, тенденции изменения содержания в рудах отдельных минералов. Основой для интерпретации всех

этих явлений служит высказанное выше положение о рудообразовании в условиях термо- и концентрационно-градиентных полей.

Исследования типохимизма основных рудных минералов приводят к выводу, что их состав, во всяком случае в отношении элементов-примесей, зависит от положения минералов в рамках рудных зон. Так, в пирите вайгачских рудопроявлений в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль разлома снижается содержание меди и возрастает содержание цинка, свинца и кадмия. В сфалерите в том же направлении уменьшается количество меди и галлия, но возрастает — свинца и серебра. Для галенита характерно закономерное нарастание содержания бария, титана и марганца в направлении с юго-востока на северо-запад. Тенденции пространственного изменения конституции и свойств минералов и состава минеральных ассоциаций рассмотрены Н. П. Юшкиным (1980).

Не вдаваясь в весьма сложные вопросы механизма возникновения подобных трендов, можно, однако, отметить, что здесь мы имеем дело с явной зональностью отложения, декорируемой элементами-примесями. Следовательно, рудоотложение на исследуемых территориях обусловлено просачиванием металлоносных флюидов вдоль зоны глубинного разлома.

Важная информация о траектории просачивания рудоносного флюида содержится в выявленных тенденциях обратно пропорционального изменения условной температуры кристаллизации и декрептоактивности минералов. Наша интерпретация этих тенденций заключается в следующем. Поскольку предполагается, что кристаллизация минералов происходила из горячего флюида по мере его остывания и пересыщения (отсюда обратная зависимость $DA \approx 1/T$), то тенденция снижения температуры декрепитации и повышения декрептоактивности дает направление просачивания флюида. Конкретно оно определяется следующим образом: отложение пирита, сфалерита, медных сульфидов и сульфосолей происходило вдоль зоны разлома в направлении с северо-запада на юго-восток, а галенита и барита наоборот, с юго-востока на северо-запад.

Наконец, определенное представление о путях проникновения флюидов в зону разломов дает, по нашему мнению, характер пространственного распределения самих минералов. Исследование соотношений между декрептоактивностью и содержанием минералов в рудах на примере отдельных рудных тел позволяет высказать предположение о том, что в направлении движения флюида рудоотложение осуществлялось неравномерно. В начале его интенсивность умеренно возрастала, затем при достижении какого-то состояния флюида произошла экстремальная «вспышка» кристаллизации, и, наконец, постепенное ее прекращение. Анализ с этих позиций распределения отдельных минералов в пределах зоны разлома подтверждает выводы, сделанные по тенденции изменения условной температуры минералообразования: отложение пирита, сфалерита и медных сульфидов осуществлялось в направлении с северо-запада на юго-восток, а галенита и барита — с юго-востока на северо-запад.

Таким образом, изучение вопроса о направлении движения рудоносных флюидов приводит нас к общему заключению о том, что его поступление в зону разлома почти на всем протяжении рудогенеза происходило в направлении снизу вверх и с северо-запада на юго-восток. Лишь кристаллизация галенита и барита обусловлена флюидом, просачивающимся вдоль зоны разлома в обратном направлении.

О физико-химических условиях минералообразования. Еще более сложным вопросом рудогенеза являются физико-химические условия образования руд. Примером информативности в этом отношении минералов может служить следующая.

Если взглянуть на диаграмму химических потенциалов (рис. 1), выведенную из диаграммы состав — парагенезис, то можно сделать вывод, что ряд последовательных замещений в ассоциации медных сульфидов и сульфосолей вызваны вариациями потенциалов меди, железа и серы. На ранней стадии метасоматоза кристаллизация медных сульфидов происходила на фоне возрастающего потенциала меди и понижающегося потенциала железа путем последовательных замещений пирита медными сульфидами и в направлении повышения их медистости: пирит \rightarrow халькопирит-II \rightarrow борнит (+халькопирит-III) \rightarrow

→ блеклая руда. Реальность обменных реакций на границе зерен сульфидов железа и меди, а также на границе пирита и меденосного раствора доказана экспериментально (Лебедев, Шурманов, 1976). По мнению В. В. Щербины (1974), замещение халькопирита борнитом можно рассматривать не только как результат повышения химического потенциала меди, но и как результат увеличения окислительного потенциала.

Поздняя стадия метасоматоза, судя по последовательности минералообразования: блеклая руда → люционит → германит → реньерит → халькопирит-IV, происходила на фоне снижения потенциала меди и повышения потенциала железа, что вполне объяснимо уменьшением меденосности инфильтрата.

Следовательно, формирование медносulfидной ассоциации сопровождается противоположным изменением потенциала железа и меди в минералообразующей системе. Поведение серы в процессе медного метасоматоза менее определено. Химический потенциал серы в общем мало изменяется, что свидетельствует об ее инертности в рассматриваемых условиях. Кажущееся повышение величины потенциала серы при замещениях борнит, блеклая руда, люционит определяется тем, что в этих замещениях участвует мышьяк, активность которого при построении диаграммы суммировалась с активностью серы. Необходимо также отметить, что, исходя из термодинамических соображений (Маракушев, Безмен, 1972), ранние реакции были эндотермическими (до образования блеклой руды), т. е. протекавшими на фоне повышения температуры, а поздние — экзотермическими, протекавшими на фоне ее снижения.

Вероятные источники рудных компонентов. Проблема источников рудного вещества в месторождениях является наименее разработанной в теории рудогенеза. В последние годы делаются попытки решения этой проблемы путем изучения изотопного состава некоторых рудных элементов — серы, свинца, углерода, кислорода, и др.

В настоящее время принято считать, что изотопный состав мантийной серы близок к составу серы метеоритов. Доверительный интервал колебаний величины $\delta^{34}\text{S}$ в ювенильной сере оценивается в $\pm 5\text{‰}$. Исследования изотопного состава серы различных сульфидов, проведенные на наших пробах, привели к следующим результатам ($\delta^{34}\text{S}$, ‰): пирит, халькопирит, сфалерит из сфалерит-халькопирит-пиритовых рудопроявлений (среднее) соответственно $+0.7$, -1.0 , $+1.00$; галенит из пирит-галенит-сфалеритовых руд -0.9 . По данным А. М. Маревичева (ВСЕГЕИ), изотопный состав серы галенита некоторых рудопроявлений рассматриваемых территорий следующий: пирит-галенит-сфалеритовые рудопроявления $+5.4 \div +11.9$; пирит-барит-сфалерит-галенитовые рудопроявления $+11.9$.

Приведенные сведения позволяют сделать следующие выводы. В исследуемых рудопроявлениях устанавливается сера как ювенильного (мантийного), так и корового происхождения. Мантийную серу содержат, по-видимому, пирит, халькопирит, сфалерит; коровая сера характерна для галенита. Учитывая последовательное замещение пирита сфалеритом, пирита и сфалерита халькопиритом, следует признать, что полученные данные по изотопии серы не противоречат предположению о заимствовании серы пирита поздними сульфидами.

Вариации изотопных соотношений в свинце галенита исследуемых рудопроявлений весьма невелики (%): $^{208}\text{Pb}=50.93-52.39$; $^{207}\text{Pb}=21.26-22.32$; $^{206}\text{Pb}=24.76-25.52$; $^{204}\text{Pb}=1.40-1.68$. Это рассматривается обычно как признак генетического единства и определенной синхронности образования минерализации (Виноградов и др., 1958).

На треугольнике изотопов (Кеннон и др., 1974) фигуративные точки свинца исследуемых галенитов в основном попадают в поле нормальных свинцов с возрастом 0.5—1.5 млн. лет. По терминологии Гоутерманса, такие свинцы, возраст которых значительно древнее по сравнению с возрастом вмещающих пород, относятся к аномальному В-типу. На диаграмме изотопного состава свинца в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ наблюдается разброс фигуративных точек с образованием эллипсовидных полей, обособленных по отношению к изохронам.

Весь комплекс этих данных свидетельствует по крайней мере о двухстадийной истории свинца: 1 — образование допалеозойских глубинно-поровых кон-

центраций; 2 — мобилизация свинца и его переотложение с образованием галенита в стратиформных месторождениях. Можно предполагать, что источником свинца исследуемой минерализации была кора, а точнее известковые отложения фундамента.

