

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

ТЕОРИЯ
МИНЕРАЛОГИИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Всесоюзное минералогическое общество

ТЕОРИЯ МИНЕРАЛОГИИ

Сборник научных трудов

Ответственные редакторы
Д. П. ГРИГОРЬЕВ, Н. П. ЮШКИН

5026



Ленинград
„Наука”

Ленинградское отделение

1988



Сборник посвящен анализу общего состояния и перспективных проблем теоретической минералогии. В нем рассматриваются пути развития минералогической теории, обсуждаются различные познавательные подходы к минералам, новые идеи в кристалломорфологии, конституции минералов, генетической минералогии. Определяются пути приложения системного анализа к минералогическим исследованиям, решается ряд проблем прикладной минералогии.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, минералогов, кристаллографов, геохимиков и специалистов производственных геологических организаций.

Рецензенты

Л. М. Махлаев, Я. Э. Юдович

ТЕОРИЯ
МИНЕРАЛОГИИ

Сборник научных трудов
И. В. ГОРНОВА, Н. А. МАХЛАЕВ

Т $\frac{190402000-541}{042(02)-88}$ 227-88 - II

© Издательство „Наука”, 1988 г.

ISBN 5-02-024364-7

Предисловие

В современной минералогии большое внимание уделяется разработке теоретических проблем, более того, теория минералогии становится одним из наиболее популярных, приоритетных направлений.

Академией наук СССР и Всесоюзным минералогическим обществом в Сыктывкаре в период с 19 по 21 ноября 1985 г. проводилось Всесоюзное совещание „Теория и методология минералогии”. Целью совещания было обсуждение современного состояния, проблем и перспектив развития теоретических и методологических исследований в минералогической науке и практике, поиски путей создания общей теории минералогии.

Совещание вызвало широкий интерес среди минералогов Советского Союза. В его работе приняли участие 220 минералогов — представителей более полусотни научных институтов, высших учебных заведений и производственных организаций из 36 городов. На пленарных и секционных заседаниях совещания было заслушано и обсуждено 78 докладов, кроме того, 180 докладов было представлено методом демонстрационной графики. Основное содержание всех докладов опубликовано в двух томах сборников тезисов¹

В настоящем сборнике публикуются статьи по материалам ряда избранных докладов, представляющих наиболее широкий интерес. Статьи сгруппированы по ряду теоретико-методологических проблем.

Сборник открывается серией статей по общим проблемам минералогической теории — это статьи Н. П. Юшкина, А. Г. Жабина, Ю. Б. Марина, М. Ю. Поваренных, И. П. Шаропова, И. Л. Лапидеса, в которых рассматриваются различные подходы к исследованию минералов, анализируются законы минералогии, раскрываются новые пути развития минералогических исследований.

В статьях К. И. Чепижного и Г. В. Руссо с С. В. Чебановым высказываются новые идеи в области морфологии кристаллов, в области кристаллографии.

Целая серия статей — Е. И. Успенского, Б. И. Смирнова, А. И. Калиновского — посвящена приложению теории систем и системного анализа к минералогическим исследованиям. Рассматриваются системы разных уровней: от минерального индивида до парагенезисов и региональных подразделений — топосов.

О. В. Эстерле и А. Н. Платонов с соавторами обсуждают проблемы электронного строения минералов. В статьях А. М. Асхабова, О. К. Иванова, Г. Н. Низамутдинова, Н. З. Евзиковой, В. Л. Барсукова и др. предлагаются новые перспективные направления генетической минералогии, устанавливаются новые генетические явления.

Статьи Д. Н. Литошко и Б. И. Пирогова посвящены прикладной минералогии — оценке минералопроявлений и технологической оценке руд.

В сборнике обсуждается и развивается ряд новых перспективных идей из различных разделов минералогической науки. Мы надеемся, что публикуемые материалы привлекут внимание минералогов и будут способствовать дальнейшему прогрессу в минералогических исследованиях.

¹ Теория и методология минералогии // Тез. докл. Всесоюз. совещ. „Теория и методология минералогии”. Т. 1. Сыктывкар. 1985. 172 с. Теоретические и прикладные исследования в минералогии // Тез. докл. Всесоюз. совещ. „Теория и методология минералогии”. Т. 2. Сыктывкар, 1985. 172 с.

Н. П. Юшкин

ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ

Эффективность прогностических функций любой естественной науки, ее влияние на развитие естествознания в целом, практический вклад в общественно-экономические процессы определяются прежде всего зрелостью науки, надежностью эмпирического базиса, уровнем теоретизации, совершенством и универсальностью теоретико-методологического аппарата. Все это в полной мере относится и к минералогии — науке о кристаллическом веществе Земли и других космических объектов, которая является одной из древнейших и наиболее развитых наук геологического цикла.

Современная минералогия глубоко проникла в тайны минерального вещества, его состав и строение, свойства, генетическую природу, эволюцию. Важные достижения связаны с расшифровкой генезиса месторождений полезных ископаемых, обеспечением промышленности старыми и новыми видами минерального сырья, с разработкой новых промышленных технологий. В минералогии весьма продуктивно смыкаются открытия и разработки других наук, в первую очередь физики и химии. В то же время из минералогии вышли и оформились в самостоятельные науки такие направления, как физика и химия твердого тела, кристаллография, кристаллофизика и др., минералогия была прародительницей почти всех наук геологического цикла — общей геологии, палеонтологии, петрографии, учения о месторождениях полезных ископаемых, геохимии и др. А. В. Сидоренко в докладе на съезде Всесоюзного минералогического общества в 1976 г. имел все основания определить минералогию как одну из фундаментальных наук естествознания, поставить ее в один ранг с физикой, химией, математикой.

Минералогия — наиболее удобная вследствие конкретности и специфики объектов и наиболее подготовленная для теоретизации область знания в системе геологических наук. И, действительно, в минералогии зародилось и развилось немало новаторских теоретических представлений фундаментального значения, таких как учение о симметрии, представления о кристаллической структуре вещества, о взаимосвязи структуры и свойств, кристаллизационная теория и др. Многие из них достигли высокого совершенства.

В то же время минералогия, как и другие геологические науки, еще не имеет общей теории, отражающей современный уровень минералогического знания, и мы далеки от создания даже общих ее контуров, хотя бы в тех рамках, которые определяет эмпирический базис — фактурная основа нашей науки. Более того, разрыв между накоплением эмпирического материала, появлением новых результатов наблюдений, новых фактов и их теоретическим осмыслением увеличивается.

Происходит это, очевидно, потому, что в последние два десятилетия мы очень много внимания уделяем разработке проблем прикладной минералогии, которая к 60-м годам оказалась в серьезном идейном и методическом упадке и перестала отвечать возрастающим запросам геологической практики. Для ее оживления потребовалась очень большая работа. Был организован целый ряд советов, комиссий, проведено множество практических школ и семинаров во всех минералогических центрах страны, создан ряд исследовательских лабораторий прикладной минералогии. Разработаны на уровне изобретений новые методы прикладной минералогии, издано немало специальных монографий, методических руководств, инструкций. За довольно короткий срок были созданы научные основы минералогических методов прогнозирования, поисков, оценки и рационального использования месторождений полезных ископаемых. Таким образом,

положение с прикладными исследованиями можно считать вполне удовлетворительным, их дальнейшее развитие не вызывает опасений.

Однако, развивая прикладную и описательную минералогию, мы сильно ослабили теоретические исследования, особенно исследования по общей теории и методологии минералогии. Теоретические основы минералогии представляют сегодня плохо спаянный конгломерат из собственно минералогических теорий, гипотез, „учений” и в различной степени разработанных концепций физики, химии, геологии и других наук. Концептуальная база минералогии плохо подготовлена для органического восприятия новых представлений из различных областей естествознания, и теоретические разработки фундаментальных наук в основном адаптируются минералогией механически, „кусками”. Особенно плохо разработаны представления о минерале как элементе геологических систем, разорваны связи минералогии с геологией, поэтому результаты минералогических открытий, новые методы очень робко выходят за стены лабораторий, ограничено используются геологической практикой. Да и в минералогии теоретическим исследованиям уделяется неоправданно мало внимания. Более того, в некоторых коллективах теоретическая работа минералога считается чуть ли не плохим тоном в общем строе минераловедческих, экспериментальных и прикладных исследований.

Конечно, эта критическая оценка ситуации не сводится к полному отрицанию успехов в области теоретизации минералогии. Минералогия никогда не была в идеологическом „хвосте” за другими геологическими науками и всегда блистала новыми идеями. В качестве несомненных достижений последних десятилетий следует отметить разработку теоретических представлений о составе, строении и свойствах минерального вещества, кристаллохимии минералов, создание физико-химических основ минералогии и минералогенезиса, разработку ряда новых направлений в генетической минералогии, таких как онтогенез минералов, учение о генетической информации в минералах, парагенетический анализ и др. В самостоятельные научные направления развились идеи о типоморфизме минералов, топоминералогии, эволюции минерального мира.

Интересные и глубокие теоретические исследования ведутся в минералогических школах Москвы, Ленинграда, Украины, Урала, Сибири, Средней Азии.

Широко известны теоретические труды наших современников Н. В. Белова, Г. Б. Бокля, В. М. Винокурова, Р. В. Галиулина, Д. П. Григорьева, А. А. Годовикова, Ю. М. Дымкова, Н. З. Евзиковой, Э. Н. Елисеева, А. Г. Жабина, Е. К. Лазаренко, А. С. Марфунина, В. И. Оноприенко, В. И. Павлишина, Б. И. Пирогова, А. Н. Платонова, А. С. Поваренных, В. А. и В. И. Поповых, Н. Л. Смирновой, В. Г. Фекличева, В. А. Франк-Каменецкого, Б. В. Чеснокова, Ф. В. Чухрова, И. И. Шафрановского, Л. К. Яхонтовой и многих других.

Общие и частные проблемы теоретической минералогии обсуждались на последних съездах Международной минералогической ассоциации и Всесоюзного минералогического общества, на специальных совещаниях в Москве, Керчи, Сыктывкаре (1976, 1981, 1982, 1985 гг.) и в других городах.

Объем и глубина теоретических исследований тем не менее далеко не достаточны, и минералогия постепенно уступает свои позиции теоретического лидера в геологических науках, все меньше предлагает новых методов, новых подходов в геологических исследованиях.

В настоящее время одной из первоочередных стоит задача резкого качественного скачка в теоретизации минералогического знания. Речь идет не только о теоретической проработке отдельных минералогических проблем, но и о подступах к общей минералогической теории, т. е. к системе знания, способной если не продуцировать, то прогнозировать новые открытия.

Полемика теоретического охвата минералогии является минеральное (кристаллическое) вещество в геологическом пространстве и времени. Можно выделить три важнейших поля теории минералогии: а) само минеральное вещество, составляющие его элементы, структура, свойства; б) минералогическое пространство (как один из

уровней геологического пространства), закономерности его заполнения минералами; в) время в связи с историей и эволюцией минерального мира.

Минерал в современном понимании — это сложная целостная функциональная система, развивающаяся по минералогическим законам. В теории и методологии минералогической науки минерал рассматривается с различных позиций: 1) как физическое тело, построенное из регулярно распределенных в пространстве атомов и поэтому характеризующееся специфическими свойствами; 2) как химическое соединение, гигантская молекула и продукт природных химических реакций; 3) как элементарная составляющая горных пород и руд, элемент литосферы Земли и космических тел; 4) как система, кристаллический организм, характеризующийся особым строением и функциями; 5) как источник генетической информации, закодированной в его конституции и свойствах; 6) как объект практического использования, приносящий пользу или эстетическое наслаждение.

Структура общей теории минералогии должна включать разработку представлений:

- о минералах как индивидах минерального мира, элементарных минералогических системах и важнейших объектах минералогии;
- о конституции и свойствах минералов;
- об иерархических соотношениях в мире минералов, о систематике минералов;
- об агрегации минералов и о природных минеральных сообществах (системах);
- о минералах как элементах геосферы Земли и космических тел, о пространственных закономерностях минералообразования и минералораспределения;
- о генезисе минералов, т. е. о факторах и механизмах минералообразования и минералоразрушения, о минералообразующих процессах, о „жизни” минералов в непрерывном активном взаимодействии с окружающей кристаллической и некристаллической средой, об истории минералов, эволюции минерального мира.

В сферу теоретических изысканий должны также входить разработка общей методологии минералогических исследований и разработка принципов и подходов к эффективному использованию минерального вещества и минералогических знаний.

Единая минералогическая теория может быть создана на основе синтеза конституционного, системного, синминералогического, топоминералогического, генетического и даже утилитарного принципов. Сейчас мы имеем только мало связанные между собой теоретические фрагменты этих направлений.

В этой краткой статье мы не можем дать анализ основных направлений минералогической теории и вынуждены адресовать читателя к ряду ранее опубликованных работ, в которых наиболее детально разбирались теоретические проблемы.² Здесь мы обратим внимание лишь на некоторые методические вопросы теоретизации минералогии.

Ставя глобальную задачу создания общей теории минералогии, а на современном этапе хотя бы обеспечение подходов к ней, необходимо провести очень большую целенаправленную работу по существенному *укреплению эмпирического базиса*, по переводу фактического фонда минералогии с качественного на количественный уровень. В настоящее время в минералогии, несмотря на относительно высокую степень развития измерительных методов, точного эксперимента, математизации, все еще очень большое место занимают неконтролируемые и невоспроизводимые данные о единичных явлениях и процессах. Наступила пора создания строгих фактографических систем по всем минералогическим направлениям.

Особенно неблагоприятная ситуация сложилась в генетической минералогии, где вообще очень трудно отличить достоверные данные от случайных, ошибочных, фактические материалы от гипотетических и даже вымышленных. Существует только два материалистических пути получения генетической информации в минералогии — модельный эксперимент и изучение процессов современного минералообразования

² Теория и методы минералогии. Л. 1977. История минералогии и эволюция фундаментальных минералогических идей. Сыктывкар, 1984. Перспективные направления генетической минералогии // ЗВМО. 1978. Ч. 107, вып. 5. С. 505—518. Эволюционные представления в современной минералогии // ЗВМО. 1982. Ч. 111, вып. 4. С. 434—442.

как моделей процессов геологического прошлого. Если мы часто сетуем на то, что очень мало занимаемся экспериментальной проверкой минералогических теорий, то положение с изучением современных минералообразующих процессов еще более неудовлетворительное. Ими занимаются эпизодически лишь энтузиасты-одиночки, а о крайне необходимой единой комплексной программе исследований пока даже и вопрос не ставился. В то же время уникальные наблюдения Л. М. Лебедева, С. Н. Набоко, Н. И. Хитарова, Д. Уайта, Д. Спенсера и других убеждают, что это один из важнейших путей получения надежной информации для разработки теории минералогенезиса.

Обобщающая минералогическая теория должна строиться из конкретных разработок, поэтому минералогам нужно больше уделять внимания *разработке теоретических вопросов*, которые можно бы было назвать „мелкими”, но без их решения не может быть общей теории. Материалы последних теоретических совещаний показывают, что в настоящее время довольно глубоко прорабатываются, особенно молодыми исследователями, многие теоретические проблемы конституции минералов, минераловедения, топоминералогии, генезиса минералов.

Одна из важнейших методологических проблем минералогии — это выделение наиболее достоверного, многократно проверенного знания из всего массива эмпирических и теоретических сведений. В теоретической минералогии эта проблема должна решаться путем представления накопленных минералогических данных в виде *свода эмпирических законов, закономерностей, принципов*, перехода от нерегламентируемого описательного языка к системе строгих законов. Это, впрочем, общая проблема геологических наук, что особенно убедительно показано в цикле работ И. П. Шарапова.

Теория минералогии развивалась именно по пути формирования законов. Для подтверждения этого достаточно напомнить о строгой системе законов минералогической кристаллографии или физико-химической минералогии.

Одними из первых минералогических законов являются известные законы Стенона (1669 г.).

В частности из закона, сформулированного Стеноном следующим образом: „... в самом теле находим доказательства, раскрывающие место и способ его создания...”, вытекает принцип типоморфизма минералов, который является идейной основой современной генетикоинформационной минералогии.

В качестве примеров приведем формулировки еще нескольких минералогических законов.

Закон агрегации К. Ф. Науманна (1859 г.): „... неделимые неорганической природы подчинены преобладающему закону агрегации, вследствие которого они являются образовавшимися во множестве один подле другого, один над другим и один сквозь других”.

Закон увеличения разнообразия Г. Чермака (1884 г.): „... вследствие продолжающегося преобразования минералов разнообразие земной коры увеличивается. Продолжающееся увеличение разнообразия может быть названо развитием минерального царства”.

Закон кристаллографической индукции А. Е. Ферсмана: „... кристаллические решетки обоих тел взаимно приспособляются, располагая некоторые свои элементы (ряды или плоские сетки) по возможности параллельно”.