Подводя итоги изучения изотопии серы и свинца, можно сделать вывод о генетической гетерогенности рудного вещества в стратиформных рудопоявлениях исследуемого региона, что отвечает положениям В. И. Смирнова о многообразии источников рудных компонентов (Смирнов, 1969). Установлено, что в формировании минерализации, принимали участие как ювенильные, так и коровые рудные компоненты. При этом значение ювенильных компонентов в рудообразовании было наибольшим в ранние моменты рудогенеза, а позже доминировали коровые.

Заключение. Приведенные здесь примеры далеко не исчерпывают возможности онтогенетического и генетикоинформационного методов минералогии в деле познания генезиса рудных месторождений. Однако и этого достаточно, чтобы прийти к заключению о высокой эффективности минералогических методов. Более того, значительный опыт онтогенетических исследований рудных месторождений, накопленный минералогами в последние годы, убеждает нас в том, что именно минерал является надежной основой, утверждающей реализм наших генетических построений.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская В. В., Вольфсон Ф. И. Геотектонические позиции и систематика стратиформных свинцово-цинковых месторождений. М., 1977. 273 с.
- Виноградов А. П., Зыков С. И., Тарасов Л. С. Изотопный состав свинца-примеси в рудах и минералах как показатель их генезиса и времени образования. — Геохимия, 1958, № 6, с. 515—523.
- Карпуни А. М. Стратиформные месторождения цветных металлов. Л., 1974. 128 с.
- Кеннон Р. С., Пурс А. П., Антвейлер Дж. К. Применение изотопов свинца при поисках месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Геохимия и поиски. М., 1973, с. 228—236.
- Лебедев Л. М., Шурманов Л. П. Синтез халькопирита в сероводородсодержащих рассолах Челекена. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М., 1976, с. 184—189. (Тр. Минер. музея, вып. 25).
- Маракушев А. А., Безмен Н. И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемой рудообразования. М., 1972. 229 с.
- Силаев В. И., Савельев А. С. Порометрический критерий гидротермально-метасоматического генезиса стратиформных месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1982, № 4.
- Смирнов В. И. Об источниках вещества месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 3—17.
- Тимонин Н. И. Основные черты тектоники и особенности истории геологического развития Южновоземельско-Вайгачского антиклинория. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции и ее структурных обрамлений. Сыктывкар, 1978, с. 16—19. (Тр. Ин-та геологии, вып. 26).
- Щербина В. В. О химических реакциях в природных сульфидных системах меди, железа и мышьяка. — Геохимия, 1974, № 10, с. 1435—1439.
- Юшкин Н. П. Опыт среднemasштабной топоминералогии. Пайхойско-Южновоземельская минералогическая провинция. Л., 1980. 376 с.
- Юшкин Н. П., Тимонин Н. И., Фишман М. В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южновоземельского антиклинория. Серия «Научные рекомендации — народному хозяйству». Вып. 6. Сыктывкар, 1975. 48 с.
- Hiller J. E., Probsthain X. Thermische und roentgenographische Untersuchung am Kupfer Kies. — Z. Kristallogr., 1956, S. 108—129.

ПРИМЕНЕНИЕ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ЗОЛОТЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА И ОПРЕДЕЛЕНИЯ УРОВНЯ ИХ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА

Основным методом в расшифровке генетической информации является типоморфный анализ. За последнее десятилетие типоморфизм стал одним из первостепенных направлений в минералогии (Типоморфизм минералов, 1969; Типоморфизм минералов и его практическое значение, 1972; Чухров, 1972; Гинзбург, Матиас, 1972; Юшкин, 1972, 1980, и др.). Минералоги Узбекистана также уделяют большое внимание разработке различных вопросов типоморфизма (Моисеева, 1977; Баскаков, Моисеева, Смирнова и др., 1980). Изучение типоморфных особенностей минералов показывает, что любые, самые незначительные изменения физико-химических условий среды минералообразования закономерно сказываются на физических, химических, морфологических и других особенностях минералов. В таком аспекте типоморфные особенности приобретают значение минералогических критериев оруденения, могут использоваться для определения уровня эрозионного среза рудного тела (или жилы) и оценки перспективности рудопроявления.

Исследования велись на двух золотых рудопроявлениях Восточного Узбекистана. Гидротермальная минерализация представлена жилами кварцевого и кварц-карбонатного состава, которые залегают в вулканитах карбона (C_1-C_2). В жилах наблюдается совмещение разновозрастных минеральных ассоциаций, одни из которых формировались в дозолоторудную стадию, другие являются более поздними. Так, на одном из рудопроявлений последовательно выделялись следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним).

I. Ранний гидротермальный этап:

- 1) околосильных метасоматитов,
- 2) кварц-карбонат-гематитовая,
- 3) кварц-карбонат-адуляровая с золотом.

II. Поздний гидротермальный этап:

- 4) кварц-кальцит-волластонитовая с галенитом и сфалеритом,
- 5) кварц-полисульфидная с теллуридами и золотом,
- 6) кварц-кальцит-баритовая с гематитом (Мансуров и Смирнова, 1978).

На другом рудопроявлении минеральные ассоциации формировались в такой последовательности.

I. Ранний гидротермальный этап:

- 1) околорудных метасоматитов,
- 2) кварц-гюбнеритовая ассоциация,
- 3) кварц-золоторудная.

II. Поздний гидротермальный этап:

- 4) кварц-полисульфидная с теллуридами и золотом,
- 5) кварц-карбонат-баритовая с галенитом и сфалеритом.

Изучались типоморфные особенности кварца и пирита, которые проявились в каждой из перечисленных минеральных ассоциаций, начиная со стадии околосильного метасоматоза и до пострудных кварц-кальцит-баритовых прожилков. Такой сравнительный анализ «сквозных» минералов позволил выделить ряд наиболее информативных типоморфных признаков, которые могут служить в качестве минералогических критериев золотоносности.

Оказалось, что кварцы из различных минеральных ассоциаций весьма отличаются друг от друга по облику и текстурным особенностям, количеству газово-жидких включений, микрорельефу, элементам-примесям.

Кварц из метасоматитов обычно серый, грязно-белый, тонкозернистый, зерна имеют извилистые очертания. Для него характерна постоянная связь с тонкочешуйчатым серицитом, образующим вставки и скопления между зернами, и рассеянная вкрапленность мелкокристаллического пирита.

В кварц-гематитовой ассоциации кварц крупнозернистый, массивный. Цвет молочно-белый или зеленоватый за счет вrostков хлорита, блеск жирный. Ассоциирует с крупнопластинчатым гематитом.

В кварц-золоторудных ассоциациях обоих рудопроявлений кварц серый, белый, розовый (за счет вrostков адуляра). Очень характерен сахаровидный,

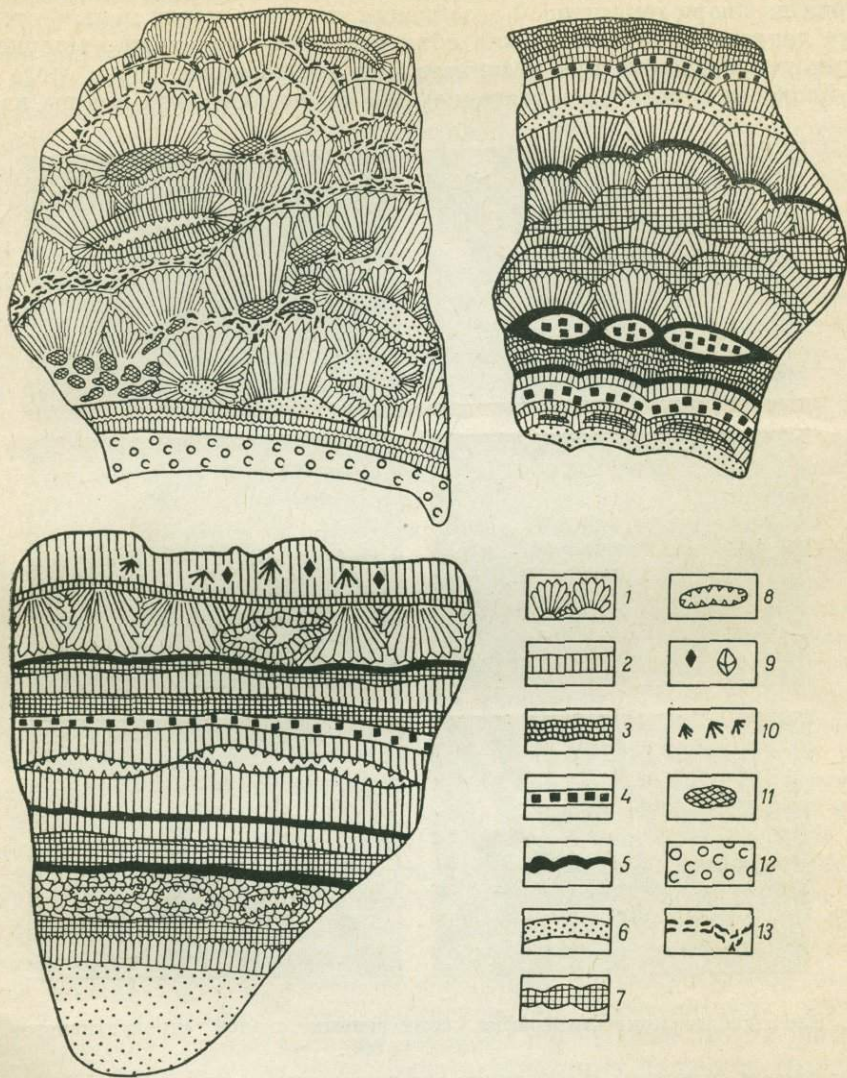


Рис. 1. Текстуры особенности «продуктивных» кварцев одного из рудопроявления Восточного Узбекистана.

1 — сферолитовый кварц; 2 — шестоватый кварц; 3 — кварц халцедоновидный, колломорфнополосчатый; 4 — пирит крупнокристаллический; 5 — пирит тонкозернистый; 6 — серицит; 7 — блеклые руды; 8 — жёды кварца; 9 — кристаллы золота и золотины (чёрное); 10 — иглочатые кристаллы висмутина; 11 — скопления галенита и сфалерита; 12 — кварц-серицитовый метасоматит; 13 — вrostки золотины.

пластинчатый, халцедоновидный, реже друзовый облик. Ассоциирует кварц с кальцитом, анкеритом, адуляром.

В кварцах из кварц-полисульфидной с теллуридами и золотом ассоциации наблюдается обилие морфологических разновидностей и резкие переходы от одной к другой. Халцедоновидные, фарфоровидные, колломорфнополосчатые, сферолитовые, друзовые, шестоватые кварцы, к тому же окрашенные в голубовато-молочные, черные, медовые (за счет вrostков золота), цвета или бесцветные, водяно-прозрачные, настолько специфичны, что можно безошибочно в полевых условиях выделять «продуктивный» золотоносный кварц среди других (рис. 1).

Декрептометрические характеристики кварцев из различных минеральных ассоциаций весьма отличаются друг от друга. «Продуктивные» кварцы из различных рудопроявлений имеют одинаковую конфигурацию декрептограмм и повышенное число импульсов, которые фиксируются в интервале температур 200—300 °С. Для метасоматического кварца характерно небольшое число импульсов, но проявившихся при более высоких температурах (до 400—500 °С). У кварца из кварц-гематитовой ассоциации отмечено почти полное отсутствие эффекта декрепитации. Это можно объяснить тем, что кварц претерпел естественную декрепитацию при катаклазе (под микроскопом зерна этого кварца имеют блоковое и мозаичное угасание). На декрептограммах кварца из кварц-

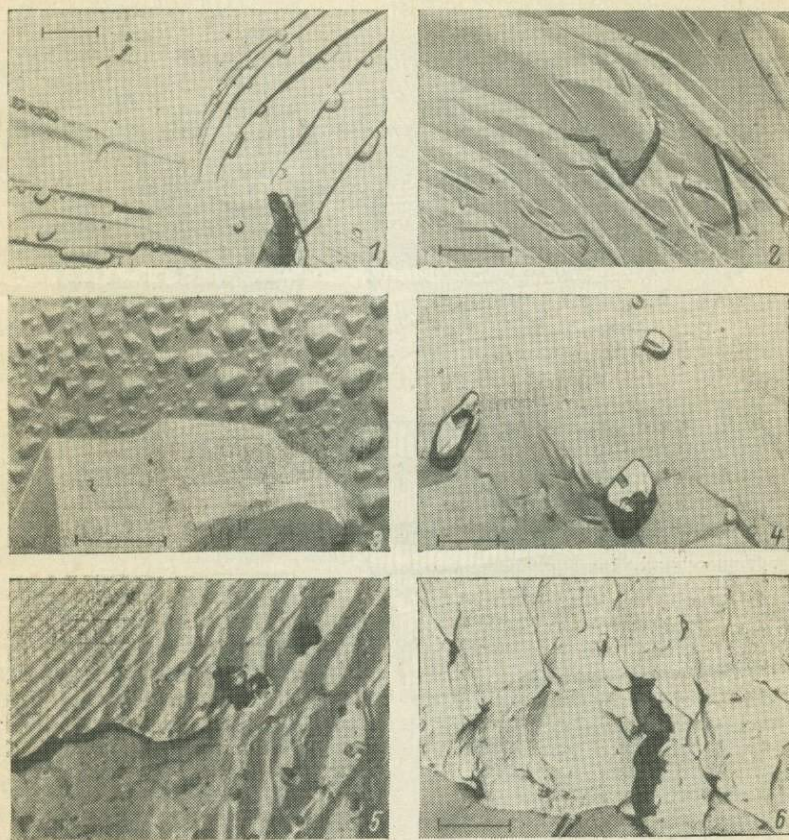


Рис. 2. Электронные микрофотографии естественных сколов «продуктивного» кварца. Увел. 16 000.

1 — декорирование ступенчатых сколов примесными минералами; 2 — нитевидные кристаллы (вискеры); 3 — треугольные ямки естественного травления; 4 — вскрытые вакуоли с минералами-узниками; 5 — система ступенчатых сколов; 6 — выделения золота в кварце.

кальцит-волластонитовой ассоциации импульсы фиксируются постоянно в интервалах температур 100—700 °С.

Микроморфология поверхностей естественных сколов кварцев из различных минеральных ассоциаций изучалась с помощью угольных и платино-угольных реплик со свежих сколов под электронным микроскопом (Tesla BS-242). Оказалось, что поверхность скола метасоматического кварца загрязнена многочисленными вростками серицита, в кварце из кварц-кальцит-волластонитовой ассоциации всегда присутствуют иголки волластонита. Микрорельеф «продуктивных» кварцев из различных рудопроявлений оказался весьма сходным, несмотря на внешние отличия в облике образцов (рис. 2).

Данные о содержании элементов-примесей в кварцах из различных минеральных ассоциаций позволяют установить, что в «продуктивных» кварцах ряд элементов находится в повышенных (на 2—3 порядка) количествах по срав-

нению с кварцами других ассоциаций, например золото, серебро, ртуть, рубидий, цезий, сурьма, висмут, мышьяк. Метасоматический кварц отличается высокими содержаниями калия и алюминия, что обусловлено тесным сростанием его с серицитом.

Сравнение типоморфных особенностей пирита из разных минеральных ассоциаций дает возможность выделить те признаки, которые отличают пирит «продуктивного» золотоносного парагенезиса, и принять их как минералогические критерии золотоносности.

Состав и количественные соотношения элементов-примесей в пиритах из метасоматитов, кварц-гематитовой и кварц-адуляр-золоторудной минеральных ассоциаций показывают, что в «продуктивном» пирите содержание золота и серебра в десятки и сотни раз выше, чем в пиритах из других парагенезисов. Для них характерно постоянно повышенное количество мышьяка, селена и теллура. Примеси кобальта и никеля отмечаются только в пиритах из кварц-гематитовой ассоциации.

Кристаллы пирита из различных минеральных ассоциаций отличаются размерами, характером искажений (неравномерное развитие граней, сплюснутость, скошенность и т. д.), типом штриховки на гранях, наличием сростков (параллельных или беспорядочных). Так, кристаллы пирита из метасоматитов одного из рудопоявлений не превышают 0.5—0.7 мм, грани развиты неравномерно — кристаллы скошены. Штриховка на гранях грубая, ступенчатая. Кристаллы из кварц-гематитовой ассоциации значительно крупнее (до 3—5 мм). Грани покрыты грубой ступенчатой и треугольной вицинальной штриховкой, которая сглаживает ребра, придавая кристаллам изометричный облик. В кварц-адуляр-золоторудной ассоциации размеры кристаллов пирита чрезвычайно малы (до 0.1 мм). Штриховка на их гранях тонкая, параллельная. Формы кристаллов не искажены, за исключением кубов, которые сплюснуты. Пирит тусклый, покрыт бурыми пленками. Изучение показало, что тип штриховки и характер искажений кристаллов присущи пиритам из определенной минеральной ассоциации и с глубиной не меняются. Следовательно, эти особенности позволяют распознавать пирит из той или иной минеральной ассоциации.