В современной минералогии формулируются десятки новых принципов и законов. Так, например, Н. З. Евзикова строит кристалломорфологические основы учения о типоморфизме минералов на: 1) законе целых чисел; 2) принципе динамического поведения одной и той же структуры в различных средах; 3) принципе взаимодействия собственной симметрии кристалла с симметрией питающей среды; 4) правиле пульсационного изменения ретикулярных плотностей; 5) правиле кристалломорфологического соответствия; 6) тенденции зонального распределения кристаллов в пространстве; 7) принципе вместиимости. П. Ч. Ведерников и В. Г. Крюков в основу методологии геолого-минералогических исследований выдвигают онтологические принципы организации и строения и гносеологические принципы сохранения и соответствия.

Д. В. Рундквист сформулировал и обосновал широко известный сейчас закон геогенетического развития. Ряд общих и частных законов минералогии сформулирован А. Г. Жабинным, В. А. Поповым, автором и другими исследователями.

Как справедливо отмечает И. П. Шарапов, в формулировке новых законов не всегда выдерживаются строгие требования, предъявляемые к этой категории обобщения, допускается субъективизм. Поэтому не все законы на самом деле являются законами в строгом смысле этого понятия, иногда разными законами выражаются одни и те же явления. Было бы очень полезным с единым методическим подходом критически рассмотреть все известные законы минералогии, свести их в единую систему, одновременно проанализировать с позиций обобщения до уровня законов все разделы минералогии. Кроме того, целесообразно тщательно проработать минералогическую литературу конца XVIII—XIX вв., которую мы незаслуженно недооцениваем, но в которой уже решен целый ряд проблем, выдвигаемых сейчас в числе актуальных. Все это позволило бы составить основной фактурный костяк единой минералогической теории.

В связи с проблемой вывода минералогического знания на уровень законов и следствий необходимо подчеркнуть исключительную важность и полезность существующей в настоящее время в СССР и в ряде других стран государственной системы регистрации научных открытий. В качестве открытий регистрируются новые эмпирические установленные закономерности, явления, свойства, причем крупные, фундаментальные, которые выражаются многими следствиями и дают начало новым теоретическим и прикладным разработкам. В процессе оформления, экспертизы и утверждения заявок проводится очень серьезная работа по выявлению закономерностей, и этот методический подход можно использовать также при анализе „старого” знания.

Минералам, оперирующим наиболее измеримыми, наиболее воспроизводимыми в цикле геологических наук знаниями, необходимо более энергично выдвигать свои открытия на утверждение. Пока еще вклад минералогов в Государственный реестр открытий СССР весьма скромно.

В минералогии хорошо отлажена система утверждения открытий новых минералов, почти исключаяющая проникновение в минеральный фонд случайной дезинформации. Прохождение через систему государственной регистрации открытий новых законов, явлений и свойств, а также регистрация новых идей, система которой обсуждается, позволяет критически пересмотреть эмпирический базис минералогии, очистить его от недостоверных данных и надуманных представлений, вывести его на качественно новый уровень.

На современном этапе развития минералогии необходимо серьезное внимание уделять разработке общих методологических проблем. Публикуется немало методических работ, но все они относятся к особенностям применения к изучению минералов общих методов — наблюдений, измерений, экспериментов — или к отдельным специальным методам. Методологические же проблемы, связанные с изучением минерала в его естественном геологическом окружении, разработаны слабо, хотя здесь немало делается в рамках разработки топоминералогии как научного направления. Особенно неблагоприятна ситуация в генетической минералогии, методический аппарат которой — стихийная система методических приемов, правил, именуемых традиционно „анализами”: парагенетическим, формационным, типоморфизма минералов и т. п. Необходимо разработать общую методологию генетической минералогии, органически сочетающую модельный и сравнительно-исторический подходы с пространственно-временными исследованиями. Большую роль призвана сыграть генетикоинформационная минералогия, разрабатывающая теорию и практику извлечения из минералов содержащейся в них генетической информации. Общая минералогическая методология призвана обеспечивать получение в результате исследования минералов не только генетической информации, но и информации для надежной диагностики, для установления пространственных минералогических закономерностей, информации поисковой (минералы как индикаторы рудоносности), информации для определения практической пользы.

Минералогическая теория развивалась в диалектическом единстве борьбы и взаимодействия различных идей, различных представлений о мире минералов. В минералогии непрерывно проникали новые идеи смежных и фундаментальных наук, особенно физики, химии, математики, вызывая в ней все новые революционные преобразования. Это определяло непрерывную смену парадигм, смену ведущих аспектов минералогической теории. История минералогии ярко показывает, как в основном физические и морфологические представления о минералах середины XVI—XVIII вв. сменялись химическими и химико-генетическими. С 20-х годов XX в. в минералогии произошел резкий крен в сторону кристаллоструктурных исследований, и преобладающим как в исследовании минералов, так и в генетических построениях стал подход кристаллохимический. Практически в наше время минералогия переходила на термодинамическую основу, перестраивала свой аппарат в соответствии с современными достижениями физической химии.

В настоящее время происходит новый этап развития представлений о минералах, названный нами структурно-генетическим, в котором минерал рассматривается как сложная функциональная система, своего рода организм, сам являющийся элементом еще более сложных геологических систем и поэтому с ними органически связанный. В настоящее время происходит экологизация минералогии (в широком естественно-научном смысле этого понятия), акцентирующая внимание на взаимосвязях минерала и среды, получает ускоренное развитие эволюционное учение, причем разрабатывается эволюционизм на всех уровнях — от индивида до минерального мира в целом. Вслед за классической термодинамикой в минералогии входит неравновесная термодинамика. Происходит кибернетизация минералогии как с позиций кибернетического анализа функционирования природных минеральных систем, так и с позиций кибернетического подхода к исследованию минералов.

Для понимания процессов, происходящих в современной минералогической науке, необходимо больше внимания уделять исследованиям по истории минералогии, установлению закономерностей зарождения и развития минералогических идей. Исторические исследования, которые у нас незаслуженно непопулярны, могут приносить и прямую пользу. Мы уже обращали внимание на то, что научная и экономическая эффективность некоторых исторических трудов, достигнутая за счет вскрытия новых закономерностей формирования научного знания и возрождения забытых перспективных идей, не ниже эффективности многих новых прикладных или теоретических исследований.

В формировании минералогической теории серьезное внимание должно быть обращено на совершенствование языка теории, на укрепление его строгости. В настоящее время в разной степени в зависимости от уровня формализации отдельных направлений, отдельных положений минералогической науки в ней используются описательный, типологический, математический, химический и т. п. языки. Сейчас язык минералогической теории сильно усложняется, что связано, с одной стороны, с открытием новых объектов, явлений в минералогии, возникновением новых понятий, требующих терминологического обеспечения, а с другой — с ассимиляцией идей из других областей знания, особенно из биологии, физики, кибернетики. Трудно, конечно, остановить этот терминологический поток, но замедлить его можно, если максимально использовать общенаучные термины, не увлекаться придумыванием в каждом отдельном случае новых названий в принципе одного и того же явления. Но, естественно, специфика каждого объекта исследования определяет и специфику языка соответствующей теории. Минералогический язык формируется путем типологического синтеза геологического, физического, химического, математического, кибернетического языка, языка теории информации с собственно минералогическим терминологическим аппаратом. Недостатком современного языка является его громоздкость, ограниченность перехода на рациональную символику.

Резко возрастающий интерес минералогов к теоретическим проблемам убеждает, что эта область нашей науки в ближайшее время может получить необходимое развитие.

Создание общей теории минералогии резко повысит эффективность минералогического знания, откроет пути новым прикладным разработкам, а также внесет весомый вклад в развитие метагеологии, будет способствовать повышению мировоззренческой роли геологической науки, которая в последнее пятидесятилетие, к сожалению, заметно упала.

А. Г. Жабин

ПОТЕНЦИАЛЬНО-ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЙ СТАТУС МИНЕРАЛОГИИ

Президент Всесоюзного минералогического общества академик А. В. Сидоренко в докладе на Съезде 18 октября 1977 г. подчеркивал, что „наша наука накануне большого скачка, минералогию нужно поднять до ранга фундаментальной науки не только в системе наших геологических знаний, но и всего естествознания в целом” ([14], с. 130).

Важность формулирования оснований фундаментального статуса минералогии отмечалась на специальном рабочем совещании в Минералогическом обществе под председательством первого вице-президента проф. Д. В. Рундквиста с участием профессоров Ю. Б. Марина, С. А. Руденко, В. А. Черепанова, Н. П. Юшкина и автора. Основнополагающие идеи, характеризующие фундаментальность минералогии, высказаны также профессорами Д. П. Григорьевым, А. И. Гинзбургом и др.

Родоначальные функции минералогии в отношении многих наук геологического семейства были известны давно и ярко отмечены в трудах В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана. В анналах истории естествознания подробно описаны многочисленные фундаментальные физические явления и свойства, обнаруженные на кристаллах минералов: магнетизм, полярные электрические заряды, пьезо- и сегнетоэлектричество, преломление света, спектры, оптические эффекты, дифракция света и рентгеновского излучения, поляризация света, теплоемкость, радиоактивность и многое другое.

Тезисы потенциально-фундаментального статуса минералогии. Выделяются три уровня научной фундаментальности: 1) общая, глобальная, на статус которой претендуют физика и биология; 2) дисциплинарная фундаментальность с разной степенью зрелости (отдельные науки); 3) внутридисциплинарная фундаментальность (отдельные проблемы и методы).

Минералогия находится в состоянии фундаментального дозревания и является потенциально-фундаментальной наукой, дисциплиной естествознания. В этом контексте она обладает следующими гносеологическими и информационными функциями [7], сформулированными в виде семи тезисов.

1. Никакой иной наукой, кроме минералогии, не может быть получена историко-генетическая информация на минерально-породном уровне организации вещества Земли и других космических тел, находящихся в кристаллическом состоянии. Минералы, содержащие стабильные и радиоактивные изотопы, есть источник данных об абсолютном возрасте геологических объектов самой Земли и других космических тел.

2. Минеральные индивиды, кристаллы минералов есть самые древние, самые устойчивые, информационно весьма емкие объекты естествознания. Пока не известны теоретические пределы длительности существования однажды возникших кристаллов минералов, находящихся в поле физико-химической устойчивости.

3. Кристаллы минералов есть характеристическое, универсальное состояние твердых космических тел, тогда как жизнь — специфическое, редкое качество. Минералы являются самоорганизующимися системами, отличительная способность которых — самосборка. Именно эта способность была, видимо, активным фактором конструирования на минеральной подложке первых сложных органических прото-молекул.

4. В природе реализуется небольшое число универсальных типов кристаллических мотивов [15]. Они являются общими для Земли и родственных космических тел. Ю. А. Пятенко [12] ввел понятие о минералогически вероятных и минералогически маловероятных кристаллических структурах как одной из причин ограниченности числа минеральных видов в сравнении с числом искусственных химических соединений. На универсальность, пространственную инвариантность свойств минералов в Космосе акцентировал внимание В. Г. Фекличев [16].

5. Как реализация фундаментального статуса минералогии ныне непрерывно идет исследование и формулирование ее принципов, законов, основополагающих тенденций и связей. Н. П. Юшкин [17] обосновал несколько генетикоинформационных законов, реализующихся в онтогенетическом цикле минеральных индивидов. Д. П. Григорьев подчеркнул роль принципов детерминизма и инерционности. Обнаружены филогенетические тенденции минералообразования, впервые на конкретных примерах проиллюстрированные Д. В. Рундквистом [13]. Эти факты подтвердили проявление в природе геологического модельного варианта биогенетического закона Геккеля—Мюллера. Выделены также три этапа видообразования на Земле [7].

6. В историко-генетической методологии нашей науки все отчетливее проявляется интегративная тенденция, свойственная ныне всему естествознанию, — обмен методическими принципами. Модельная имитация растущим кристаллом развивающегося живого организма (зарождение → рост → изменение → уничтожение) дает основание с успехом применять в минералогии комплекс эволюционных методов и понятий биологии: онтогенез, филогенез, экология, анатомия и т. п. Онтогенетический подход в минералогии оказался эвристичным. Находящийся в его основе метод стадийного анализа (сингенез → диагенез → метаморфизм) является общим для всего естествознания [5].

7. Минералогия превратилась во всеобщую минералогию Космоса [4]. Источником исследуемых нами минералов является теперь не только земная кора, но также и Луна, и в недалеком будущем станут другие планеты Солнечной системы. Этот же процесс — расширение области исследований — произошел и с самой геологией: она превращается в геонию — науку о Земле в целом.

Прилагательное „потенциальный” в отношении фундаментальности употребляем по двум причинам. Во-первых, как ни парадоксально звучит, но еще не полностью исследованы — теоретически и экспериментально — физико-химические и временные граничные условия существования кристаллов на Земле и в Космосе. Во-вторых, мало количество обобщений в ранге методологических принципов, законов, глобальных тенденций. Ранг и зрелость фундаментальности научной дисциплины прямо определяются рангом этих обобщений. Но минералогия активно развивается, и со временем прилагательное „потенциальная” будет снято.

Кристаллическое состояние вещества — форма существования минералов на Земле и в Космосе. Перечислив тезисы фундаментальности, мы кратко остановимся на нерешенных и слабо исследованных вопросах кристаллического состояния вещества. Ведь именно в этой форме минералы существуют в Космосе, и именно она является характеристическим, эмерджентным свойством системы „минерал”.

1. Для понимания кристаллического состояния вещества очень важны идеи А. А. Власова ([3], с. 324—356). Интегративный характер его идей позволил охватить все три типа известных нам упорядоченных структур — кристаллических, плазменных и биологических.

Ранее термодинамические и молекулярно-кинетические теории роста кристаллов основывались на приоритете роли поверхностного натяжения и иных поверхностных, двухмерных эффектов (Гиббс, Кюри, Вульф, Коссель, Странский, Франк).

Обнаружение в непосредственной близости от растущих граней полуупорядоченного слоя, на порядки превышающего по толщине молекулярные размеры, показало, что рост кристаллов есть не поверхностное, а объемное явление. Мало учитывалась также объемная свободная энергия. Математическая теория А. А. Власова раскрыла

также причину закона сохранения межгранных углов в процессе роста, что не удавалось объяснить молекулярно-кинетическими механизмами [9]. Процесс роста кристалла был отнесен к классу инерционных процессов, для которых не требуется „подталкивающая” роль внешних сил. Для объяснения уникальной самопроизвольности роста кристаллов А. А. Власовым предложена гипотеза: в самих законах самопроизвольного инерционного процесса кристаллизации скрыт запрет состояния покоя. Помимо трех компонент вектора скорости механических перемещений среда должна характеризоваться четвертой компонентой скорости, не зависящей от первых трех. В пространстве, заполненном неподвижной средой, происходят движения во времени. Это будет единое „пространство—время”, в котором среда будет мыслиться „вмороженной”. Тогда упомянутая четвертая компонента скорости будет временной координатой в таком пространстве. Такое четырехмерное пространство принадлежит классу римановых пространств.

Использование метода голографии при экспериментальном кристаллообразовании обнаружило интереснейший факт: растущий кристалл способен — как активный центр — структурировать окружающее его пространство питающего раствора в объеме, на порядки превышающем его собственный объем [1].

II. Однако и эта наиболее интегративная теория роста кристаллов, созданная А. А. Власовым, не отвечает на вопрос о граничных условиях существования кристалла после его возникновения. Сколь долго может находиться кристалл в поле своего равновесия? Каков в принципе может быть максимальный возраст кристалла минерала? Есть ли тут принципиальные ограничения? Например, известны алмазы с возрастом 3.2—3.4 млрд. лет при возрасте Земли в 4.6 млрд. лет. Но могут ли доживать кристаллы минералов до 20, 50, 500 и более миллиардов лет? Оценки минимальных термодинамически устойчивых зародышей кристаллов приводят к величинам порядка 10^{-5} — 10^{-6} см. Предполагается, что этот же порядок имеют и кристаллические частицы „космической пыли”.

Но не все ясно в теоретическом отношении с максимальным размером кристаллов. Существуют ли физические ограничения размеров, объема кристаллов?

В этом аспекте мы имеем лишь несколько идей, дающих качественный ответ: во-первых, размерность кристаллов в земных объектах; во-вторых, размер кристаллов в Космосе.

Эмпирические кривые средних размеров кристаллов в разных геологических объектах существенно различаются. Например, наименьшим средним размером минеральных индивидов характеризуются осадочные породы, наибольшим — пегматиты и гидротермальные жилы, возникшие путем заполнения трещинных полостей. В частности, первые кубометры есть максимальный предел объема одиночного кристаллического индивида, выросшего в пределах земной коры. Имеющиеся в литературе указания на обнаружение более крупных минеральных индивидов в строгом смысле относятся уже к поликристаллам и агрегатам с параллельно ориентированной текстурой.