В то же время для определенной минеральной ассоциации наблюдается изменение количественных соотношений габитусных форм пирита на разных уровнях среза жил. Кристалломорфологическая изменчивость «продуктивного» пирита по падению жилы прослеживалась на большем количестве жил из двух рудопоявлений. На верхних горизонтах жил преобладают кубические формы пирита, средние уровни среза характеризуются большими разнообразием форм. Здесь часты комбинации куба с пентагондодекаэдром, кубооктаэдрами, икосаэдрами и октаэдрами. Ниже по падению возрастает количество пентагондодекаэдрических кристаллов (рис. 3).

Н. З. Евзикова (1974) объясняет эволюцию форм кристаллов степенью насыщения минералообразующих растворов. Из пересыщенных растворов выпадают кристаллы, грани которых обладают наибольшей структурной плотностью. Для кубической сингонии наиболее плотными являются грани октаэдра. Поэтому преобладание октаэдрических кристаллов пирита в определенных срезах соответствует средним сечениям жилы и наиболее перспективным участкам минерализации. С глубиной также увеличивается частота встречаемости второстепенных граней — дидодекаэдра, тетрагонтриоктаэдра, тригонтриоктаэдра. Исходя из наблюдаемых закономерностей, на одном из рудопоявлений была прогнозирована золотая минерализация на глубину более 200 м в жиле, в верхних срезах которой золото не было обнаружено. Следовательно, кристалломорфологический анализ пирита является прямым методом оценки золотых рудопоявлений. Морфологические особенности пирита следует отнести к наиболее достоверным минералогическим критериям золотоносности.

Кристалломорфологический анализ успешно применяется в практике геологоразведочных работ при оценке и разведке оловянного оруденения в Забайкалье (Евзикова, 1974), на золотых рудопоявлениях Сибири (Пшеничкин, 1980).

По формам золотинок и изменчивости габитуса кристаллов золота по падению жилы также можно определять протяженность золотой минерализации на глу-

бину и судить об уровне эрозионного среза жилы. Установлено, что в самых верхних частях жил встречаются главным образом золотины проволочные, комковатые, пластинчатые, занозистые, неправильной формы. По падению жилы они сменяются кубическими, кубооктаэдрическими и октаэдрическими

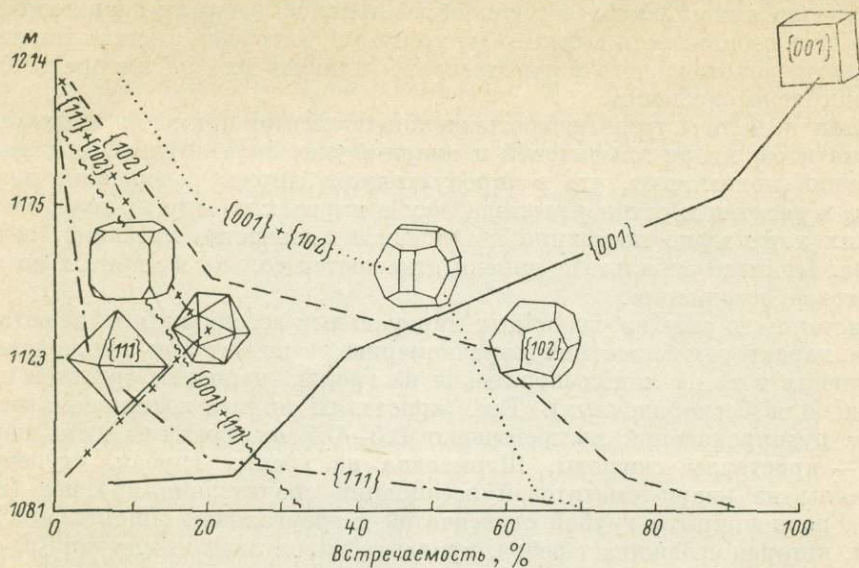


Рис. 3. Смена габитусных форм пирита по падению жилы одного из рудопроявлений Восточного Узбекистана.

кристаллами. Средние срезы жилы характеризуются преобладанием октаэдрических кристаллов (до 30—40% от общего числа золотинок). Такую же закономерность отмечали Р. П. Бадалова и Н. З. Евзикова (1978).

ВЫВОДЫ

1. Типоморфные особенности кварца — характерные текстурные особенности, химизм, насыщенность газово-жидкими включениями, особенности микрорельефа — позволяют выделять его «продуктивные» разности и могут служить минералогическими критериями золотоносности. Рекомендуется применять их при поисковых работах и оценке гидротермальных жил.

2. Важной типоморфной особенностью пирита является состав и количественные соотношения элементов-примесей. Высокие содержания золота, серебра, селена, теллура, мышьяка дают возможность выделить пирит из «продуктивной» минеральной ассоциации.

3. Кристалломорфологическая изменчивость пирита по падению жил позволяет определять уровень эрозионного среза жилы, прогнозировать протяженность золотой минерализации на глубину, проводить оценку и разбраковку рудопроявлений.

4. Количественные соотношения кристаллов золота также определяют уровень среза жилы. Преобладание кубических кристаллов и золотинок неправильной формы характерно для верхних частей жилы, широкое развитие октаэдров соответствует центральным частям жилы.

Выявленные типоморфные особенности кварца, пирита и золота применялись нами в ходе геологических работ для оценки жил и прогнозирования глубины развития золотой минерализации. Оценка и прогнозы подтвердились.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадалова Р. П., Евзикова Н. З. Первый опыт кристалломорфологического анализа золота из месторождений Узбекистана. — Зап. Узб. отд. ВМО, 1978, вып. 31.
 Баскаков М. П., Моисеева М. И., Смирнова С. К. и др. Типоморфизм кварца, пирита и золота в золоторудных месторождениях Узбекистана. Ташкент, 1980.
 Гинзбург А. И., Матнас В. В. Использование типоморфизма минералов в поисковых целях. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972.

Иванова (Евзикова) Н. З. Кристалломорфологический анализ и его значение при оценке оловорудных проявлений. — Автореф. докт. дис., 1974.

Мансуров М. М., Смирнова С. К. Парагенезисы минералов Чадакского рудного поля. — Зап. Узб. отд. ВМО, 1978, вып. 31.

Моисеева М. И. Типоморфные особенности главнейших рудных и сопровождающих минералов. — В кн.: Минералы Узбекистана. Т. IV. Ташкент, 1977.

Пшеничкин А. Я. Пирит как поисковый минералогический критерий на золото. — В кн.: Генетическая информация в минералах. Сыктывкар, 1980.

Типоморфизм минералов. М., 1969.

Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972.

Чухров Ф. В. Некоторые вопросы типоморфизма минералов. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972.

Юшкин Н. П. Проблема типоморфизма минералов. — ЗВМО, 1972, вып. 2.

Юшкин Н. П. Минералы-источники генетической информации. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1980. (Тез. II Всесоюз. минер. семинара).

И. И. Шафрановский

РОЛЬ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИИ В ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ

В 1966 г. на страницах Минералогического сборника Львовского геологического общества была опубликована статья Е. К. Лазаренко и З. В. Бартошинского. Авторы публикации на основании богатого и интересного материала наглядно продемонстрировали значение кристалломорфологических исследований в геолого-минералогическом деле. Особенно плодотворной оказалась роль таких исследований в становлении алмазной проблемы в нашей стране, в детальной сертификации кальцита и кварца, в применении кристалломорфологической методики для оценки природного и искусственного кристаллического материала.

Основная цель настоящей статьи еще раз подчеркнуть практическую ценность кристалломорфологии и необходимость широкого ее использования. Точное кристалломорфологическое исследование является, как известно, первым важнейшим этапом на пути изучения минералов. В прошлом кристалломорфология занимала центральное место в науке о минералах, так как кристалломорфология того времени изучала главным образом внешние формы окристаллизованных минеральных индивидов. Именно практическое значение такой кристаллографии усиленно подчеркивал Е. С. Федоров (1955). О практической направленности кристалломорфологии свидетельствует и то, что крупнейшие ее достижения связаны с деятельностью горных инженеров. Не случайно именно в Петербургском горном институте — старейшей отечественной школе горных инженеров — появилась блестящая плеяда корифеев минералогической кристаллографии, начиная с Н. И. Кокшарова и П. В. Еремеева. Вслед за ними гениальный Е. С. Федоров высоко поднял науку о кристаллах и заложил основы современной кристаллографии. Их славные традиции продолжались и в советское время. Назовем здесь имена таких выдающихся кристаллографов-минералогов, представителей школы Ленинградского горного института, как А. К. Болдырев, В. В. Доливо-Добровольский, В. И. Михеев.