Что касается Космоса, то здесь у нас мало исходных фактов. Естественно, второе после Земли космическое тело — Луна — оказалось в отношении размера кристаллических индивидов чисто „земным” объектом. Средний размер кристаллических индивидов Луны соответствует базальтовому парагенезису Земли. Дефицит воды на Луне обусловил, видимо, отсутствие пегматитовых и гидротермально-жильных крупнокристаллических агрегатов.

Следует продолжить исследование идеи Б. Л. Личкова [10] о диспропорциональности пространства. Он указывает, что „причиной многообразия состояний пространства Вселенной и различия геометрий разных частей является диспропорциональность этого пространства, т. е. та его черта, в силу которой для каждого тела в том или другом состоянии пространства диаметр или радиус тела есть характеризующее это тело качество” (с. 11). Эта идея имеет отношение и к вопросу о формообразовании агрегатных кристаллических тел в гравитационном поле, и к вопросу о максимальном размере

кристаллических тел, способных сохранять плоскогранность и прямоуглоугольность в условиях свободной взвешенности в космическом пространстве.

Астероиды и малые планеты сложены кристаллическими агрегатами, минералами. Если посмотреть на снимки спутников Марса — Деймоса (блок 15 × 12 × 11 км), Фобоса (27 × 21 × 19 км), а затем малых планет — Юноны (диаметр 190 км), Весты (385 км), Паллады (490 км), Цереры (770 км), спутников Юпитера — Европы (3130 км), Ио (3640 км) и т. п., то прекрасно видна специфическая угловатая („оскольчатая“) форма у Деймоса и Фобоса, которая по мере увеличения диаметра тел постепенно сменяется округлой и затем почти идеально шарообразной. Б. Л. Личков (1965) эту смену угловатых малых тел назвал сфероидами, и появление в последних стратифицированной концентрической текстуры связывает с широко проявленным во Вселенной процессом — сменой кристаллического состояния пространства у астероида гравитационным состоянием пространства у планет.

Таким образом, можно предположить, что именно гравитационное поле, влияющее на рост кристаллов на всех стадиях, является фактором, обуславливающим наличие максимального критического размера кристалла. Вероятно, разная величина „напряженности“ гравитационного поля обусловит в конкретных условиях разные максимумы предельных размеров.

III. Среди известных гипотез о механизмах происхождения жизни на Земле — А. И. Опарина, Дж. Холдейна, С. Миллера, Х. Оро и других — наше внимание должна привлечь гипотеза А. Дж. Кернс-Смита, автора монографии „Генетическая преемственность и происхождение жизни при участии минералов“ [8], пока не переведенной на русский язык.

Особая роль отводится глинистым слоистым силикатам. Роль этих минералов в биохимическом конструировании можно пояснить, вспомнив способ возведения строителями каменных арочных сводов. Как их можно собрать? На опоре. Потом она убирается. Такой опорой при биосинтезе были кристаллические решетки и сами кристаллические индивиды глинистых слоистых силикатов — галлуазитов, монтмориллонитов, смектитов. Эти минералы способны к политипии, часто смешанослойны, легко деформируются, обладают разнообразными узорами, формируют трубки с цилиндрически или спирально (геликоидально) свернутыми слоями, обладают уникальными сорбционными свойствами и т. п. Одним словом, это есть структуры информационно весьма емкие. Предполагают, что рисунки этих активных кристаллических подложек были причиной сложной структурной кооперации осаждавшихся и встраивающихся в них первых аминокислот. Последние, как теперь известно, легко синтезируются в природных условиях. Г. Меллер еще в 1926 г. предположил, что первые „полуживые“ организмы сами были чем-то вроде генов. А гены способны эволюционировать. Поэтому возникла гипотеза: не были ли первые вещества наследственности кристаллами? Ведь фундаментальное свойство кристаллов — самосборка. Таким образом, перед нами еще один аспект уже не раз высказанной идеи: „минеральный кристаллический индивид как организм“.

IV. Будут исследоваться механизмы питания и роста кристаллов в состоянии невесомости, когда гравитационные эффекты ослаблены, а гравитационная конвекция практически не проявлена [2]. Космические эксперименты („Эрденэт“ и многие другие) на наших орбитальных станциях обнаружили неизвестные нам практически и теоретически явления роста кристаллов [11]. Ослабление или практическое устранение механизмов гравитационной конвекции позволяет достигать структурного совершенства в монокристаллах германия, антимонида индия, кремния, лейкосапфира, гранатов и т. п. Особую роль в состоянии невесомости играет тепловая конвекция, для которой обнаружен важный эффект [11]. Он заключается в немонокотонной зависимости (существует максимум) неоднородностей температурного поля, вызываемых конвекцией, от интенсивности поля массовых сил. Этот эффект распространяется и на неоднородность в распределении примесей. Оказалось, что даже в режиме практически полной невесомости в расплаве существуют движения, обусловленные действием сил

поверхностного натяжения. Существует зависимость поверхностного натяжения от температуры, приводящая к термокапиллярным движениям, в сторону больших значений коэффициента поверхностного натяжения, т. е. в сторону более низкой температуры. Полезный эффект подобной термокапиллярной конвекции — дрейф пузырьков газа через жидкость в сторону нагретой стенки. Это помогает удалению газовых включений, т. е. повышению совершенства монокристаллов.

В. В настоящее время можно утверждать, что жидкое кристаллическое состояние является самостоятельным термодинамическим состоянием вещества. Итак, ныне мы знаем четыре фазовых состояния: газы, жидкости, жидкие кристаллы и кристаллы [2].

Многое ли мы знаем о природных жидких кристаллах? Практически ничего не знаем. Но можно предположить, что наиболее вероятно их обнаружение в природных коллоидальных системах до их твердо-фазовой раскристаллизации. Нужно начать также поиск „реликтов” нематических, холестерических и смектических текстур, свойственных природным жидким кристаллам. Это совершенно новая область минералогических исследований.

Если рассматривать микрофото оптически-анизотропных текстур жидких кристаллов, приводимых в специальных работах, то возникает впечатление поразительного сходства текстурных рисунков синтетических жидких кристаллов и некоторых твердокристаллических природных объектов в поляризованном свете. Например, мютропные текстуры жидких кристаллов в поляризованном свете неотличимы от текстур агрегата сферолитов халцедона, имеющего тонковолокнистые индивиды. Холестерические текстуры удивительно сходны с микротекстурами серпентиновых минералов — хризотил-асбестов, антигорита, лизардита и т. п. Быть может, сходство это не поверхностное, не модельное, а более глубокое, и в этой связи нужно экспериментировать с докристаллизационными стадиями соответствующих питающих сред.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асхабов А. М. Процессы и механизмы кристаллогенезиса. Л.: Наука, 1984. 165 с.
2. Вайнштейн Б. К., Чистяков И. Г. Жидкие кристаллы // Методологические проблемы кристаллографии. М.: Наука, 1985. С. 161–176.
3. Власов А. А. Статистические функции распределения. М.: Наука, 1966. С. 324–356.
4. Григорьев Д. П. Космическая минералогия — новая ветвь науки // Вестн. АН СССР. 1962. № 4. С. 21–24.
5. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов: Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.
6. Жабин А. Г. Существует ли эволюция видообразования минералов на Земле? // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 1. С. 199–202.
7. Жабин А. Г. Новая парадигма генетической минералогии // Редкие элементы в геологии. М.: Наука, 1982. С. 25–41.
8. Кернс-Смит А. Дж. Первые организмы // В мире науки. 1985. № 8. С. 46–56.
9. Кузьменков Л. С. Рост структур с сохранением их подобия (теория А. А. Власова) // Процессы реального кристаллообразования. М.: Наука, 1977. С. 221–227.
10. Личков Б. Л. Основам современной теории Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 118 с.
11. Получение и поведение материалов в космосе. М., 1978. 247 с.
12. Пятенко Ю. А. Минералогически вероятные и маловероятные кристаллические структуры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 3–9.
13. Рундквист Д. В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых // ЗВМО. 1968. № 2. С. 191–209.
14. Сидоренко А. В. Вступительное слово на съезде Всесоюзного минералогического общества 18 октября 1977 г. // ЗВМО. 1977. № 1–2. С. 129–134.
15. Смирнова Н. Л., Белов Н. В. Эволюция в системе структурных типов // История и методология естественных наук. М.: Наука, 1979. С. 94–102.
16. Фекличев В. Г. О пространственной инвариантности свойств минералов // ДАН СССР. 1980. Т. 254, № 6. С. 1456–1458.
17. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 291 с.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ И ЭМПИРИЧЕСКИЙ ПОДХОДЫ В МИНЕРАЛОГИИ

Среди наук геологического цикла минералогии принадлежит совершенно особая, выдающаяся роль. Это понятно, поскольку минералогия — основа нашего знания о веществе Земли и других планет, а минералы являются элементарной частью горных пород и руд и определяют их физические и химические свойства. Минералогия — наиболее организованная наука, дающая образец развития для других наук геологического цикла. На базе минералогии решаются генетические вопросы, вопросы физико-химии магматизма, метасоматизма, метаморфизма, рудообразования и т. д. Минералы, являясь основой для радиологических методов определения возраста и суждений о последовательности развития геологических объектов, рассматриваются как носители информации о геологическом времени.

Именно минералогия, систематически уточняя сведения о распространенности минеральных видов и отыскивая геологические и физико-химические закономерности, обуславливающие их возникновение и локализацию, может, опережая потребности, прогнозировать новые виды минерального сырья. Исходя из знания особенностей конституции минералов или закономерностей строения минеральных индивидов, а также генезиса минералов в природе, возможно прогнозирование путей получения новых материалов — веществ с заданными свойствами, процессов создания новых материалов, не применяемых современной технологией. Наконец, именно на основе исследований физических свойств минералов открыты и изучены различные физические явления (магнетизм, электричество, радиоактивность и т. д.).

Все сказанное подчеркивает высокую геологическую, генетическую, методологическую, прагматическую и эвристическую значимость минералогии, определяя ее фундаментальный статус, детально проанализированный А. Г. Жабиным [6].

В этой статье хотелось бы коротко остановиться на следующих вопросах:

- 1) соотношении теоретических и прикладных исследований в минералогии;
- 2) геологическом начале в минералогии;
- 3) взаимодополняемости исследований на уровнях индивидов и видов;
- 4) теоретическом выходе на индикаторы генезиса и рудоносности;
- 5) использовании системного анализа при создании рационального комплекса поисково-оценочных признаков.

1. Вопрос о соотношении теоретических и прикладных исследований в минералогии последнее время обсуждался неоднократно А. Г. Жабиным, А. В. Сидоренко, Е. К. Лазаренко, Н. В. Петровской, Ф. В. Чухровым, Д. П. Григорьевым, А. И. Гинзбургом, Н. П. Юшкиным, В. А. Черепановым и др. [1–6, 11, 16, 18–21]. Практически все названные ученые констатировали отставание теоретического направления и возникновение очевидной диспропорции фундаментального и прикладного в минералогии. Вместе с тем в настоящее время не вызывает сомнения, что наибольшая эффективность прикладных исследований может быть достигнута лишь при предварающей теоретической проработке (выявлении тенденций, закономерностей, ограничений, системном анализе, создании классификаций и т. д.). Хорошие примеры успешности такого подхода при решении прогнозно-оценочных, технологических и других задач имеются [1–3, 10, 20]. Но их еще явно недостаточно, и они пока существенно не влияют на развитие минералогии и не вытесняют привычные стереотипы, сложившиеся при планировании и проведении минералогических исследований.

Настала пора интеграции знания о минеральном веществе и его геологической истории и доведения минералогии по уровню и методологии до состояния, соответствующего развитию современного естествознания. Признание „примата теории“ при решении разнообразных проблем минералогии неизбежно влечет необходимость планирования теоретического обобщения и осмысливания, систематики частного фактического материала по отдельным проблемам, структурным разделам минералогии

(конституции минералов, онтогении минералов, учении о типоморфизме и т. д.) и минералогии в целом. Именно поэтому необходимы, например, обобщения многочисленных частных закономерностей по распределению минералов в пространстве и времени для выведения фундаментальных закономерностей эволюции видообразования в геологической истории и в разнообразных геодинамических обстановках. Выявление и познание этих закономерностей необходимо не только для создания общей теории эволюции Земли, но и исключительно важно при решении прогнозных и поисково-оценочных задач [6, 9, 14, 15].

2. Представляется, что некоторое ослабление геологических позиций в минералогии на фоне все большего проникновения в нее кристаллохимии и физики твердого тела, способствовавших значительному прогрессу в познании состава, структуры и свойств минералов, созданию представления о строении реальных минералов, несколько увело минералогию от постановки и решения собственных фундаментальных задач, выведения глобальных минералогических закономерностей и формулирования собственных законов. С помощью новых, в основном физических, методов сделано множество эффективных генетических расшифровок, разработаны эффективные поисковые и оценочные признаки рудоносности [1–3, 20], но и одновременно упрочилось представление о минералогии как о прикладной дисциплине, к тому же в основном базирующейся на методах других наук. Имеются случаи неоправданной подмены собственно минералогических исследований формальным сбором образцов с последующим определением разными методами их химических и физических свойств в предположении, что именно этот путь ведет к получению наиболее надежной информации о генезисе, рудоносности и т. д. Между тем еще в 1949 г. В. С. Соболев, предостерегая от подобных действий, писал в своей знаменитой книге „Введение в минералогию силикатов”: „Изучение свойств минералов должно производиться не разобщенно и не как самоцель, а во взаимосвязи со всей историей минералов и всегда с учетом конечной задачи полной расшифровки всей истории данного минерального комплекса как геологического объекта” [17, с. 222]. Все сказанное позволяет утверждать, что сейчас необходима своеобразная реставрация геологического начала в минералогии, вооруженной современным арсеналом физических и химических методов исследования вещества и собственным — онтогеническим — методом.

3. Проведение минералогических исследований необходимо и рационально как на уровне индивидов, так и видов. Это два разных, взаимодополняющих пути получения разнообразной информации, в том числе и генетической, опять-таки разного рода, что уже подчеркивал Д. П. Григорьев: в первом случае — онтогенической о генезисе минералов, во втором — о их происхождении (геологических процессах формирования) и особенностях филогенеза [4]. Так, утверждения о конвергенции и конвергентных признаках минералов обычно возникают при исследовании на уровне минеральных видов, тогда как переход на онтогенический уровень исследования индивидов по мере его детализации всегда позволяет отвергнуть представления о конвергенции. Совершенно необходимо знание и генезиса, и происхождения для разработки теоретических основ поисковой минералогии. Противопоставление этих путей и следование лишь по одному из них (не столь важно по какому) всегда ущербно при создании общей картины минералообразования. Неконструктивность такого подхода весьма отчетливо проявилась в серии дискуссий по расшифровке содержания и объема понятия „генетическая минералогия”.

4. Традиционно в геологии (и минералогии) выявление индикаторов генезиса, рудоносности и т. д. идет от эмпирики. Однако возможен и в настоящее время рационален теоретический подход — метод теоретического прогнозирования с анализом процессов породо- и рудогенеза и того, как и в чем эти процессы могут быть отражены на породном и минеральном уровнях, т. е. теоретический выход на индикаторы генезиса и рудоносности, а затем анализ методик, с помощью которых они могут быть выявлены. Возможность реализации сказанного базируется на существовании ряда законов, правил и зависимостей [1, 4, 5, 10, 18–21]. Среди них (от более общих к более частным):

— закон обязательного наличия генетической информации в минерале, предполагающий, что у любого минерала принципиально возможно найти признаки его былой связи с минералообразующей средой;

— закон минералогического резонанса, в соответствии с которым любое изменение среды минералообразования вызывает определенные изменения в конституции минерала и соответственно любое изменение минерала отражается изменением минералообразующей среды;

— закон инерционности или существования минералогической памяти, сохраняющейся в минерале, несмотря на разрушающее влияние внешних воздействий;

— законы изоморфизма, действующие в строго определенных термодинамических условиях и определяющие широкое развитие в минералах структур распада и явлений микронеоднородности, используемых в качестве показателей условий образования минералов; знание закономерностей изменения состава в изоморфных сериях минералов позволяет по составу определять их место в ходе развития процессов минералообразования, что может служить поисковым признаком;

— закон действующих масс, минералогическим следствием которого является возникновение наряду с собственными рудными минералами повышенных содержаний этого же рудного элемента в парагенных с ними пороодообразующих и акцессорных минералах с благоприятной для этого структурой; в соответствии с этим появляется возможность искать, разбраковывать и оценивать рудопроявления по повышенным содержаниям рудного элемента в пороодообразующих, второстепенных и акцессорных минералах;

— закон фазового соответствия минеральных парагенезисов, который определяет при наличии известного количества одного элемента в минерале при определенных термодинамических условиях строго определенное содержание того же элемента в другом парагенном минерале; этот закон служит основой многочисленных геотермометров и геобарометров;

— правило Гиббса—Коржинского, позволяющее определять типоморфные ассоциации пороодообразующих и рудных минералов;

— коэффициенты распределения элементов-примесей между твердыми кристаллами и расплавом, флюидами или раствором, способствующие выявлению условий формирования магматических и метасоматических пород, оценке их потенциальной рудоносности, различению месторождений разных генетических типов;

— термодинамические, экспериментально подтвержденные зависимости, определяющие поля устойчивости и существования минералов и позволяющие рассматривать появление определенного минерала или минеральной ассоциации в качестве индикатора определенных физико-химических условий;

— закономерности изменения упорядоченности кристаллических структур минералов в зависимости от термодинамических параметров, способствующие познанию условий образования минералов;

— кристаллографические закономерности, связывающие преимущественное развитие габитусных форм с условиями образования минералов и т. д.

При выработке минералогических критериев целесообразно различать критерии, основанные на непосредственно наблюдаемых признаках (статистический тип систем) и выводимые из них, и относящиеся к реконструируемым (ретроспективный тип систем). Это важно в частности потому, что чаще всего не разграничиваются особенности конституции минералов, возникшие в период кристаллизации минеральных тел, и особенности, обусловленные наложенными процессами. Это, естественно, не обеспечивает полноценного использования их индикаторной роли в познании генезиса и оценке рудоносности, что и было, например, показано в серии публикаций С. А. Руденко с коллегами по исследованию метаморфизма минералов [12, 13].

Статистический тип систем имеет вещественный и пространственный аспекты исследования, ретроспективный — временной, физико-химический, динамический, эволюционный. Элементами статистической системы являются индивиды минералов

и минеральные агрегаты, элементами ретроспективной системы — процессы минералообразования и преобразования.

Нередки высказывания, что построения ретроспективных систем необходимы для решения генетических и эволюционных задач, но совершенно излишни в решении задач практических, в частности прогнозно-поисково-оценочных. С такими утверждениями трудно согласиться и можно повторить вслед за Ю. А. Косыгиным, что: „Любая ретроспективная реконструкция и основывающиеся на ней рабочие гипотезы включают в себя данные исследований как исходных статистических систем, так и динамических. Иными словами, гипотезы, основанные на ретроспективных реконструкциях, заключают больше информации, чем гипотезы, основанные на пространственной экстраполяции, и поэтому являются более эффективными при построении прогнозных моделей и решении практических задач” [7, с. 25].

Возвращаясь к анализу эмпирического и теоретического подходов, отметим, что при эмпирическом подходе зависимости, устанавливаемые между явлениями рудоотложения и процессами возникновения тех или иных особенностей минералов, выступающих в качестве типоморфных и играющих роль поисковых признаков, носят статистический характер и лишь специальные исследования могут уточнить, имеют ли эти связи причинный характер. При теоретическом подходе, использовании моделирования, возможен выход сразу на причинные связи, отбор из множества случайных действительно типоморфных признаков и прогнозирование новых, еще не выведенных. С этих же позиций перспективнее выявление консервативных и мобильных минералов и особенностей их конституции и свойств с созданием системы взаимосогласованных поисково-оценочных признаков, основанных на системе взаимосвязанных типоморфных свойств ряда парагенных минералов.

5. В последнее время при оценке рудоносности различных объектов (например, гранитоидных массивов) минералогические методы и критерии все чаще уступают петро- и геохимическим, казушимся более экспрессными, менее трудоемкими, более информативными и надежными. В большинстве случаев причиной таких выводов служат детальнейшие исследования, выполненные на высоком минералогическом уровне, но методически совершенно неправильно построенные и плохо увязанные с решением последовательной цепи геологических задач.

Представляется, что оценка потенциальной рудоносности конкретных массивов должна проходить следующие этапы: 1) установление формационной принадлежности конкретного массива; 2) определение отличающихся по уровню кислотности—щелочности подтипов; 3) определение степени эрозионного среза; 4) оценка интенсивности проявления петрогенетических рудообразующих процессов. Применение минералогических критериев возможно на всех четырех этапах, но комплекс их, надежность и целесообразность использования заметно различаются, что далеко не всегда учитывается в работах многих исследователей. К сожалению, количество таких работ возрастает, и именно они создают впечатление о малой эффективности минералогических критериев. На это уже обращалось нами внимание [8, 9], поэтому здесь ограничимся самым кратким анализом предлагаемой последовательности операций.

На первом этапе, при установлении формационной принадлежности конкретного массива, информативны и достаточны: типоморфные порообразующие минералы и модальный состав пород, отдельные типоморфные акцессорные минералы и видовой состав акцессорных ассоциаций, состав порообразующих минералов, особенно плагиоклаза и темноцветов, форма проходящих акцессорных минералов — магнетита, сфена, циркона, апатита, флюорита.

На втором этапе, при определении различающихся по уровню щелочности подтипов, информативны и достаточны: состав и структура порообразующих минералов (в первую очередь состав темноцветов, полиптилия слюд, катионная упорядоченность щелочных амфиболов, состав, упорядоченность и степень триклинности калиево-натриевых полевых шпатов), видовой состав акцессорных ассоциаций, весовые содержания или хотя бы частота встречаемости отдельных акцессорных

минералов, в особенностях которых весьма отчетливо отражается геохимическая специализация выделяемых формационных подтипов.

На третьем этапе, при определении эрозионного среза рудномагматических узлов, наиболее важны и информативны: состав (в том числе содержания и соотношения элементов-примесей), структура, особенности анатомии и свойства (плотностные, оптические) породообразующих минералов (все это было детальнейшим образом проанализировано А. И. Гинзбургом [2, 3]), количественные соотношения между акцессорными минералами группы железа, содержание которых с глубиной возрастает, редкоземельными и минералами с летучими, содержание которых увеличивается к апикали, состав (например, содержание Mn^{2+} во флюорите), окраска, свойства (особенно магнитные и электрические) и форма проходящих акцессорных минералов (например, для циркона к апикали возрастает содержание кристаллов „гиацинтового” и падает „цирконового” типов).

И, наконец, на четвертом этапе, при оценке интенсивности проявления петрогенетических рудообразующих процессов, информативны и достаточны: комплекс постмагматических минералов, тех, которые образуют и парагенетические ассоциации околорудных метасоматитов, дисперсии содержаний акцессорных минералов, состав (особенно элементно-примесный, в том числе расчет коэффициентов распределения редких элементов), структура, форма, включения (особенно соотношения расплавных и газовой-жидких, микровключения минералов редких и редкоземельных элементов) и свойства породообразующих и проходящих акцессорных минералов.

Завершив анализ конкретного примера по оценке рудоносности гранитоидных массивов, сделаем общее заключение по этому вопросу. Создание рационального комплекса поисково-оценочных признаков требует системного подхода – процедуры неоднократного определения и переопределения системы, моделирующей познаваемый объект с последовательным выявлением признаков сначала видовой принадлежности соответствующих рудных формаций, а затем их конкретных представителей, разновидностей, реализованных в виде месторождений определенного возраста, структурно-формационной зоны, уровня эрозионного среза и т. д., т. е. по мере решения последовательной цепи геологических задач по выделению и исследованию все более частных и менее формализованных конструкций. При этом очевидна общая тенденция все большего усложнения минералогических критериев и установления лишь с применением наиболее современных и точных, но не всегда экспрессных и широко вошедших в практику минералогических методов исследования. Поэтому последовательность их использования должна непременно выдерживаться, иначе эффективность минералогических исследований окажется слишком низкой и минералогические методы так и не найдут такого широкого применения в геолого-разведочной практике, как геофизические и геохимические.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург А. И. Генетическая минералогия – задачи и проблемы // Проблемы кристаллохимии и генезиса минералов. Л.: Наука, 1983. С. 14–20.
2. Гинзбург А. И. Основные направления развития современной прикладной минералогии // Минер. журн. 1984. Т. 6, № 3. С. 98–109.
3. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Наука, 1981. 237 с.
4. Григорьев Д. П. Позиции онтогении минералов // ЗВМО. 1978. Вып. 4. С. 407–415.
5. Григорьев Д. П. Телесные модели генезиса минералов // ЗВМО. 1979. Вып. 2. С. 129–140.
6. Жабин А. Г. Фундаментальные проблемы минералогии // Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985. С. 10–21.
7. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Наука, 1974. 214 с.
8. Марин Ю. Б. Рациональное использование минералогических критериев при оценке редкометальной рудоносности гранитоидных массивов // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С. 63–72.
9. Марин Ю. Б. Эволюционный анализ гранитоидных формаций // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1985. С. 11–29.

10. Павлишин В. И. Генетические и прикладные аспекты учения о типоморфизме минералов // Минер. журн. 1984. Т. 6, № 5. С. 16–23.
11. Петровская Н. В. Минералогические признаки и критерии оценки рудных месторождений // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С. 26–38.
12. Руденко С. А. Генетические основы минералогических методов поисков и разведки месторождений // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С. 5–12.
13. Руденко С. А., Иванов М. А., Романов В. А. Метаморфизм минералов – важное явление в истории их формирования // ЗВМО. 1978. Вып. 6. С. 697–710.
14. Рундквист Д. В. Использование закономерностей развития минеральных образований во времени при прогнозно-металлогенических исследованиях // ЗВМО. 1982. Вып. 4. С. 407–421.
15. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Наука, 1971. 326 с.
16. Сидоренко А. В. Вступительное слово на съезде Всесоюзного минералогического общества 18 октября 1976 г. // ЗВМО. 1977. Вып. 2. С. 129–134.
17. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов: Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949. 330 с.
18. Чухров Ф. В., Петровская Н. В. Советская минералогия в период между 26 и 27-м Международными геологическими конгрессами // Минер. журн. 1984. Т. 6, № 3. С. 5–14.
19. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 291 с.
20. Юшкин Н. П. Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.
21. Юшкин Н. П., Жабин А. Г. Перспективные направления генетической минералогии // ЗВМО, 1978. Вып. 5. С. 305–318.

М. Ю. Поваренных

ЗНАЧЕНИЕ ПОНЯТИЯ „ПОВЕРХНОСТЬ” ПРИ РАССМОТРЕНИИ ОСНОВНОГО ОБЪЕКТА МИНЕРАЛОГИИ

Модель сложения минералов их атомов и ионов по типу неограниченной трехмерной кристаллической решетки их равновесных наложений, лежащая в основе наших современных представлений о сущности понятия „минерал”, в последнее время сталкивается со все большими трудностями. Если такая модель позволяет рассчитывать ряд свойств для наиболее простых минералов, то оказывается непригодной для количественного исследования явлений массопереноса, так как в идеальном кристалле диффузия не может происходить. В реальных кристаллах минералов находятся самые разнообразные дефекты: мозаичность, микродвойники, дислокации, поли типы, смешанослойность, примесные атомы, вакансии, электронно-дырочные центры и др. Более того, такие присущие всем кристаллам минералов свойства, как зональность и секториальность, должны быть отнесены, исходя из современной парадигмы о кристаллохимической сущности понятия „минерал”, к дефектам, отклонениям от нормы.

Зонально-секториальное строение кристаллов минералов, не укладывающееся в рамки представления об идеальном решеточном их сложении, скорее следовало бы отнести не к отклонению от нормы, а наоборот – к норме, закону, алгоритму саморазвития. Эти свойства, наличие которых в минералах отмечал Ф. Бекке еще в прошлом веке, в каждом конкретном случае проявлены в большей или меньшей степени, но всегда присутствуют, и их можно тем или иным способом визуализировать (травление в агрессивных средах, ионная бомбардировка, декорирование и др.). По существу к объектам, обладающим зонально-секториальным строением (если, конечно, не относиться к нему как к „дефекту”), неприменим кристаллохимический методологический подход вычленения элементарной ячейки и выполнения определенного объема при помощи ее бесконечной трехмерной трансляции. Неприменим он при рассмотрении неоднородных *a*-периодических кристаллов, смешанослойных кристаллов, а также недавно обнаруженных биопироболов и квазикристаллов, состав и структура которых довольно резко меняются в одном зерне [2].

В противоречие с представлением об идеальном кристаллически-решеточном строении минералов вступают наблюдаемые факты существования обратных связей между

минералами и средой, подчиненности их всеобщим законам развития и направленной эволюции, способности накапливать и хранить генетическую информацию [1, 6, 8, 9 и др.]. Ведь матрица идеального кристалла в каждой своей части тождественно равна самой себе и не приемлет изменения.

Таким образом, вполне пригодное для целей классификации представление во многих случаях оказывается трудно применимым для определения самих объектов классификации, так как ряд их существенных свойств им не охватывается. Нам предстоит разобраться, не являются ли зональность и секториальность столь же существенными свойствами при определении понятия „минерал”, как свойства кристалличности и сложения из определенного набора химических элементов, или есть еще одно (или несколько) фундаментальное свойство.

Поиск сущности любого природного объекта или явления, как указывал В. И. Ленин, необходимо проводить, пользуясь принципами историчности и системности [7].

Вся история развития минерала от зарождения до распада запечатлена в его поверхностях, сам кристалл создается их перемещением и по существу является суперпозицией траекторий этого перемещения. Любая точка внутри него была в определенный момент времени точкой его бывшей поверхности [3]. Именно на поверхностях минерала „ведется запись” его генетической информации как меры неоднородности в распределении энергии (или вещества) в пространстве и времени, которая, закрепляясь в строении образующегося минерала, проявляется в его свойствах, а накапливаясь, определяет в каждом конкретном случае свою меру негэнтропии.

Чтобы последовательно провести в рассуждениях диалектический принцип историчности, необходимо попытаться представить, какими свойствами обладал первый минерал, образовавшийся в далекой от равновесия газовой туманности (космическая пыль). Этот флуктуационно возникший, качественно новый в топологическом отношении для системы „газовая туманность” объект, по-видимому, представлял из себя ограниченный квазижидкой—кваситвердой первой поверхностью замкнутый объем, разрастающийся поверхностью за поверхностью или схлопывающийся в зависимости от степени насыщения далекодействующих активных точек строительными элементами. Симметрия подобных объектов может быть некристаллографической, а плоскогранность и прямореберность на первых этапах могут отсутствовать. Размер протоминерала, как это себе можно представить, будет соответствовать размеру космической пыли, т. е. $\approx 10^{-6}$ см [8], а состав — элементному составу газовой туманности, в которой он образовался. Для нашего рассмотрения представляется важным, что первый минерал, не обладая в явном виде свойствами кристалличности, постоянства и выдержанности химического состава, зональности и секториальности, является носителем фактически одного свойства, которое определяет его дальнейшее развитие — свойство обладания поверхностью. Это тривиальное в нашем представлении свойство для газовой туманности являлось качественным скачком, ступенью по сравнению с существовавшими в ней атомами и молекулами, которые им не обладали. Таким образом, минералы, являясь первыми носителями этого качества, как бы задают тон, обуславливают нахождение поверхностей во всех последующих структурных уровнях развития материи — агрегатной (горнопородной), планетарной, звездной, а также в биологической и социальной [5].

Исходя из вышесказанного, целесообразно дать следующее определение понятия „минерал”: минерал — это система атомов, сущностью которой является образование поверхности упорядоченного насыщения сильных связей в результате разрешения противоречия между ассоциацией и диссоциацией исходных элементов минералогенетической среды. Ведущими процессами при развитии минерала являются процессы адсорбции и десорбции на поверхности (фазовой границе).

ЛИТЕРАТУРА

1. Асхабов А. М. Процессы и механизмы кристаллогенезиса. Л.: Наука, 1984. 165 с.
2. Воронов В. В., Осико А. В., Осико В. В., Прохоров А. М. Квазикристаллы // ДАН СССР. 1984. Т. 276, № 4. С. 870–873.
3. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов: Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.
4. Гринберг М. Межзвездная пыль. М.: Мир, 1970. 346 с.
5. Зубков И. Ф. Проблема геологической формы движения материи. М.: Наука, 1979. 240 с.
6. Кристалломорфологическая эволюция минералов / Григорьев Д. П., Евзикова Н. З. и др. // Спр. препр. „Научн. докл.“ Коми фил. АН СССР. 1981. № 76. 27 с.
7. Ленин В. И. Полное собр. соч. Т. 39. С. 67.
8. Методологические проблемы кристаллографии. М.: Наука, 1985. 296 с.
9. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии: Избранные проблемы. Л.: Наука, 1977. 291 с.

И. П. Шарапов

О ЗАКОНАХ МИНЕРАЛОГИИ

Минералогия возникла раньше, чем геология, но еще не сформировалась метаминералогия, хотя предпосылки для нее уже есть в трудах Н. В. Белова, А. С. Поваренных, Г. Б. Бокия, Д. П. Григорьева, А. Г. Жабина, Н. П. Юшкина и некоторых других ученых.