Кристалломорфологическое направление продолжает и сейчас разрабатываться в стенах Ленинградского горного института (работы проф. В. А. Мокиевского, автора этих строк и их учеников). Прежде всего поставим вопрос: в чем заключается основное практическое значение кристалломорфологии в области современных минералогических работ? Предельно схематизируя ответ, выдвинем на первый план две кардинальные задачи: во-первых — использование внешнего ограничения кристалла с его угловыми константами для определения вещества минерала (такая задача прежде была тесно связана с проблемой выявления внутреннего строения кристаллов по их внешней форме); во-вторых — проблема всемерного использования кристаллических форм в качестве индикаторов минералообразующей среды.

Первая задача, игравшая первостепенную роль в прошлом, в настоящее время несколько отступила на второй план, хотя и остается незаменимой при первом подходе к диагнозу минерального вещества. Рентгенометрические и другие современные методы определения минералов практически вытеснили знаменитые гониометрические определители и кристаллографические таблицы Е. С. Федорова, В. Гольдшмидта, А. К. Болдырева, Т. Баркера и других. Однако нельзя не пожалеть об этом. Ведь с помощью двукружного отражательного гониометра, являвшегося до сих пор основным прибором кристалломорфологов, определение окристаллизованного минерала достигается наиболее быстрым и простым путем. (Вспомним, что методика А. К. Болдырева ограничивается измерением одного-двух определяющих углов). Более того, точное описание кристаллических полиэдров с их геометрическими константами, правильное определение простых форм, нахождение их символов по существу невозможны без предварительного гониометрического измерения. Современные исследователи иногда довольствуются визуальным сравнением изучаемых кристаллов с соответственными изображениями в минералогических сводках и учебниках. Разумеется, такой упрощенный подход нередко приводит к ошибочным результатам.

Как известно, определение вещества гониометрическим методом требует четкого знания «кристаллографической азбуки» и прежде всего простых форм, выводящихся на основе 32-х видов конечной симметрии кристаллов. И здесь, к сожалению, дело у нас обстоит далеко не благополучно. В отличие от кристаллофизиков и кристаллохимиков, заинтересованных в изучении кристаллической структуры, минералогические кристаллографы-онтогенисты должны в первую очередь иметь в виду окристаллизованный индивид в виде реального кристаллического тела. К сожалению, минералоги зачастую относятся пренебрежительно к незыблемому фундаменту своей науки — учению о формах и строении кристаллов. Сказанное усугубляется еще и тем, что курсам кристаллографии, читаемым студентам-геологам и в особенности студентам-горнякам, отводится малое количество часов, не позволяющее обеспечить твердые знания, не подкрепленные к тому же достаточным знакомством с методами кристаллографического исследования. Поэтому прежде всего необходимо увеличить курсы общей кристаллографии для студентов геологических специальностей как в университетах, так и в горных вузах, добавив к ним специальные факультативные курсы по кристалломорфологии и методам кристаллографического исследования минералов. Следует поднять вопрос об изготовлении отечественных гониометров, хотя бы с несложной конструкцией, вроде той, которую предложил создатель первого двукружного (теодолитного) гониометра Е. С. Федоров.

Выше было сказано, что гониометрический диагноз, несмотря на всю его простоту, уступил место более новым методам. Однако это не умаляет его значения в деле точного описания минералов, характеризующего специфику минерального сырья и некоторые особенности его генезиса. Современная минералогия не может обойтись без такого описания. Заметим, что, определяя вещество гониометрическим методом, исследователь сводит установленные им гранные формы к идеализированной схеме — списку усредненных угловых величин, модели совершенного кристалла, гномонической или гномостереографической проекции. Найденная схема сопоставляется с соответственными моделями — эталонами в определителях и таблицах. Совпадение построенной схемы с моделью-эталонном свидетельствует об их принадлежности к одному и тому же минеральному веществу. Эта классическая кристалломорфологическая методика служит и сейчас в деле гониометрической диагностики минералов. Однако, как было сказано выше, значение гониометрии не ограничивается этим. С ее помощью мы получаем математически точные характеристики кристаллов из различных месторождений или различных участков одного и того же месторождения.

Для того чтобы оценить практическую ценность таких характеристик, достаточно вспомнить широко известные работы Н. З. Евзиковой. В них наглядно демонстрируется как кристаллы касситерита из одного и того же месторождения четко показывают, к какому именно участку месторождения был при-

урочен тот или иной кристалл. Мало того, полученная кристалломорфологическая характеристика дает понятие о перспективности или неперспективности данного участка.

Таким образом, старая гониометрия уже содержит в себе возможности перехода от первой задачи (диагноза вещества) ко второй проблеме (выявлению связи кристаллической формы с минералообразующей средой).

Переходя ко второй проблеме, подчеркнем, что в отличие от прошлого, ставившего целью построение идеального кристалла, в настоящее время пристальное внимание привлекают реальные формы кристаллов со всеми их отклонениями от идеала. Эти отклонения, нежелательные на первый взгляд, приобретают важное значение как свидетельства об особенностях и воздействии маточной среды. Именно они дают фактические данные для выявления особенностей среды по морфологическим деталям реального кристаллического тела.

Тщательное изучение подобных тел потребовало углубления и расширения существовавшего до сих пор классического учения о кристаллических формах. Если прежде основное внимание было сосредоточено на гранях кристаллов (простых гранных формах), то теперь потребовались выводы простых вершинных и реберных форм. Генетическая их роль очевидна (достаточно вспомнить современные теории роста, внутреннее сложение кристаллических тел со следами ростовых вершинных и реберных путей, штриховки на гранях, а также столь частые в минералогии скелетные и реберные образования (Григорьев, 1961, 1971; Шафрановский, 1968, 1974). Отсылая читателей к имеющейся литературе, остановимся здесь лишь на одном, малоизвестном правиле, демонстрирующем симметричную равноправность гранных, реберных и вершинных форм. В каждом виде симметрии произведение числа граней—ребер—вершин любой простой гранной—реберной—вершинной формы на максимальную величину симметрии соответственной грани—ребра—вершины есть константа, равная порядку симметрии данного вида (порядок симметрии вида соответствует числу граней—вершин—ребер общей простой гранной—реберной—вершинной формы этого вида).

Кристаллохимическая характеристика куба с симметрией $m\bar{3}m$

Элементы куба	Симметрия и ее максимальная величина для грани, ребра, вершины	Число граней, ребер, вершин	Порядок симметрии вида $m\bar{3}m$
Грань {100}	$4mm - 8$	6	$8 \times 6 = 48$
Ребро {001}	$2mm - 4$	12	$4 \times 12 = 48$
Вершина $\cdot 111$	$3m - 6$	8	$6 \times 8 = 48$

Приведенное правило проще всего проиллюстрировать на примере куба с симметрией $m\bar{3}m$ (см. таблицу).

Согласно этому правилу, любой обломок кристалла с присутствующей на нем единственной гранью, единственным ребром или вершиной содержит исчерпывающую информацию о порядке его вида симметрии. В отличие от редко встречающихся в природе многогранников в виде общих простых гранных форм (например, гексоктаэдра и др.) вершинные их аналоги находятся на самых обычных комбинациях гранных форм. Так, например, 48-вершинник — аналог гранного гексоктаэдра — соответствует вершинам гранной комбинации {100}, {110}, {111} (обычная комбинация галенита); вершинный аналог дидоэктаэдра предстает в виде гранной комбинации {100}, {210}, {111} (характерная комбинация для сфалерита).

Перейдем далее к искаженным формам реальных кристаллов, неправильное развитие которых содержит ценную минералого-генетическую информацию о симметрии маточной среды, питавшей кристалл.

Здесь необходимо напомнить о принципе симметрии-диссимметрии Кюри, содержащему ряд тезисов, дающих симметричную трактовку (Кюри, 1966) взаимодействия порождающей среды и возникающего в ней явления (в нашем

случае кристалла). Особое значение для нас имеет правило, согласно которому на данном теле (кристалле) внешне сохраняются лишь элементы симметрии, общие для него и для формирующей среды.