Одно из категорических требований метанауки гласит: наукой можно считать только такую систему идей, в которой есть номологические положения, т. е. законы, принципы и правила [5, 6]. Без таких положений нет и не может быть никакой науки. У минералогии есть такие положения, правда, не во всех ее подразделениях. Задача состоит в том, чтобы кодифицировать и исследовать их. Приведем лишь некоторые идеи о характере такого исследования. Более подробное изложение метаминералогии — особая проблема.

Природа — бесконечное множество объектов. Каждый из них изменяется. Эти изменения, наблюдаемые человеком, называются явлениями, а цепь явлений — процессом. Повторяемость процесса — закономерность, т. е. подчиненность какому-то закону. Закон природы — это объективная, необходимая, общая в определенной области, инвариантная или только инвариантная связь двух предметов или двух групп предметов. Гносеологический аспект закона — отражение этой связи в сознании исследователя. Закон природы, вошедший в науку, становится законом науки, хотя некоторые под законом науки понимают только положения, относящиеся к самой науке, а не к природе. Такие положения лучше называть науковедческими, а не научными законами. Как логическая конструкция, закон — система нетривиальных суждений, между которыми есть диадическое отношение, в данном случае отношение логического следования одного суждения за другим.

Цель науки — подметить закономерности, находить законы и использовать их для объяснений и прогнозов. Но как искать законы? Поиск законов начинается с сознания номологически-проблемной ситуации, т. е. чего-то загадочного, не понятого, но закономерно повторяющегося.

Минералогия давно уже считается наукой, а в учебниках по этой дисциплине законы, принципы и правила почему-то не приводятся, хотя, возможно, и подразумеваются. Так, в обстоятельном курсе А. Г. Бетехтина [1] упомянут лишь общенаучный закон действия и противодействия, т. е. закон Ле-Шателье. Он же называется принципом Ле-Шателье и правилом Ле-Шателье, но закон, принцип и правило — не одно и то же. Закон мы уже определили. Принцип — это основополагающее высказывание, из которого или на основании которого создаются научные системы идей. Правило — положение, предписывающее определенный способ действия ученого в исследовании какого-либо предмета. В курсе минералогии А. Г. Бетехтина упомянуто также „правило

Паулинга” (имеется в виду Полинг), но оно, как и закон Ле-Шателье, не является специфически минералогическим. В „Геологическом словаре” издания 1973 г. [2] есть номологические положения, относящиеся к минералогии: 10 законов, 4 принципа и 6 правил. При этом один закон назван также закономерностью, другой – правилом, а один принцип – законом. Все эти положения не определены, а просто описаны, причем описаны с логическими ошибками.

Рассмотрим для примера первый из приведенных в словаре законов в минералогии. Он так описан: «Закон геогенетический (основная геогенетическая закономерность) выдвинут Д. В. Рундквистом (1965, 1966) применительно к процессам минералообразования по аналогии с основным биогенетическим законом Геккеля–Мюллера: „онтогенез есть краткое повторение филогенеза”: в сравнительно кратковременные естественные звенья процесс как бы в сокращенном виде со своим „акцентом” проходит общую историю развития. Закон геогенетический может быть обобщен для всех формирующих процессов как закон однонаправленности развития во всех масштабах эволюции» ([2], с. 247).

По этому закону можно сделать ряд замечаний.

1. Закон спутан с закономерностью.

2. Закон установлен по аналогии, но аналогия вообще недостаточна для открытия закона. К тому же она в данном случае не отвечает требованию объективности. Исследователи животного мира установили, что сначала появились одноклеточные, потом из них возникли черви, затем кишечнополостные и так далее вплоть до человека. При этом зародыш животного организма в своем развитии проходит в быстром темпе историю развития животного мира вообще. В мире минералов же последовательность появления различных видов в истории Земли не установлена. Парагенезис минералов – сонахождение и сопоявление различных минералов по отдельным участкам, а общая история минералообразования (вид за видом) не установлена. В мезозое, например, не появились такие минералы, которых не было в палеозое. Зародыш минерала не проходит в своем развитии таких видов минералов, которые появились первыми, затем вторыми, третьими и т. д., так как нет никакого филогенеза минералов и нет его повторения в онтогенезе, что же касается парагенезиса, то он аналогичен филогенезу только по созвучию.

3. Не ясно, как понимается процесс развития вообще. Кроме развития в природе, обществе и мышлении есть и деградация. Эти процессы отрицают и одновременно дополняют друг друга. Очень важно, что в царстве минералов есть и палингенез и ценогенез. Даже один и тот же предмет может развиваться и деградировать одновременно, но в разных отношениях. Человек, например, может развиваться в умственном отношении, но деградировать в физическом. Употребляя слово „развитие”, непременно нужно добавлять – „в таком-то отношении”. Во всяком случае о безусловной направленности развития не может быть и речи.

В описании „геогенетического закона” есть и другие ошибки, но и показанных здесь трех ошибок достаточно для того, чтобы этот закон считать не отвечающим требованиям, предъявляемым к законам.

Несмотря на ошибку, попытка Д. В. Рундквиста найти общий закон минералообразования заслуживает весьма положительной оценки. Это первые, пока неудачные шаги метаминералогии – науки о структуре и методах минералогии.

В исследовании процесса минералообразования много нового и ценного дали Д. П. Григорьев и А. Г. Жабин [3]. Они в 1975 г. подробно изложили свое учение о генезисе минеральных индивидов, заметив при этом, что всесторонне понимаемое учение о генезисе минералов надо рассматривать как сочетание двух разделов генетической минералогии – онтогении и филогении, т. е. учения о генезисе минеральных видов и о парагенезисе. Как уже говорилось, филогения минералов не установлена. К тому же нельзя и явления природы и учение об этих явлениях называть одним и тем же термином „онтогения” или „филогения”. Для этого нужен был бы другой термин, а его пока нет. Но исследование этих ученых не сводится только к вопросу о филогении. В нем много других идей, не вызывающих возражений.

Д. П. Григорьев неоднократно отмечал, что рассказывать о минералогенезисе могут только сами минералы. Это так, но и среда минералогенеза может что-то рассказать о минералах. У А. Г. Жабина есть ценные работы по генезису минералов, но о законах минералогии он высказался лишь в предположительной форме.

Новое направление в генетической минералогии создал Н. П. Юшкин. Главное в этом направлении — использование теории информации. Попытаемся выяснить, что такое информация.

В 1977 г. Н. П. Юшкин [6] дал такое определение: „Минералогическая информация — это обобщенная генетическая связь между минералом и минералогенетической средой, совокупность процессов и сигналов, связанная с внешним воздействием в ходе взаимообмена веществом и энергией” ([6], с. 129). К сказанному Н. П. Юшкиным можно добавить, что минералогенетическая информация связана также и с внутренним воздействием в виде радиоактивности. Далее Н. П. Юшкин говорит: «Информация — это та однозначная материальная связь, которая существует между причиной и следствием, выраженная в совокупности физических и химических сигналов, в случае минералогическом — это упорядоченность „элементов” минерала соответственно упорядоченности минералогической среды» ([6], с. 130).

По этому поводу можно заметить, что связь между причиной и следствием не всегда однозначная. В природе проявляются дивергенция и конвергенция. Дивергенция состоит в том, что от одинаковых причин появляются разные следствия, а конвергенция — в том, что от разных причин появляются одинаковые следствия. И дивергенция, и конвергенция говорят о том, что необходимость проявляется не иначе как в форме случайностей. Поэтому вероятностный подход к исследованию генезиса минералов очень нужен. Что же касается упорядоченности элементов минерала и среды, то ее сущность не ясна.

Но что же такое информация? Это категория. Определить ее очень трудно. Ее можно лишь как-то связать с другими категориями. Информация — неотъемлемое свойство всех объектов. Она выражает неоднородность мира. Каждый объект содержит информацию и передает ее соседним объектам, благодаря чему по одному объекту можно открыть другой. Вокруг каждого объекта создается, как говорил А. И. Берг, „информационное поле”, подобное магнитному или гравитационному полю.

В понимании информации нет единства среди философов и естествоиспытателей. Концепция А. Д. Урсула „информация — отражение разнообразия” представляется наиболее правильной.

Н. П. Юшкин использовал законы информации для разработки учения о генетико-информационной минералогии. Законы этого учения он впервые сформулировал в 1969 г. и уточнил в 1977 г. [6]. Вот эти законы и замечания к ним.

1. „Закон минералогического резонанса: в процессе онтогенеза минерала, являющегося продуктом эволюции минералогической среды и отражающего в своей структуре все ее параметры, любое изменение среды вызывает определенное изменение минерала и соответственно любое изменение минерала отражается изменением минералобразующей среды” ([6], с. 157–158).

Замечания: 1) название закона неточное, речь идет о взаимодействии минерала и среды, но это взаимодействие вряд ли является резонансом; 2) онтогенез минерала далеко не всегда является продуктом эволюции минералогенетической среды, очень часто минерал образуется из вещества, принесенного извне, а среда служит лишьместилищем рождающегося минерала; многие минералы образуются, например, из гидротерм, остывающих при удалении от магматического очага; 3) спорно, что „любое изменение среды вызывает определенное изменение минерала”; в природе есть дивергенция; слово „определенное” здесь лишнее; 4) этот закон можно уточнить так: минерал в процессе своего генезиса и дальнейших изменений взаимодействует со средой, в которой или из вещества которой он образуется; это взаимодействие имеет химический характер, его нужно понимать как взаимодействие и как взаимопротиводействие, а есть еще,

по учению Ю. А. Урманцева, взаимодействие. В минералогии оно тоже встречается, например, у золота в россыпи.

2. „Закон обязательного наличия генетической информации в минерале: любой минерал в пределах сохранения его целостности и качественной определенности обязательно содержит определенную генетическую информацию в виде компонента структуры, отражающую взаимосвязь минерала с минералообразующей средой” ([6], с. 158).

Замечания: 1) не только минерал, а вообще любое тело содержит информацию о своем генезисе, а также о составе, строении, свойствах; весь мир – безбрежный океан информации; 2) понятие „компонент структуры” – неясное, структура – это системно-образующее отношение, а что считать компонентами этого отношения неизвестно, последнее вряд ли элементаризируется; 3) в связи с этим законом Н. П. Юшкина можно предложить такой метаминералогический закон: *у всякого минерала принципиально возможно найти следы его былой связи с той средой, из вещества которой он образовался, а также с той средой, в которой он вырос.* Что это за следы? Это магнитная память, включения вещества среды, негативные формы поверхности минерала, оставшиеся от растворившихся минералов-соседей и многие другие; это также электретные свойства минерала (сохранение ориентировки диполей), давно известные физикам, но пока не заинтересовавшие минералогов.

3. „Закон сложения минералогенетической информации: количество генетической информации в сложной минералогенетической системе равно сумме количеств информации, составляющих систему, если они независимые, и меньше их суммы, если системы – зависимые” ([6], с. 158).

Замечание: этот закон верен только тогда, когда предмет исследования рассматривается не в виде системы. Система имеет больше свойств и больше выделяет информации, чем все ее компоненты (в данном случае все ее подсистемы). Например, гейслеровы сплавы, т. е. сплавы немагнитных металлов, магнитны. Магнитность такого сплава – новое свойство, отсутствующее у всех компонентов сплава. Это эмерджентное свойство. Ради него как раз и проводится системный анализ. Минералогенетическая система тоже имеет эмерджентное свойство, если, конечно, это действительно система, а не просто совокупность минералов. В чем именно состоит это свойство зависит от структуры и состава системы. Это, в частности, способность сохранить следы генезиса. По отдельным минералам генезис определить можно лишь в редких случаях, а по системе или комплексу минералов – всегда. Каждый элемент системы дает информацию, кроме того, есть информация об отношениях между элементами и о законе композиции системы. Совершенно ясно, что количество генетической информации в любой системе (в сложной и несложной) больше суммы количества информации от всех элементов системы. Ошибка этого закона идет от теории информации, разработанной без системного анализа. Этот закон приемлем лишь тогда, когда нас не интересуют ни отношения между элементами, ни закон композиции системы, ни тем более эмерджентные свойства.

4. „Закон вытеснения первичной минералогенетической информации информацией из наложенных процессов: минералогенетическая среда непрерывно воздействует на находящийся в ней минерал, оставляет все новые и новые следы этого воздействия в его структуре и свойствах” ([6], с. 159).

Замечания: 1) название закона неточное, первичная информация не вытесняется, а дополняется и маскируется новой информацией; информация минерала исчезает только вместе с минералом, когда он расплавляется или растворяется; она изменяется, переходит в расплав или раствор; 2) минералогенетическая среда воздействует не только на структуру и свойства, но и на состав минерала, а также в виде обратной связи минерал действует на среду; 3) этот закон является вариантом первого и второго законов.

5. Закон инерции в приложении к минералогенетической информации (по Д. П. Григорьеву): „В каждом минерале заложена потенциальная возможность в какой-то мере противодействовать разручительному влиянию внешних воздействий и инерционно сохранять генетическую информацию” ([6], с. 161).

Замечание: 1) этот закон можно рассматривать как специализацию закона Ле-Шателье; 2) информация, сохраняющаяся по инерции, названа Н. П. Юшкиным минералогической памятью; это очень удачное название.

6. „Закон многообразия форм записи минералогенетической информации: одна и та же генетическая информация может быть зашифрована при помощи разных качеств минерала и поэтому может рассматриваться независимо от своего конкретного носителя” ([6], с. 162).

Замечания: 1) этот закон – метаминералогический; 2) в нем учтена дивергенция в структуре минерала; 3) шифровка информации нуждается в пояснении.

7. „Закон сохранения суммарной минералогенетической информации: в пределах сохранения качественной определенности минерала общее количество зашифрованной его качествами первичной информации из минералообразующей среды остается постоянным; меняются лишь соотношения между ними” ([6], с. 163).

Замечание: это положение можно отнести в постулатам.

Таким образом, из 7 законов Н. П. Юшкина один следует аннулировать (это третий закон), а остальные 6 остаются в силе. Из этих 6 законов один (пятый) предлагается уточнить, один (шестой) перевести в класс метаминералогических законов и один (седьмой) – в класс постулатов.

Обобщая все сказанное, можно сделать вывод о большой ценности нового научного направления, созданного Н. П. Юшкиным. Кроме законов у него есть и категориальная база этого направления (ее следовало бы рассмотреть особо) и общий взгляд на минералогия. Так, в 1977 г. он заявил: „Мы не можем сказать, что минералогия стала по-настоящему научной системой минералогических знаний со своими принципами, законами и основным методом. Между накоплением новых факторов и их обобщением создался гигантский разрыв” [6]. Это очень важное, прямо-таки программное высказывание. Оно означает, что, по Н. П. Юшкину, минералогия еще не достигла того уровня, на котором ее можно было бы считать подлинной наукой, и что она пока полунанука–полуискусство. Всякая наука – система знания и познания, а раз минералогия еще не система, значит она еще не сформировавшаяся наука.

По моему мнению, никакая наука не является чем-то законченным, не есть истина в последней инстанции. Всякая наука находится в движении, в развитии. Первая фаза развития науки – собирательная или эмпирическая, вторая – созидательная или теоретическая. В первую фазу ведутся наблюдения, эксперименты, идет накопление фактов в виде всевозможных описаний и сводок. Мысль ученых движется вширь, исследования идут экстенсивно. При этом на основе фактов делаются эмпирические обобщения. В теоретическую фазу создаются гипотезы и теории, открываются законы, делаются объяснения и прогнозы. Исследования ведутся интенсивно. По методу исследования теоретическую фазу можно разделить на две подфазы – аналитическую и синтетическую. В аналитическую подфазу предмет исследования мысленно расчленяется на части, затем они исследуются одна за другой. Мысль ученого идет вглубь предмета. При этом открываются законы. Ученый ищет особенное у предмета, выявляет его отличие от других предметов. В синтетическую, или интегральную, подфазу мысль ученого снова идет вширь, но уже на новом, более высоком уровне. Он ищет общее у разных предметов, открывает их сходство друг с другом и взаимную связь.

Законы образуют номологическую базу. Именно на этой подфазе делаются научные открытия на стыке наук и возникает метананука. Очень важно, что с наступлением новой фазы и подфазы старая не отклоняется, она продолжает существовать в виде консервативного научного направления. Таким образом, в любой период времени в науке сосуществуют разные направления, но это не мирное сосуществование противоположных систем. Между ними идет острая борьба. Новое вначале бывает слабым, а старое – сильным, оно хорошо организовано и занимает ключевые позиции в науке. У нового нет реальной силы, а есть только будущее, мечта. Когда ожидаемое будущее превратится в настоящее, новое подвинет науку вперед, но оно постареет и будет бояться еще более нового. И так вечная борьба идей, а за

идеями — судьбы людей. Такова диалектика процесса развития науки и роль законов в ней. Что же касается замеченного Н. П. Юшкиным гигантского разрыва между накоплением фактов и их обобщениями, то это характерно для предреволюционного состояния науки. Наша цель — ускорить наступление научной революции в минералогии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. М., 1950. 957 с.
2. Геологический словарь. Т. 1—3. М.: Наука, 1973.
3. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1961. 284 с.
4. Шаратов И. П. Логический анализ некоторых проблем геологии. М.: Недра, 1977. 144 с.
5. Шаратов И. П. Исследования законов в геологии // Деп. ВИНТИ. № 977-84. 1984. 170 с.
6. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 291 с.