Не менее важен тезис о сохраняемости элементов симметрии и диссимметрии причин в порождаемых ими следствиях. Согласно первому правилу, часть элементов собственной симметрии тела (кристалла) в большинстве случаев внешне исчезает (внешняя симметрия понижается). Согласно тезису «сохраняемости», на теле (кристалле) могут появиться не свойственные ему элементы внешней симметрии, наложенные симметрией среды (внешняя симметрия повышается).

Применяя принцип симметрии—диссимметрии к реальным кристаллическим формам, необходимо иметь в виду, что он относится к симметрии пограничной поверхности между сосуществующими средой и кристаллом, т. е. к внешней симметрии огранения окристаллизованного тела. В связи с этим возникает ряд детализированных понятий о природной симметрии, применение которых помогает перейти от идеализированных абстрактно-геометрических моделей к реальным объектам со всеми их внешними отклонениями от идеала.

Помимо истинной (идеальной) собственной симметрии кристалла, согласованной с его структурой и изображаемой в виде идеализированных моделей, необходимо учитывать внешнюю, видимую (неидеальную) симметрию реального кристаллического тела. В свою очередь элементы внешней симметрии подразделяются на остаточные и наложенные. К остаточной симметрии относятся элементы истинной (собственной) симметрии кристалла, сохранившиеся на его искаженной форме. Согласно принципу Кюри, они совпадают с соответствующими элементами симметрии среды и тем самым характеризуют ориентировку кристалла относительно среды. К наложенной симметрии относятся элементы видимой ложной симметрии кристалла не присущих его истинной симметрии и порожденных воздействием среды. (Таковы, например, видимые плоскости симметрии на кристаллах кварца с ложной симметрией $3m$, $6mm$). Нередко элементы наложенной симметрии имеют приближенный характер. Само собой разумеется, что они характеризуют хотя бы отчасти симметрию среды.

В поле земного тяготения, характеризующегося симметрией конуса, формирование кристаллов, как правило, подчиняется симметрии ∞m (Кюри, 1966). Сказанное иллюстрируется известным открытием Г. Г. Леммлейна (1941): кристаллы кварца с вертикально ориентированной во время роста L_3 имеют внешне ложную «пирамидальную» симметрию ($6mm$, $3m$). В то же время наклонно росшие кристаллы имеют внешнюю «диэдрическую» симметрию (m). Учет этого явления позволил А. А. Кораго (1968) успешно использовать искаженные формы кристаллов кварца из развалов для определения залегания хрусталеносных жил. Кристаллы ложно-моноклинного вида характеризуют крутопадающие хрусталеносные жилы, тогда как «пирамидальные» кристаллы приурочены к пологопадающим гнездам. Эти данные позволяют практически пользоваться кристалломорфологией кварца из развалов для предварительного определения характера протяженности хрусталеносных гнезд.

Нет сомнения в том, что открытия Г. Г. Леммлейна и А. А. Кораго выходят далеко за рамки одного кварца и относятся вообще ко всем кристаллам, формирующимся под влиянием земного тяготения. Искаженные формы последних явно тяготеют либо к «пирамидальному» типу (видимая симметрия $3mm$), либо к «диэдрическому» облику (m). Несмотря на грубо-приближенный подход, такое подразделение реальных форм дает понятие об их природной ориентировке во время роста и тем самым уточняет сведения об их генезисе. В отличие от двух вышеупомянутых типов кристаллы, образующиеся в глубинных очагах при всестороннем и равномерном подтоке питания, приобретают формы, близкие к идеальным, так как симметрия питающей среды соответствует здесь симметрии шара ($\infty/\infty m$) и тем самым сохраняет все элементы собственной симметрии кристалла. В качестве примера напомним почти идеальные октаэдры природного алмаза (Бартошинский, Гневушев, 1969).

В заключение подчеркнем еще раз необходимость самого строгого подхода при изучении кристаллических форм природных минералов и искусственных

веществ. Нельзя забывать, что кристалломорфологические детали содержат важные генетические данные и могут быть с успехом использованы на практике.

ЛИТЕРАТУРА

- Бартошинский З. В., Гневушев М. А. Внешняя симметрия якутских алмазов и условия их кристаллизации. — ЗВМО, 1969, ч. 98, вып. 5.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, 1961.
- Григорьев Д. П. О законах анатомии кристаллов. — Кристаллография, 1971, № 16, вып. 6.
- Евзикова Н. З. Практический аспект кристалломорфологии касситерита. — ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2.
- Кораго А. А. Использование кристалломорфологии кварца из развалов для определения залегания хрустальных гнезд. — ЗВМО, 1968, т. 97, вып. 2.
- Кюри П. Избранные труды. М.—Л., 1966.
- Лазаренко Е. К., Бартошинский З. В. Роль кристалломорфологии в практике геологических исследований. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1966, № 20, вып. 4.
- Леммлейн Г. Г. Искажения облика кристаллов кварца, обусловленные их положением во время роста. — ДАН СССР, 1941, т. 33, № 6.
- Федоров Е. С. Введение к таблицам для кристаллохимического анализа «Царство кристаллов». — В кн.: Кристаллография. Вып. 3. Л., 1955.
- Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии. М., 1968.
- Шафрановский И. И. Очерки минералогической кристаллографии. Л., 1974.

РЕФЕРАТЫ

УДК 549

Новые идеи и методы в генетической минералогии. Григорьев Д. П., Юшкин Н. П. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с 3—7.

Новый этап развития минералогии выражается во взгляде на минерал как организм, постоянно живущий и развивающийся во взаимодействии с окружающей минералогенетической средой. Расширение представлений о минерале вкладывает новое содержание в структуру генетической минералогии, которая представляет единство четырех ее направлений: экологического, исторического, эволюционного, геогенетического. В числе новых методических направлений весьма перспективной является генетикоинформационная минералогия, рассматривающая минералы как «письма» из геологического прошлого. Лит. — 20 назв.

УДК 549+550.4

Проблемы филогении минералов. Жабин А. Г. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 7—12.

Рассматриваются различные аспекты эволюции минералообразования в истории Земли. Намечаются три главных этапа эволюции: метеоритный (40—50 минеральных видов), базальтовый (60—70 видов), коровый (250—300 видов). Выделяются панхронные минеральные виды, генерирующиеся непрерывно от самых ранних стадий зарождения минералов до настоящего времени; монокхронные, свойственные какому-либо определенному отрезку геологической истории, и полихронные, появившиеся неоднократно. Обсуждается проблема самоорганизации минеральных систем на разных иерархических уровнях. Предполагается следующий порядок кристаллизации минералов в протопланетном облаке: оксиды → металлы(Fe—Ni) → силикаты → сульфиды → H_2O , Н. Лит. — 18 назв.

УДК 549.01

Конституционное родство и генетические ряды минералов. Евзикова Н. З. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 12—21.

Конституционным родством обладают минералы, сложенные хотя бы в какой-то своей части общими элементами и обладающие хотя бы в одном направлении общностью геометрического мотива в расположении атомов. Естественная последовательность образования минералов, наследующих при метасоматических замещениях конституционные особенности своих предков, образует генетические ряды с соблюдением следующих принципов: реакционного (по Боуэну), энергетического (по Остальду—Ферману), дивергентности или полярности (по Лодочникову) и необратимости. Из числа возможных применений генетических рядов выделяются и обсуждаются три: теоретический вывод конкретных вариантов первичной зональности рудотолжения, геодинамическое районирование территорий и прогнозирование возможности образования на конкретной территории крупных месторождений металла, накапливающегося или рассеивающегося в генетических рядах. Лит. — 17 назв., ил. — 6.

УДК 549.5+552.322 (470.21)

Эволюционные и реакционные ряды танталовых минералов. Волошин А. В. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 21—26.

Полицикличность минералообразования в гранитных пегматитах при повышенной активности элементов-активаторов (олово, сурьма, висмут и др.) обуславливает формирование разных ветвей танталовой минерализации, частными случаями которых являются эволюционные и реакционные ряды минералов. Эволюционные превращения танталовых минералов рассматриваются как превращения, происходящие без привнесения вещества и выражающиеся в проявлении степени упорядоченности структуры и полиморфизма. В результате замещения и новообразования танталовых минералов формируются биминеральные и полиминеральные реакционные ряды. Изучение состава минералов в реакционных рядах позволило выделить две закономерности: 1) увеличение содержания тантала и соотношения тантала к ниобию в более поздних минеральных фазах; 2) высокая чистота поздних минеральных фаз тантала в отношении примесей. Появление в минеральной ассоциации гранитного пегматита новой танталовой минеральной фазы свидетельствует о проявлении определенного процесса минералообразования. Лит. — 3 назв., ил. — 2, табл. — 5.

УДК 549+577.21

Реальная структура минералов — возможная матрица в абиогенезе. Ланидес И. Л. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 26—30.

Исследуется возможность участия минералов на ранних этапах возникновения жизни, анализируется возможный путь информации в цепи: геохимические процессы → минералообразование → абиогенез. Установлено, что минералообразующие процессы, формируя реальную структуру минералов, тем самым определяют на самых ранних этапах абиогенеза характер и специфику будущих биологических процессов, а следовательно, и дальнейшее развитие биосферы. Лит. — назв., табл. — 2.

УДК 549.0

Морфологические законы перекристаллизации минеральных агрегатов. Попов В. А. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 31—38.

Предпринята попытка сведения понятия «перекристаллизация» к одному явлению — миграции границ зерен в агрегате с всесторонне соприкасающимися индивидами минералов. В связи с этим появились возможность формулировки морфологических законов перекристаллизации, получивших название: закон рекристаллизации, закон минимальной протяженности границ, закон изометризации и закон очищения. Выведены следствия законов перекристаллизации и даны примеры использования их на практике, когда необходимо доказать наличие или отсутствие явления перекристаллизации в природных объектах. Лит. — 23 назв., ил. — 5.

УДК 549

Теоретические и методические основы расшифровки генетической информации, содержащейся в минералах. Юшкин Н. П. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 38—47.

Теоретическую основу генетикоинформационной минералогии составляют представления о минералах как носителях минералогенетической информации, а о процессах минералообразования — как процессах информационных. Поведение минералогенетической информации регулируется рядом законов, на использовании которых базируется методический аппарат генетикоинформационной минералогии. Различаются типоморфные и индикаторные признаки минералов, информативность которых оценивается нормой,

чувствительностью и емкостью реакции на изменения параметров минералообразования. Обсуждается методика качественных и количественных минералогенетических реконструкций минералогических объектов на основе обобщенного (информационно-энтропийный, типоморфический анализы) и параметрического (генетикоинформационный анализ) подходов к расшифровке информации. Лит. — 17 назв., ил. — 3, табл. — 1.

УДК 548.5 : 549.07

Кристаллогенетическая теория и проблемы генетической интерпретации характеристик роста кристаллов. Асхабов А. М. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 47—54.

Отмечено значение кристаллогенетической теории для развития генетической минералогии. Рассмотрены особенности учения о генезисе кристаллов. Обращено внимание на важность генетических подходов в разработке теоретических основ кристаллогенезиса. На основе рассмотренных взаимосвязей в системе кристалл—среда дается схема взаимоотношения характеристик роста и параметров среды. Обсуждаются проблемы построения общей кристаллогенетической теории, генетической интерпретации характеристик роста и создания кристаллогенетических определителей. Лит. — 16 назв., ил. — 1.

УДК 548.33.4+553.2

Политипия и генетическая информация. Пунин Ю. О., Котельникова Е. Н. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 54—60.

На ферроцианиде калия и искусственном фторфлогопите проведено изучение взаимосвязи между условиями образования и структурными характеристиками политипных соединений. Установлено, что в одинаковых условиях кристаллизации вместо чистой политипной модификации возникает широкий спектр слезных ОД-кристаллов. Условия кристаллизации сказываются на структуре кристаллов статистически, через изменение параметров ОД-распределения. Медiana распределения определяется температурой кристаллизации и концентрацией примесей, стабилизирующих ту или иную политипную модификацию. Дисперсия распределения возрастает с увеличением скорости кристаллизации и концентрации дестабилизирующих примесей. Влияние кинетических параметров кристаллизации на структурные характеристики ОД-кристаллов проявляется гораздо сильнее, чем термодинамических. Показано, что образование ОД-кристаллов происходит непосредственно в процессе их роста путем твердофазных превращений, вызванных внутренними ростовыми напряжениями. Лит. — 8 назв., ил. — 4, табл. — 3.

УДК 549 : 548.45

О рациональном и дискуссионном в морфогенезисе и морфометрии кристаллов. Гликин А. Э., Глазов А. И. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 60—65.

На основе теоретически и экспериментально установленных положений кристаллогенезиса рассмотрены наиболее важные дискуссионные вопросы генетической интерпретации формы кристаллов минералов. Адсорбционная пленка определяет механизм образования формы кристалла. Состав пленки устанавливается по составу раствора. Состав и структура пограничных сеток кристалла играют роль катализатора при реализации конкретных вариантов пленки из многих возможных. Анализ механизма образования адсорбционной пленки — основа аппарата для извлечения генетической информации. Обсуждаются пути учета факторов процесса кристаллизации в морфогенезисе и методические вопросы исследования формы кристаллов в связи с расшифровкой их генезиса. Лит. — 7 назв., ил. — 2.

УДК 549.514.87 : (548.51+548.572) : 620.187.2

Кристаллография настурана из У-Мо месторождения. Дымков Ю. М., Воробьев В. С., Головатенко Л. Д., Денисова Л. Я., Савельев А. С. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 66—72.

На сканирующих и просвечивающих электронных микроскопах изучены сферические (гранные) и различного рода индукционные поверхности сферокристаллов настурана. Сферокристаллы настурана образовались за счет расщепления плоскогранных кристаллов уранинита и выросли при бесперерывном расщеплении кристаллических волокон, имеющих форму дендритных лент. Шетки регенерированного уранинита на гранных и индукционных поверхностях тонковолокнистых сферокристаллов развиваются автокаталитически, сохраняя и декорируя кристаллографическую ориентацию кристаллических волокон в сферокристалле. Лит. — 6 назв., ил. — 6.

УДК 549.621.21

О влиянии условий кристаллизации на габитус кристаллов фенакита. Лебедев А. С., Кляхин В. А. — В кн.: Новые идеи генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 72—77.

Проведенные эксперименты по синтезу фенакита в интервале 500—750 °С из различных по структуре и степени дисперсности твердых компонентов с чистой водой и растворами HF, HNO₃, HCl, HCl—KOH и др. показали, что главным фактором, определяющим изменение габитуса его кристаллов от ромбоэдрического до игольчатого, является увеличение отношения активностей бериллия к кремнию в минералообразующей среде, которое в свою очередь зависит от химического состава, pH, общего уровня минерализованности раствора и режима кристаллизации. Полученные данные представляют интерес с точки зрения генетикоинформационного анализа минералообразующих процессов. Лит. — 6 назв., ил. — 4, табл. — 2.

УДК 548.54 : 549.514.51

Морфология искусственных кристаллов кварца и движение кристаллообразующей среды. Клипов В. А., Гавриленко В. М. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 77—82.

С позиции взаимодействия реального кристалла и движущейся среды изучались рельеф граней, форма и внутреннее строение кристаллов кварца, выращенных на затравочных пластинках ZY среза. Установлена взаимосвязь вертикальной клиновидности кристаллов, возникающей вследствие неравномерного роста базисных поверхностей, с движением конвекционных потоков раствора. Приводятся экспериментальные данные и наблюдения, подтверждающие образование клиновидности от движения раствора. Обсуждается масштаб концентрационных струй у поверхности растущих кристаллов и их взаимодействие с конвекционными перемещениями среды. Описываются связываемые с движением потока изменения рельефа базисной поверхности, образование бортиков на ребрах кристаллов и газовой-жидких включений в пирамидах роста бортиков. Приводятся данные по плотности двойниковых аксессуаров на верхних гранях ромбоэдров и соотношения скоростей граней. Лит. — 16 назв., ил. — 5.

Эволюция кварца кристаллов и стадийность хрусталеобразования. Эшкин В. Ю., Карякина Т. А., Богданова Г. Н. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 82—87.