А. Г. Жабин

МИНЕРАЛЬНЫЙ ИНДИВИД КАК ОРГАНИЗМ, КАК МОРФОПРОЦЕСС: ИСТОРИЧЕСКАЯ МЕТОДОЛОГИЯ

В 1984 г. в издательстве „Наука” вышел сборник „Системность и эволюция”, который открывался статьей С. В. Мейена [14]. Внимательное знакомство с этой интересной работой побудило нас на проработку сходной темы применительно к неживому миру кристаллов минералов.

Нередко даже от весьма опытных минералогов приходится слышать: „Как можно историко-эволюционные закономерности биологии переносить в нашу науку? Это бессмысленно и поверхностно”. Однако смысл и глубина в этом есть. Более того, существуют веские аргументы в пользу того, что использование опыта и понятий эволюционно-исторической биологической методологии в минералогии эвристично [2, 3, 5—12, 23—24]. Естественно, использовать опыт нужно критически и с ясным пониманием специфики новой области его приложения.

Интегративное использование в генетической минералогии биологических понятий и соответствующих им терминов „онтогенез (онтогенез)” и „филогенез”, „вид”, „индивид”, „экология”, „организм” и т. п. оказало положительное влияние на методологию решения генетических, эволюционных вопросов минералогии. В биологии и минералогии центральными понятиями являются *вид* (*species*) и *индивид* (*individuum*). И в обеих этих науках самыми важными понятиями, отражающими развитие, генезис и эволюцию, являются понятия *онтогенеза* (жизнь индивида) и *филогенеза* (жизнь вида). Поэтому у них оказалась сходной структура эволюционно-генетических понятий и соответственно структура исторической методологии.

Модельная имитация растущим кристаллом развивающегося организма (зарождение → рост → изменение → уничтожение) является одним из основных аргументов в пользу эвристичности анализа фактических данных минералогии в контексте понятия „онтогенез”. Находящийся в центре онтогенетического метода стадийный анализ (сингенез → диагенез → метаморфизм) является общим для естествознания. Обнаружены первые примеры, подтверждающие реальное проявление филогенетических тенденций минералообразования на Земле и геологического варианта биогенетического закона Геккеля—Мюллера [19].

После этих кратких пояснений и ссылок на первоисточники перейдем к основной теме статьи — исторической методологии в минералогии.

В символическом виде можно представить, что минералогия = физика, химия твердого тела + X, где X — эмерджентное свойство научной системы „минералогия”,

и заключается оно в естественно-историческом характере минералообразующих процессов — проблем и методов. Таким образом, в системе генетической минералогии уемовская триада „вещь—свойство—отношение” [20] должна быть дополнена четвертым компонентом, характеризующим эволюционную изменчивость в ходе геологического развития нашей планеты, т. е. филогенезом.

В основе исторической методологии в минералогии находятся четыре принципа. С учетом общетеоретических разработок С. В. Мейена, И. В. Крутя, Ю. А. Урманцева, В. В. Грузы, В. И. Оноприенко, Д. П. Григорьева, Н. П. Юшкина и других исследователей эти принципы могут быть сформулированы следующим образом.

I. *Принцип типологической (мерономия + таксономия) экстраполяции*: диагностика объекта (предмета), его место в системах прочих объектов.

Напомним, что класс индивидов (объектов) называется таксоном, а класс частей — мероном. В биологии таксоны состоят лишь из классов индивидов, а классами частей (меронами) являются „орган”, „клетка”, „раковина” и т. п. Соответственно мерономия — теория выведения архетипов, а таксономия — теория установления таксонов. По С. В. Мейену [14], совокупность свойств объекта (вещи) = структура = архетип; иными словами, архетип — структура, свойственная объектам определенного класса (таксона), архетип — инварианта таксона [15]. В итоге „мерономия и таксономия совместно отвечают за разнообразие природных объектов. Будем называть такую объединенную дисциплину типологией (типология = мерономия + таксономия)” ([14], с. 9).

Например, обнаружив в структуре некоторых минеральных видов класса силикатов кремнекислородные тетраэдры как строительные элементы, кристаллохимики предположили их наличие и в других минеральных видах класса силикатов: в полевых шпатах, амфиболах, пироксенах, слюдах и т. п. Взяв пироксеновый индивид в горных породах кембрийского возраста или юрского, мы не сомневаемся, что в их кристаллической структуре есть кремнекислородные тетраэдры. Это была операция таксономической экстраполяции.

Поясним теперь операцию *мерономической экстраполяции*. В идеальном кристалле нет градиентов изменения свойств. Свойства в нем есть константы. Но в реальном кристалле свойства пространственно изменчивы, и поэтому мы способны выделять различающиеся по свойствам анатомические части кристалла: пирамиды нарастания граней одной и разных простых форм, концентрические зоны (изохроны) роста, субиндивиды, блоки, следы нарастания ребер, вершин и т. п. Опыт исследования этих частей минерального кристаллического индивида позволил прийти к выводу о их возможном наличии, проявлении во всей системе „минеральный индивид”. Это была операция мерономической экстраполяции.

Равным образом, обнаружив зонально-секториальное строение в обломках — разновидностях частей кристаллического индивида, мы распространяем возможность обнаружения зон и секторов во всей совокупности целых минеральных индивидов одного вида, находящихся в конкретном объекте: жиле, рудном месторождении. Это также мерономическая экстраполяция.

Поскольку первый вопрос познания есть „что это?”, то принцип типологической (мерономо-таксономической) экстраполяции помогает определить обнаруженную нами „вещь” в системе прочих вещей (объектов). В этом заключена историко-методологическая нагрузка данного принципа.

II. *Принцип Стенона*, определяющий пространственно-хронологические качества (свойства) объекта в общих системах прочих объектов, основан на критериях: а) „обволакивания”, обрастания (рис. 1, I—II); б) переслаивания; в) пересечения целого „хроноблока” другим „хроноблоком” (рис. 1, VI); г) достоверной одновременности и синхронизированности (рис. 1, III—V).

„Хроноблок” есть простое или сложное геологическое тело, возникшее либо в определенный период времени, либо содержащее в себе элементы, возникшие в определенной последовательности: например, рудная жила, слой конгломерата (рис. 1, VII)

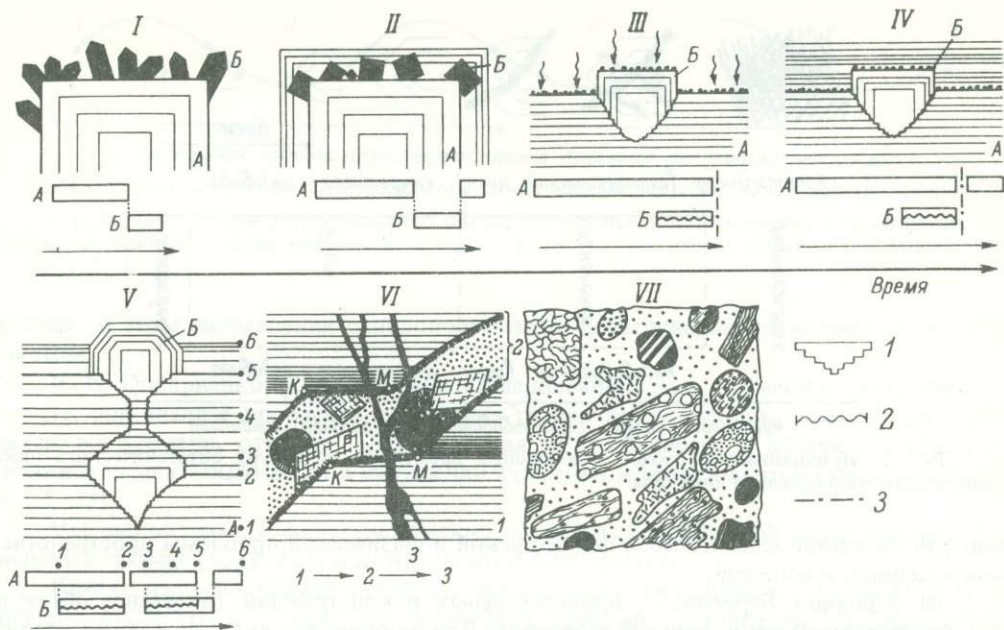


Рис. 1. Графические пояснения к принципу Стенона, определяющего пространственно-хронологическое качество (свойства) минеральных тел.

А, Б – кристаллы двух минеральных видов; $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3$ – последовательность во времени; 1, 2, 3 ... – последовательные моменты времени; волнистые стрелки означают гравитационный „низ“; 1 – индукционная поверхность одновременного роста; 2 – интервал одновременного роста; 3 – дробление и гравитационное осыпание осколков.

с галькой разнородных пород и т. п.; соответственно выделяются „хроноблоки“ изохронные и полихронные.

С. В. Мейен [14] предложил для объектов прошлого три типа свойств в зависимости от способности сохранять признаки хронологической изменчивости.

1. Темпофиксаторы – свойства, которые фиксируют стадии изменчивости объектов. Примерами таких свойств в биологии являются годовые слои нарастания древесины, раковин моллюсков. В минералогии темпофиксаторными свойствами могут быть концентрически-зональное строение кристаллов, сезонная слоистость в осадках, периодические химические реакции с ритмичным выпадением твердых фаз и т. п.

2. Темпосепаранты – свойства, которые тем или иным способом определяются от его носителя. В биологии – это панцири, раковины, оставленные при периодической линьке животных и т. п., в минералогии – слои нарастания и обрастания, оторванные от кристаллического индивида.

3. Темподесиненты – свойства, которые теряют признаки своей хронологической изменчивости. В минералогии, к примеру, темподесинентные свойства возникают при температурном воздействии на кристаллический индивид, при его отжиге, когда его первичное зональное, темпофиксаторное строение исчезает и кристалл гомогенизируется. При метаморфическом воздействии на кристалл происходит потеря радиогенного аргона, на измерении количества которого основан калий-аргоновый изотопный метод определения абсолютного возраста. Кристалл „теряет возраст“, омолаживается. Однако это омоложение, т. е. новый отсчет времени, начинается для кристалла лишь по отношению к конкретному темподесинентному свойству – потере или накоплению радиогенного аргона.

Таким образом, принцип Стенона, основанный на информационной заменяемости пространственных и хронологических свойств макрообъектов, иллюстрирует



Рис. 2. Принципиальная схема, поясняющая временную структуру онтогенетического цикла конкретного минерального индивида.

минералогический аспект старой философской и физической проблемы пространственно-временных отношений.

III. *Принцип Бергсона – процессуальных реконструкций* (онтогенез объектов как элементарный цикл, процесс развития). В этом принципе включены более поздние идеи В. Н. Беклемишева [1]: организм как морфопроецесс; Д. П. Григорьева [2], Н. Н. Шефталя [22], Н. П. Юшкина [23] и автора: минеральный кристаллический индивид как организм.

По С. В. Мейену ([14], с. 14), сущность принципа Бергсона „состоит в мысленном преобразовании полиморфизма, наблюдаемого в одновременном срезе, в процесс ...”. Таким образом, динамическая мультипликативная картина развития составляется из онтогенезов на разном уровне организации вещества: индивиды → агрегаты (горные породы, руды) → рудные тела ...

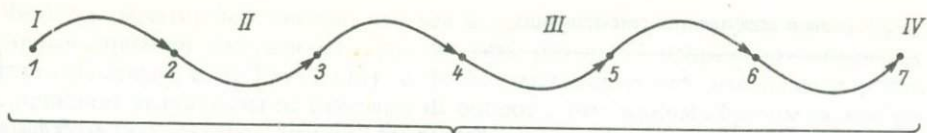
Элементарный онтогенетический, полный и законченный циклы жизни конкретного минерального кристаллического индивида состоят из стадий зарождения, роста, изменения и уничтожения, т. е. разложения на составляющие его атомы и молекулы. Эти последовательные стадии фиксируются в пространственных, хронологических и вещественных признаках. Расшифровав и расставив эти признаки в пространственно-хронологическом порядке, оценив обмен веществом, мы тем самым восстановим *онтогенетический цикл как морфопроецесс* (рис. 2).

С предложенными Д. П. Григорьевым и нами понятиями онтогенетического цикла, онтогенеза, стадийного анализа близко соотносятся, к примеру, идеи Ю. А. Урманцева [21]: изменчивость биологического индивида и есть его индивидуальное время, его хронополиморфизм (см. рис. 2); близки также высказывания С. В. Мейена ([14], с. 11): „Время, взятое вообще, представляет собой некую отвлеченную изменчивость неких объектов вообще”.

Сущность *стадийного анализа* (сингенез → диагенез → метаморфизм), с помощью которого мы отстраиваем онтогенетический морфопроецесс, заключается в последовательном снятии все более и более древних слоев свойств и приближении к „началу”, к стадии зарождения, сингенеза [5].

Чтобы восстановить онтогенетический цикл прошлого как морфопроецесс, необходимо составить непрерывные цепочки причинно-следственных связей отдельных свойств и признаков. Эта операция близка к известному методу направленных графов (рис. 3).

IV. *Принцип эволюционной филогенетической изменчивости*. Он подразумевает, что в ходе геологической истории планеты изменяются не только количественные и качественные свойства объектов определенного сорта (минеральных индивидов, агрегатов и т. п.), но также и коэффициенты в самих геологических



Непрерывная причинно-следственная цепочка признаков онтогенетического цикла

Рис. 3. Восстановление онтогенетического цикла минерального индивида как морфопроецесса.

I, II, III, IV – стадии онтогенетического цикла: зарождение, рост, изменение и уничтожение. Непрерывные бинарные связи признаков: 1+2, 2+3, 3+4 ... Нет связи, информационный разрыв: 1-3, 2-4, 3-5 ...

законах. В этом направлении основополагающие исследования проведены Д. В. Рундквистом.

В. И. Оноприенко [18], детально исследовавший роль времени в геологическом аспекте, при анализе проблемы построения теории геологических объектов, изменяющихся во времени, отметил: „существенная их особенность в отличие от объектов физики и химии заключается в нарушении или *себетождественности* по мере эволюции” (с. 22–23).

Мы рассматривали филогенетические проблемы генетической минералогии в специальных статьях [6, 11, 12], к которым отсылаем читателя.

Кратко изложив четыре принципа исторической методологии, столь же кратко обсудим сущность и разницу геологических понятий „ретрогнозы” и „прогнозы”.

Ретрогнозы геологические – это операции, процедуры расшифрования, восстановления по частям архетипа объекта прошлого, т. е. структуры объекта или процесса прошлого, которые в момент исследования представлены одиночными материальными следами, признаками или ассоциациями признаков (см., например, [4]).

Ретрогноз – реконструкция целого по частям. Процедура ретрогноза есть типологическая экстраполяция (мерономия + таксономия): системное соединение частей, элементов, свойств и признаков в целое. Процедура облегчается:

1) априорным на основании современного опыта предположением структуры системы, к которой мы относим обнаруженный объект или часть, материальный след объекта;

2) наличие рабочей гипотезы о свойствах какой-то материальной системы, в которой обнаруженный объект или его материальный след являются функциональными элементами.¹

Ретрогноз общественно-исторической разновидности, т. е. из прошлого человеческой цивилизации, основан на обнаружении и оценке материальных документов, среди которых особую роль играют словесно-знаковые символы. В природных объектах также имеются „знаковые” символы: типоморфные признаки индивидов и агрегатов минералов, пространственные соотношения (см. II принцип Стенона), элементы анатомического строения (зональность, секториальность, блоки, субиндивиды, аксессуарии роста, фигуры растворения и механических деформаций, радиационные дефекты) и т. п.

В минералогии время (как длительность) измеряется посредством наблюдения изменчивости. Эта задача непростая. Достаточно напомнить, что известны находки „свежих”, „идеально образованных”, практически бездефектных кристаллов с абсолютным возрастом 1.5–2.0 млрд. лет.

Рассматривая рис. 4, можно прийти к поверхностному суждению о том, что степень сложности ретрогноза и прогноза находятся в пропорциональном, симметричном

¹ Л. Н. Овчинников (1977, с. 40) иллюстрирует это следующим образом: „Образование рудных месторождений в геологической истории нашей планеты, в становлении и развитии земной коры – процесс частный, дополнительный, сопровождающий различные геологические процессы. При этих геологических явлениях по своим масштабам и затратам энергии процесс рудообразования мало-значителен... Иными словами, специально процессов рудообразования, т. е. процессов, приводящих к образованию руды и слагаемых ею месторождений, в природе нет и не существовало ...”

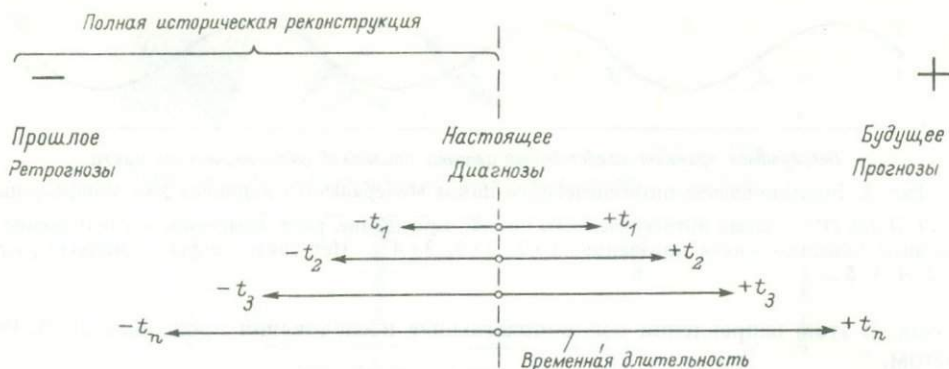


Рис. 4. Принципиальная схема, поясняющая различие в содержании понятий „ретрогноз“ и „геологический прогноз“.

отношении с абсолютной длительностью $(-t_1) = (+t_2)$; $(-t_2) = (+t_3)$; $(-t_3) = (+t_4)$... и т. п. Подчеркнем принципиальную разницу длительности $(-t_n)$ и $(+t_n)$, т. е. удаленности ретрогноза в прошлое и удаленности прогноза в будущее:

1) при ретрогнозах используется вся известная сумма знаний, непрерывно накапливаемых;

2) сложность прогноза наступления, реализации какого-либо события или процесса в принципе больше, чем ретрогноза для соответствующего t_n : объект ретрогноза уже материализован, а объект прогноза упомянутой разновидности отсутствует, и мы опираемся лишь на признаки-предпосылки, признаки-предвестники его реализации в будущем.

Среди прогнозов геологических необходимо различать: 1) *прогноз наступления* процесса или события и 2) *прогноз обнаружения*.

В первом случае прогнозируется наступление процесса или события, которые в настоящий момент не реализованы; во втором — лишь обнаружение, находка, выявление объектов или процесса, которые к моменту прогноза уже реализованы.

Основания процедуры прогнозов этих двух разновидностей следующие:

а) для прогноза наступления² процесса, события или возникновения объекта необходимы:

— признаки-предвестники по цепочке: настоящее → ближайшее будущее → будущее прогнозируемое; например, прогноз землетрясения, оползня, вулканического извержения, аномального прилива и т. п.;

— косвенные признаки геологического порядка, т. е. признаки системы, в которой прогнозируемое событие является закономерным элементом, частью;

б) для прогноза обнаружения уже существующих объектов процедура заключается в описании и исследовании иерархически более высокой системы, в структуре которой вероятное обнаружение является элементом. Подобный пример-прогноз сделан Д. И. Менделеевым, периодическая система химических элементов которого приготовила „пустующие“ клетки для существующих в природе, но тогда еще не обнаруженных элементов. Характерные геологические примеры прогноза обнаружения дает минерагеническая теория поисков палеотипных месторождений полезных ископаемых.

Особого обсуждения заслуживают также те общегеологические и генетикоинформационные минералогические законы, которые сформулированы к настоящему времени и в которых содержатся прямые критерии исторической методологии (см., например, монографию Н. П. Юшкина [23]).

² В. И. Оноприенко [17] вслед за А. И. Ракитовым особо выделяет парадокс: нередко объектом исторического исследования называют объекты, не существующие в момент исследования.

Читатель заметит несомненно, что мы в сущности не упомянули и не обсуждали популярный принцип актуализма. Это не есть результат небрежной забывчивости. Мы были согласны с В. В. Груза ([4], с. 145), отметившим, что „имеющиеся формулировки принципа актуализма не отвечают на вопрос о том, каким образом можно реализовать на практике перенос знаний” из настоящего на объекты прошлого. В сущности суммированные в данной статье четыре принципа (метода) исторической, диахронической методологии и составляют содержательное наполнение самого принципа актуализма. Более радикально высказался С. В. Мейен [14]: „На самом деле самостоятельно фундаментального принципа актуализма просто не существует ...” (с. 17). „К реконструкции прошлого приложимы требования, предъявляемые к познанию вообще ... для этого требуется ответить на вопросы: *что, какой, где и когда?* ... Сумму всех этих сведений, соответствующих триаде „вещь–свойство–отношение”, и назовем полной исторической реконструкцией” (с. 12).

ЛИТЕРАТУРА

1. Беклемишев В. Н. Основы сравнительной анатомии беспозвоночных: Проморфология. М.: Наука, 1964. 452 с.
2. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. гос. ун-та, 1961. 284 с.
3. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов: индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.
4. Груза В. В. Методологические проблемы геологии. Л.: Недра, 1977. 181 с.
5. Жабин А. Г. Минеральные агрегаты как источники генетической информации о рудообразовании // ЗВМО. 1976. № 5. С. 580–587.
6. Жабин А. Г. Существует ли эволюция видообразования минералов на Земле? // ДАН СССР, 1979. Т. 247, № 1. С. 199–202.
7. Жабин А. Г. Онтогенез минералов: Агрегаты. М.: Наука, 1979. 275 с.
8. Жабин А. Г. Стадиальный анализ в генетической минералогии // Исследование рудообразующих минеральных систем. Свердловск, 1981. С. 45–55.
9. Жабин А. Г. Новая парадигма генетической минералогии // Редкие элементы в геологии. М.: Наука, 1982. С. 110–120.
10. Жабин А. Г. Методологические вопросы генетической минералогии // Методология и теория в геологии. Киев: Наукова Думка, 1982. С. 82–100.
11. Жабин А. Г. Понятие онтогенеза и филогенеза в эволюционном направлении генетической минералогии // Проблемы кристаллохимии и генезиса минералов. Л.: Наука, 1983. С. 21–26.
12. Жабин А. Г. Проблемы филогенеза минералов // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С. 7–12.
13. Мейен С. В. Таксономия и мерономия // Вопросы методологии в геологических науках. Киев: Наукова Думка, 1977. С. 26–33.
14. Мейен С. В. Принципы исторических реконструкций в биологии // Системность и эволюция. М.: Наука, 1984. С. 7–32.
15. Мейен С. В., Шрейдер Ю. А. Методологические аспекты теории классификации // Вопросы философии. 1976. № 12. С. 67–79.
16. Овчинников Л. Н. К уточнению роли метаморфизма в рудообразовании и понятия „метаморфогенное месторождение” // Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 40–48.
17. Оноприенко В. И. Логика процедуры ретросказания в геологии // Методология геологических исследований. Владивосток, 1976. С. 154–167.
18. Оноприенко В. И. Проблема построения теории геологических объектов, изменяющихся во времени // Методология и теория в геологии. Киев: Наукова Думка, 1982. С. 22–23.
19. Рундквист Д. В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых // ЗВМО. 1968. № 2. С. 191–209.
20. Уемов А. И. Вещи, свойства и отношения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 156 с.
21. Урманцев Ю. А. Специфика пространственных и временных отношений в живой природе // Пространство. Время. Движение. М.: Наука, 1971. С. 215–241.
22. Шефталъ Н. Н. Введение и заключение к сборнику „Процессы реального кристаллообразования”. М.: Наука, 1977. С. 5–8, 228–232.
23. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 291 с.
24. Юшкин Н. П., Жабин А. Г. Перспективные направления генетической минералогии // ЗВМО. 1978, № 5. С. 505–518.

ИНФОРМАЦИОННО-ПОЛИМЕРНАЯ МОДЕЛЬ
СИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛОВ

В последнее время наметилась устойчивая тенденция поисков моделей для анализа реального кристалла. Ощущается стремление исследователей в области минералогии, физики минералов, кристаллографии выйти за пределы старых концепций, ибо поток существенно новой информации иссякает. В этой связи обсуждается ряд новых идей — изменения свойств пространства при росте кристаллов и в самом кристаллическом веществе (А. А. Власов, С. В. Руднев), возможности гомологических моделей кристаллов (Е. С. Федоров, В. И. Михеев, К. И. Чепижный и др.). Кроме того, заметен возобновившийся интерес к минералу как результату в первую очередь химических процессов в земной коре (вплоть до выделения в самостоятельную область „химической минералогии” [9]). Как отмечал Д. С. Коржинский [13], при метаморфических и метасоматических превращениях, происходящих внутри земной коры, химическая структура первичных минералов не оказывает заметного влияния на направление реакций, и процессы идут непосредственно в направлении установления химического равновесия, определяемого соотношением окислов или элементов в породе, а не соотношением каких-либо структурных ядер. Химизм метаморфических реакций для силикатов в этом отношении глубоко отличен от реакций органической химии.

Эта химическая сторона минералов будет существеннее проявляться при возврате на новом уровне к полимерной модели образования и конституции силикатов [17, 18]. История этого подхода восходит к Д. И. Менделееву [20], однако физико-химия полимеров сто лет назад практически не существовала, поэтому идея не получила развития. В. И. Вернадский в своих известных работах показал важную роль алюминия в силикатах, ввел структурные формулы для них и высказал мысли о возможной полимерной их природе [7]. В дальнейшем наибольшую известность получила попытка представить силикаты в качестве солей поликремневых кислот, однако это направление успеха не имело и было оставлено, хотя экспериментального опровержения (впрочем, как и подтверждения) проведено не было [21].

Представления о конституции силикатов развивались иным путем. Как неоднократно проявлялось в различных областях науки, продуктивное направление опережало и оставляло в тени иные идеи и взгляды. И только исчерпывание ресурсов доминирующей концепции могло вызвать к жизни забытые и новые модели. Этот схематический процесс в реальности приводит к сложному переплетению тем, объектов и подходов в исследованиях, что для минералогии проанализировано Н. П. Юшкиным [27]. Такое аффективное направление связано с методами рентгеноструктурного анализа, однозначно установившего, что SiAlO_4 -тетраэдр — основа структуры силикатов. „Первая глава кристаллохимии” — брегговская — ведущим звеном в силикатной структуре считала кремний-алюминиевые цепи, катионам же отводилась роль заполнителей октаэдрических пустот в плотной упаковке кислородных анионов. Н. В. Белов во „Второй главе” главенствующую роль отвел постройкам из октаэдров, к которым приспособливаются тетраэдрические цепи [4]. Ныне существующая система описания минералов, схемы выявления их свойств, многочисленные попытки создания систематики сложились преимущественно на основе кристаллографической модели их представления. В этот период химические свойства сводятся главным образом к кристаллохимии. Уместно в связи с возникшей ситуацией обратить внимание на высказывание Н. В. Белова: „Мы должны снова упрекнуть геохимиков геометрического толка и кристаллохимиков другим, чрезвычайно далеко зашедшим увлечением — чрезмерным (по меньшей мере, в неорганической химии), преимущественным предпочтением координационных представлений в ущерб классическим молекулярным, с помощью которых неорганическая химия достигла столь блестящих результатов на протяжении полутора столетий со времен Блэка—Лавуазье—Дальтона” [3, с. 15].

Н. В. Беловым высказывалось и резкое мнение против полимерной модели образования силикатных структур [5]. Тем не менее общий полимерный характер природы силикатов, фосфатов, синтетических германатов и других соединений не встречал возражений [8], однако развития эта модель не получила, хотя отмечались успехи в некоторых частных областях [25, 28].

Между тем в последние десятилетия в минералогии начали накапливаться многочисленные факты о деталях реальной структуры минералов. В некоторых случаях это давало правдоподобную локальную генетическую информацию. Однако необходимость понимания общего механизма фиксации в минералах генетической информации, возрастающее осознание тесной взаимосвязи живой и неживой природы, поиски новых и совершенствование старых технологических схем переработки минералов, создание новых материалов и другие направления минералогии требуют применения единой модели минерала.

Минералогия изучает природные, в большинстве своем несовершенные, дефектные, макро- и микронеоднородные и гетерогенные кристаллы в широком диапазоне составов, которые нужно описывать на уровне современных экспериментальных возможностей, но без потери собственно объекта минералогии. В круг исследований минералогов и петрографов в последние годы включаются синтетические минералы, стекла, органоминеральные комплексы. Необходима общая точка зрения для описания всех этих объектов. Прямое перенесение идей и методов физики твердого тела не является достаточно эффективным. Логика развития науки также требует формирования атомно-физической концепции собственно минералогии со своим формализмом и математической базой.

Полимерная модель (по крайней мере силикатов) представляется подходящей основой для синтеза как химических сторон конституции, образования и превращений минералов, так и структурных, „твердотельных” их характеристик [18].

Под полимером понимается обычно тело, в структуре которого можно вычленить определенную подсистему — макромолекулу. При этом выделяются химические связи самой макромолекулы, а также межмолекулярные силы. Представляется, что все тела располагаются в ряду различного соотношения этих сил. К крайним членам этого ряда можно отнести, с одной стороны, молекулярные кристаллы, когда внутримолекулярные силы намного превосходят межмолекулярные, а с другой — кристаллы с близкими либо к полностью ионным, либо к гомеополярным связям (щелочно-галлоидные кристаллы, алмаз). В последнем случае невозможно выделение молекулярных форм, когда весь кристалл (или домен) по существу является гигантской молекулой. Однако даже в органической полимерной химии наиболее типичными „выразителями” полимерного состояния являются линейные цепные макромолекулы [2]. Для силикатов, где силы взаимодействия в кристалле имеют не очень значительное отличие, выделение макромолекул может носить менее определенный характер. При этом „полимерность” уменьшается в ряду: цепь—лента—слой—каркас. Искать доказательства полимерной природы, очевидно, целесообразно в реакции силикатов на тепловые и силовые поля, а также в реальности образования надмолекулярных структур. В полном объеме эту задачу еще предстоит решить, но ряд приведенных ниже фактов свидетельствует в пользу полимерной модели.

Необходимо различать степень конденсации тетраэдров (основной повторяющейся кремнекислородный радикал — орто-диортогруппа, кольцо и т. д.) и степень полимеризации — длину полимерной молекулы. Под полимеризацией будем понимать не конкретный механизм реакции (например, радикальная полимеризация, поликонденсация и т. д.), а любой процесс образования макромолекулы.

Экспериментальные данные достаточно однозначно свидетельствуют о наличии силикатных полимерных молекул в расплаве (см., например, [11]). При этом катионы в значительной степени связаны с кремнекислородными цепями. Возможны построения моделей расплава на основе тех или иных механизмов полимеризации [29]. При этом может быть получена зависимость активности окислов, степени полимеризации

и среднего молекулярного веса в функции состава расплава (например, в модели равновесной поликонденсации [1]).

Таким образом, уже на уровне расплава на химической стадии образуются главные связи силикатных полимеров с включением значительной части катионов в единую макромолекулу полимеризующейся цепи тетраэдров. Образование силиката как твердого кристаллического тела происходит достаточно сложным путем, отличным от простого фазового перехода неполимерных тел. Модель роста силикатного кристалла должна включать в рассмотрение не только полимеризацию Si, Al-O-цепей, но и в некотором роде обратный процесс — включение в структуру „свободных” до этого момента окислов металлов,¹ т. е. этап уменьшения относительного числа мостиковых кислородов. Кристалл образуется как конечный этап многоступенчатого механизма формирования надмолекулярной структуры. При сильных межцепных связях, главным образом ионных, которые образуются в силикатах боковыми „добавочными” катионами, основные физические свойства образовавшегося кристалла определяются именно финальной надмолекулярной структурой, малозависящей от размера и молекулярного веса макромолекул. Химизм же процесса отражается главным образом в составе макромолекул и молекулярно-массовом распределении. Образование надмолекулярной структуры — это результат тенденции к насыщению всех видов связей, валентных усилий, т. е. стремления к понижению свободной энергии системы. Подобное самосогласование на уровне не одной элементарной ячейки структуры, а пачек полимерных цепей приводит к тому, что полиэдры редко определяются только природой заселяющих их катионов.

Основными силами, ответственными за образование надмолекулярных структур органических полимеров, являются водородные связи [19]. Какие силы могут действовать в том же структурообразующем направлении в случае силикатов? В настоящее время можно только высказать некоторые предположения. Главное заключается в том, что при образовании силикатных цепей, очевидно, остаются ненасыщенные межатомные силы, реализация которых возможна при взаимной подстройке макромолекул.