Выявлено два типа кристаллов кварца, имеющих грубую (светлинский тип) или тонкую (астафьевский тип) зональность и формирующихся в три стадии. Эволюция хрусталеобразования заключается в смене дымчатого кварца (1-я стадия) цитрином (2-я стадия), а затем амethystом (3-я стадия), что свидетельствует о возрастании относительной кислотности растворов при переходе от ранних стадий к более поздним. При этом к концу каждой стадии несколько возрастает щелочность растворов, вызывающая усиление дымчатой окраски и увеличение числа (по данным индуцированной термолуминесценции) соответствующих примесно-дефектных центров. Установление генераций кварца в кристаллах используется в качестве критерия прогнозной оценки хрусталепроявлений. Лит. — назв., ил. — 1.

УДК 548 : 599 : 550.4 : 550.84 : 553

Генетическая информация на уровне минералов в ореолах углеводородных залежей. Кропачев А. М. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 87—89.

Совокупность минералогических характеристик ореолов рассеяния углеводородных залежей можно рассматривать как минералогенетическую информацию, которая имеет поисковое значение и может быть использована в совокупности с информацией на других уровнях при поисках месторождений нефти и газа. При оценке продуктивности структурных, литологических и других ловушек. Лит. — 12 назв., ил. — 1.

УДК 549.6 : 553.241.9

Гидротермальные преобразования каолиновых минералов в хлоридных и карбонатных средах. Варела Х. де Д., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 90—94.

Исследованы фазовые изменения каолинита, диккита и накрита в присутствии различных добавок хлоридов и карбоната Ni при $P_{H_2O}=1$ кбар, $T=200-650$ °C, 1—3 сут. В карбонатных средах при низком содержании Ni формируется (Ni, Al)-серпентин и Ni-талк совместно с андалузитом, муллитоном, гидральситом, кварцем, кристобалитом, пирофиллитом, Ni-хлоритом. При высоком содержании Ni в указанном интервале T формируется только (Ni, Al)-серпентин совместно с $NiCO_3$. Почти мономинеральный Ni-талк синтезируется в системе каолинит: $SiO_2 : NiCO_3 = 6 : 5 : 7$ при $T=650$ °C. В хлоридных средах формируются такие же новообразования, но в более широком интервале T (муллит, андалузит, кварц и гидрофиллит), что объясняется более высокой кислотностью гидротермальной среды. Эксперименты имеют значение при интерпретации природных процессов преобразования осадочных пород в области распространения никелевого оруденения. Лит. — 15 назв., ил. — 1.

УДК 549.0

Использование типоморфизма минералов при решении проблем происхождения минеральных комплексов. — Павлишин В. И. В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 94—100.

Информация по типоморфизму минералов, особенно их типоморфным особенностям, позволяет уточнять и дополнять геолого-петрографические данные при решении генетических проблем геологии. Так, происхождение гранитов и связанных с ними пегматитов однозначно решается на основе типоморфных особенностей кварца, полевых шпатов и слюды, если эти признаки, возникшие на стадии роста, полностью не уничтожены наложенными процессами. При установлении генезиса гидротермальных и гидротермально-метасоматических образований информативны данные по наследственности типоморфных признаков, а также типоморфные особенности, отражающие эволюцию режима кислотности—щелочности, температуры, давления и состава среды. Лит. — 24 назв., ил. — 1.

УДК 549 : 553.43 : 553.44.445

Генетикоинформационные функции свойств рудных минералов стратиформных месторождений. Силаев В. И., Тихомирова В. Д. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 100—107.

Выявлен ряд индикаторов условий формирования стратиформных месторождений. Анализ микро- и ультраструктур минеральных агрегатов приводит к выводу о полихронном характере минерализации, ее гидротермально-метасоматической природе. Структуры распада твердых растворов, некоторые политипные переходы в минералах, а также данные вакуумной декрепитации газово-жидких включений приводят к заключению о формировании минерализации в условиях термо- и концентрационно-градиентных полей, возникающих в процессе просачивания флюида вдоль зон разломов. Тренды элементов-примесей в «сквозных» минералах, тенденция изменения вдоль разломов содержания отдельных минералов, температуры и активности декрепитации их включений позволяют наметить направление продвижения минералообразующих растворов. Изучение изотопии среды и свинца приводит к выводу о полигенности исследуемой минерализации в отношении источников рудных компонентов. Лит. — 13 назв., ил. — 2.

УДК 553.411.071.2 : 549.546.59 (575.11)

Применение типоморфных особенностей минералов для прогнозной оценки золотых рудопоявлений Восточного Узбекистана и определения уровня их эрозийного среза. Смирнова С. К., Ясколков Т. И. — В кн.: Новые идеи генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 108—113.

Выявлено, что кварцы из различных минеральных ассоциаций (околожилных метасоматитов, кварц-тематитов и кварц-карбонат-адуляровой с золотом) отличаются друг от друга по облику и текстурным особенностям, количеству газово-жидких включений, микрорельефу, элементам-примесям. Наиболее информативными типоморфными особенностями кварца позволяют выделять его продуктивные разновидности и могут служить минералогическими критериями золотоносности. Изучена кристалломорфологическая изменчивость пирита по падению жилы. На верхних горизонтах жил преобладают кубические кристаллы, средние уровни среза характеризуются большим разнообразием форм — октаэдров, комбинаций куба с пентагондодекаэдром, кубооктаэдров, икосаэдров. Ниже по падению возрастает количество кристаллов пентагондодекаэдрического раббуса. Кристалломорфологический анализ пирита является прямым методом определения уровня эрозийного среза золотых рудопоявлений. Лит. — 12 назв., ил. — 3.

УДК 548 : 549 : 550.8

Роль кристалломорфологии в геолого-поисковой практике. — Шаfranовский И. П. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., «Наука», 1983, с. 113—117.

Анализируется современное состояние кристалломорфологических исследований и доказывается необходимость их резкого усиления с целью эффективного использования в поисковой практике. Отмечается необходимость повышения кристаллографического образования геологов и минералогов. Намечаются пути развития классического учения о кристаллических формах, пути совершенствования генетической интерпретации данных о кристаллических формах минералов. Лит. — 14 назв.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

<i>Григорьев Д. П., Юшкин Н. П.</i> Новые идеи и методы в генетической минералогии	3
<i>Жабин А. Г.</i> Проблемы филогении минералов	7
<i>Евзикова П. З.</i> Конституционное родство и генетические ряды минералов	12
<i>Волошин А. В.</i> Эволюционные и реакционные ряды танталовых минералов	24
<i>Лавидес И. Л.</i> Реальная структура минералов — возможная информационная матрица в абногенезе	26
<i>Попов В. А.</i> Морфологические законы перекристаллизации минеральных агрегатов	34
<i>Юшкин Н. П.</i> Теоретические и методические основы расшифровки генетической информации, содержащейся в минералах	38
<i>Аслабов А. М.</i> Кристаллогенетическая теория и проблемы генетической интерпретации характеристик роста кристаллов	47
<i>Пушин Ю. О., Котельникова Е. Н.</i> Политипия и генетическая информация	54
<i>Гликин А. Э., Глазов А. И.</i> О рациональном и дискуссионном в проблеме генетической интерпретации формы кристаллов	60
<i>Дымков Ю. М., Воробьев В. С., Головатенко Л. Д., Денисова Л. Я., Савельев А. С.</i> К онтогении настурана из U-Mo месторождения	66
<i>Лебедев А. С., Кляхин В. А.</i> О влиянии условий кристаллизации на габитус кристаллов фенакита	72
<i>Клипов В. А., Гаврилко В. М.</i> Морфология искусственных кристаллов кварца и движение кристаллообразующей среды	77
<i>Эшкин В. Ю., Карякина Т. А., Богданова Г. П.</i> Эволюция кристаллов кварца и стадийность хрусталеобразования	82
<i>Кропачев А. М.</i> Генетическая информация на уровне минералов в ореолах рассеяния углеводородных залежей	87
<i>Варела Х. де Д., Котов Н. В., Франь-Камецецкий В. А.</i> Гидротермальные преобразования каолиновых минералов в Ni-хлоридных и карбонатных средах	90
<i>Павлишин В. И.</i> Использование типоморфизма минералов при решении проблем происхождения минеральных комплексов	94
<i>Силаев В. И., Тихомирова В. Д.</i> Генетикоинформационные функции свойств рудных минералов стратиформных месторождений	100
<i>Смирнова С. К., Ясколко Т. И.</i> Применение типоморфных особенностей минералов для прогнозной оценки золотых рудопроявлений Восточного Узбекистана и определения уровня их эрозионного среза	108
<i>Шафрановский И. И.</i> Роль кристалломорфологии в геолого-минералогической практике	113
Рефераты	118