Обратимся к таким характеристикам структуры, как межтетраэдрические углы, т. е. углы с вершиной при мостиковом кислороде $\angle \text{Si-O-Si}$. Средние значения этих углов для разных структур — 130–140° [10]. Это означает, что связи кислорода скорее всего описываются sp^2 -гибридными орбиталями, теоретически имеющими между направленными тремя связями угол 120°, и минимум свободной энергии будет достигаться только при наличии у мостикового кислорода трех соседей. В наиболее „чистом” виде эта тенденция к сохранению типа связи должна, очевидно, проявиться в спиральной структуре кварца и его надмолекулярных образованиях. Определенная разрядка структурных несогласий и переход к вытянутым цепям проявляются при появлении добавочных катионов. Таким образом, катионная связь — еще один фактор образования надмолекулярной структуры. И, наконец, водородная связь в некоторых случаях также вносит вклад в этом направлении, например в глинистых минералах. Все это говорит о том, что образование надмолекулярной структуры силикатов является более многофакторным процессом по сравнению с самоорганизацией органических полимерных молекул. Переход в кристаллическое состояние или уровни организации вещества можно представить следующим образом.

Первичная структура соответствует химическому строению полимерной цепи — составу и последовательности катионов в октаэдрах, заселенности тетраэдров. Уровень первичной структуры отражает механизмы как конденсации тетраэдров в радикал, так и полимеризации с образованием характерных для данных условий молекулярно-массового распределения и других характеристик макромолекул.

Вторичная структура — пространственная укладка полимерной цепи (самосогласование, самоподстройка октаэдрической и тетраэдрической цепей). На этом реализуется определенная конформация, понижается степень свободы движений достаточно гибкой полимерной цепи.

¹ На этот замечательный факт обратили внимание автора В. Н. Анфилогов и И. Б. Бобылев.

Трети́чная структура — взаимное распределение аналогичных или различающихся цепей в домене, блоке. Возникает как результат межмолекулярных взаимодействий и отражает термодинамическую тенденцию к минимизации свободной энергии путем максимального насыщения межмолекулярных связей. Это в свою очередь достигается максимально плотной упаковкой цепей при самосогласовании в расположении катионов (боковых групп).

Четверти́чная структура — самоорганизация доменов в кристаллическую структуру. Здесь скорее всего действуют более дальнедействующие силы, например, определяющие электрическую мозаику кристалла или его магнитный рисунок.

Следует заметить, что понятие „надмолекулярная структура” шире, чем „кристаллическая структура”, ибо несет в себе больше схем упорядочения. Представленная схема не обязательно отражает механизм формирования минерала (хотя и несет его некоторые черты), но расчленяет информационные уровни.

При таком подходе появляется возможность определить термодинамическое состояние силикатного минерала (или парагенезиса) самостоятельными взаимозависимыми вкладками отдельных макромолекул (рассматривая их как „малые системы”, по Т. Хиллу [30]) и ансамбля этих макромолекул („большой системы”). В такой модели можно учесть как самоорганизующие факторы, так и известную ограниченность пространственной подгонки радикалов, ионов и других элементов в одной структуре.

Можно говорить, что индивидуальная цепь несет определенную информацию, которую условно разделим на внутреннюю и внешнюю. При этом следует указывать механизм прочтения, и только затем имеет смысл анализировать структуру и состав кода, считываемость информации, шум и другие параметры. Например, рассмотренный нами ранее возможный механизм возникновения биологического генетического кода связан с селективной сорбцией аминокислот на полимерной матрице глинистых минералов [15, 16]. В этом случае „механизмом прочтения” будет специфическая реакция различных аминокислот на адсорбирующую потенциальную поверхность, определяемую главным образом гидроксилем, энергия которого в свою очередь задается тремя октаэдрическими катионами. Эти катионы и составляют буквы триплетного кода. В другом случае, например в технологических схемах, код будет определяться зарядом домена или его намагниченностью, или той же сорбционной способностью к каким-либо веществам. В каждом таком примере могут меняться буквы кода, размер кодового слова и другие информационные характеристики.

К внешней информации относятся и характеристики минерала как полимерного тела, обладающего распределением размеров макромолекул, определенным числом и природой концевых групп, параметрами донорно-акцепторных областей, внутри-, меж- и надмолекулярной упорядоченностью и т. д. Все это относится к существенным первичным генетическим признакам, однако в настоящее время нет эффективных способов анализа всех этих характеристик.

С другой стороны, надмолекулярная структура является результатом „самопрочтения кода” [24]. Действительно, в единичной цепи конфигурация гибких Si, Al-O-полимеров будет определяться последовательностью катионов в октаэдрах, отражая („прочитывая”) изменения их ионных радиусов в искажении углов Si—O—Si. В трети́чной структуре конфигурационные возможности кремнекислородных цепей реализуются через взаимодействие с соседними цепями, через реакцию на влияние главным образом боковых катионов минимизацией свободной энергии пакета, домена. И, наконец, коллективное взаимодействие на уровне доменов определяет окончательную структуру в этой иерархии управляющих факторов. Следует отметить, что обусловленность конечных форм и структур именно первичной структурой проявляется как в эксперименте, так и в природе. Так, наблюдается корреляция между конформационными характеристиками полимерных цепей в цепочечных силикатах, с одной стороны, и электроотрицательностью и радиусом катионов в октаэдрах — с другой [31]. Воздействие на слоистые силикаты не меняет даже политипных модификаций до тех пор, пока сохраняются октаэдрические катионы, изменения же состава октаэдров влекут

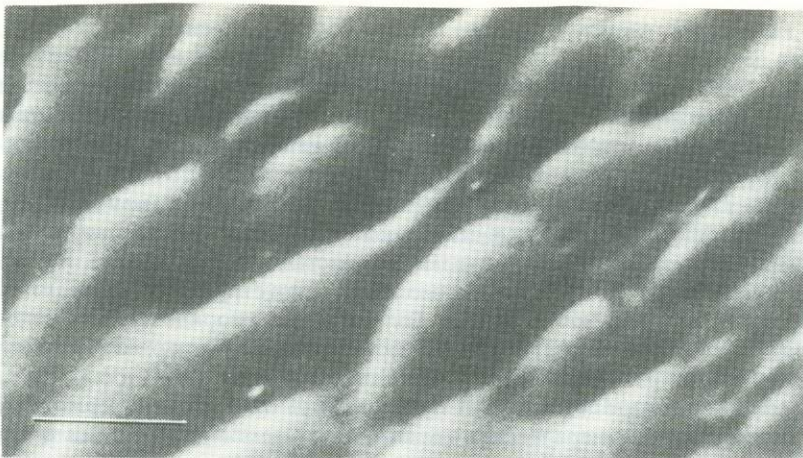


Рис. 1. Рибекит. СЭМ.

структурные перестройки всех уровней [23]. В природных условиях „закон минералогической памяти” [26] также может быть связан с уровнем сохранности первичной структуры минералов.

Чем и как определяется строение реального кристалла по рассмотренной модели? Основной вид молекулярно-массового распределения исходно задает механизм полимеризации, обусловленный составом и условиями образования минерала. Можно считать естественным, что начало и конец полимерной цепи будут представлять собой (в кристалле) дефекты той или иной природы. Известно [14], что в процессах полимеризации наличие примесей вызывает ранний обрыв цепи. Это позволяет предположить, что кроме изоморфной формы вхождения элемента (а также примесной, когда элемент попадает в междоузлие) может быть еще одна форма вхождения – элемента (ион, группировка и т. д.) в концевой позиции. Эти ионы могут сами являться инициаторами обрыва цепи либо „сидеть” на активные концевые группы, образовавшиеся иным путем. Элементарный подсчет показывает, что для образования доменов в минералах порядка $10^{-5} \div n \cdot 10^{-6}$ см [6] достаточно кларковых содержаний неизоморфных примесей. Энергия активации диффузии одного и того же элемента в этих трех различных положениях соотносится так: $E_{\text{изом}} > E_{\text{конц}} > E_{\text{междоуз}}$.

Самосогласование полимерных цепей (образованных при высокой температуре, например) с образованием конечной надмолекулярной структуры – кристаллического

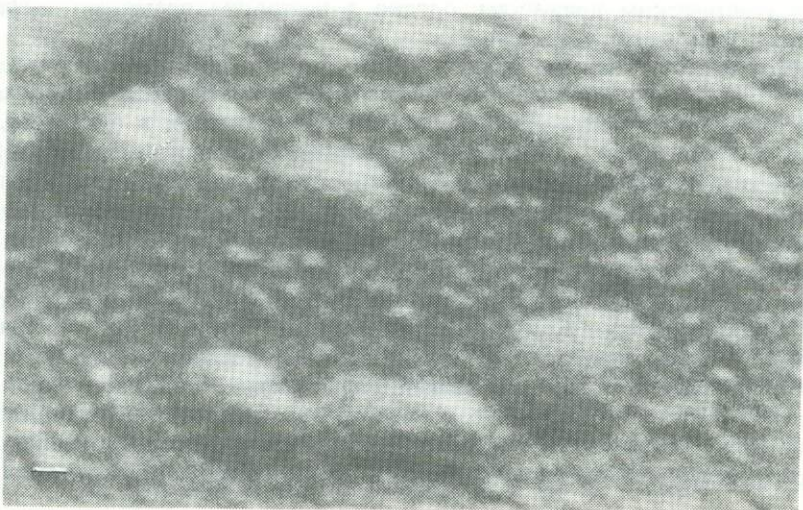


Рис. 2. Арфведсонит. СЭМ.

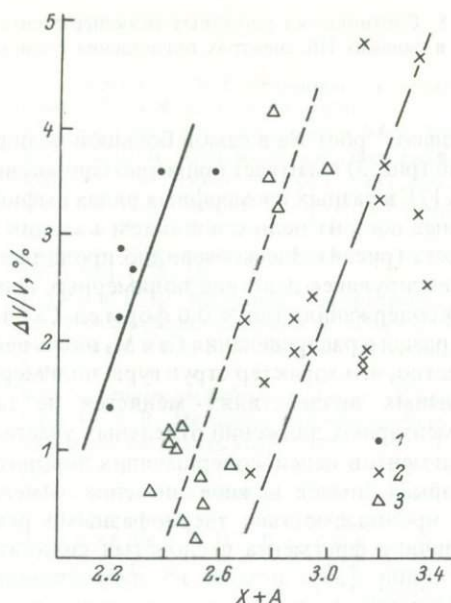


Рис. 3. Изменения относительного свободного объема ($\Delta V/V$) в амфиболах в зависимости от содержания катионов в позиции А.

1 – рибекиты; 2 – арфведсониты; 3 – катофориты.

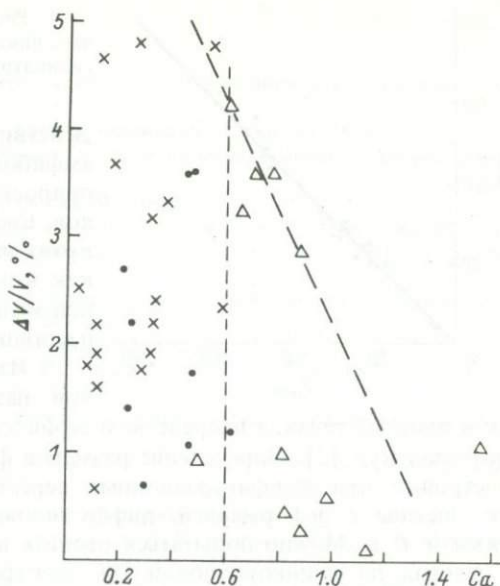


Рис. 4. Изменение относительного свободного объема в зависимости от содержания кальция. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

тела – возможно не всегда.² Геометрические несогласия, напряжения из-за несбалансированности различных сил связи могут привести к распаду существовавшего полимера при понижении температуры и переходе в твердое состояние. Однако зачастую эти несогласия приводят к различным дефектам упаковки в кристаллах. Известно, как бывает трудно выбрать недеформированные, „качественные” кристаллы для монокристалльного рентгеноструктурного анализа, особенно амфиболов, слоистых силикатов. Между асбестом и монокристаллом амфибола также существует ряд промежуточных надмолекулярных структур, когда варьируют размеры, например пачек фибрилл в домене. Нами на сканирующем электронном микроскопе ISM-840 Scan изучались образцы амфиболов (срезы \perp оси c) с предварительно напыленным Au ($\approx 300 \text{ \AA}$). Отчетливо проявляется фибриллярная упаковка в кристалле, причем в рибеките (рис. 1) наблюдается одномодальное распределение по размерам примерно овальных по форме фибрилл $(0.3 \div 0.7) \cdot (1.0 \div 1.5) \cdot 10^{-4}$ см, а в арфведсоните (рис. 2) – бимодальное с размерами округлых фибрилл $(3 \div 5) \cdot 10^{-5}$ см и $(0.5 \div 1.0) \cdot 10^{-5}$ см. Дальнейший анализ должен выявить причины подобных образований.

Различная степень плотности упаковки при образовании надмолекулярных структур должна приводить к расхождениям между экспериментально определенной плотностью минерала и максимально возможной, определенной по рентгеноструктурным данным для усредненной ячейки. Удельный „избыточный” объем должен зависеть от состава, в первую очередь тех катионов, которые определяют упаковку. Для амфиболов – это катион в позиции А, увеличение содержания которого должно „разрыхлять” надмолекулярную структуру и катионы в позиции M_4 , стягивающие цепи между собой.

² Образование стекла является классическим примером, не требует специального анализа с позиций полимерной модели.

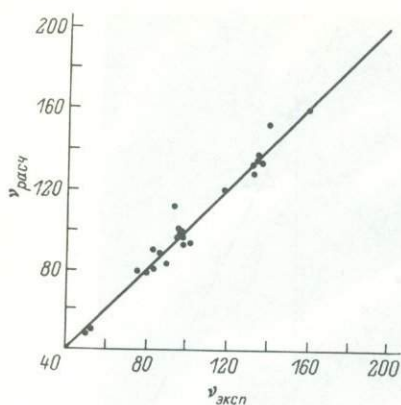


Рис. 5. Соотношения расчетных и экспериментальных пиков в далеких ИК спектрах поглощения слоистых силикатов.

Действительно,³ рост Na в самой большой позиции амфиболов (рис. 3) вызывает примерно одинаковый прирост $\Delta V/V$ в разных изоморфных рядах амфиболов. Сложнее обстоит дело с влиянием кальция на края пакета (рис. 4). Здесь, очевидно, проявляется как компенсирующее действие полимерных цепей при малых содержаниях (до ≈ 0.6 форм ед. Ca), так и влияние разного распределения Ca и M_4 вдоль цепи.

Известно, что характер структуры полимеров при различных воздействиях меняется не так,

как в простых телах, а посредством серии элементарных движений отдельных участков макромолекул [2]. Определение размеров фрагментов цепей, совершающих повороты, подстройки при конфигурационных перестройках, имеет важное значение. Именно они связаны с деформацией, диффузионной проницаемостью, твердофазными реакциями и т. д. Можно попытаться оценить величину фрагмента в слоистых силикатах из данных по длинноволновой ИК спектроскопии [33], исходя из либрационного движения тетраэдра и кратных ему участков. Прямой расчет пиков в настоящее время затруднен из-за отсутствия квантово-механических характеристик типа вида потенциальной функции и угла либрации. Однако можно получить упрощенное соотношение для различных пиков, при котором оказываются связанными частоты ν_i либрационных колебаний тетраэдра и группы тетраэдров: $\nu_1/\nu_2 \approx N^{3/2}$, где N — число тетраэдров в группе. На основании имеющихся данных [32, 33] были рассчитаны два пика при $N=2$ и 3 (рис. 5). Следует учесть, что пики с $\nu=50-100 \text{ см}^{-1}$ и $120-150 \text{ см}^{-1}$ не могут быть соотнесены с колебаниями в октаэдрах [33]. Таким образом, по крайней мере в слоистых силикатах возможны не только тепловые колебания ионов около положения равновесия [22], но и колебания как целого тетраэдра, так и группы тетраэдров числом не более 3. Параметры этих возможных движений предстоит выяснить.

Знание первичной структуры силикатных полимеров — распределение длин цепей, природа и концентрация концевых групп — существенны для построения полной модели катионного упорядочения [18]. Механизм изменения или превращения минералов в природных или технологических условиях зависит от распределения локальных концентраций активных центров, наличия и характеристик в структуре неорганического полимера донорных и акцепторных участков. Чем больше диапазон неоднородностей, тем шире амплитудно-частотный спектр движений в макромолекулах, тем ниже энергетические барьеры движений частиц и химических превращений в кристаллах.

Таким образом, представляется, что полимерная модель силикатов позволяет получить существенно новую информацию о минералах. Дальнейшая ее разработка, в первую очередь экспериментальных методов определения молекулярно-массового распределения и концевых групп, а также прямое доказательство существования релаксационных процессов в силикатах, будет способствовать более углубленному пониманию конституции минералов.

Автор благодарен проф. С. Я. Френкелю за стимулирующее обсуждение работы, проф. И. К. Карпову — за постоянную поддержку и критические замечания.

³ Плотность отобранных под микроскопом зерен 0.5–0.25 мм определялась в термомоградентной трубке, отсчет по максимуму скоплений зерен [12].

1. Анфилогов В. Н. Равновесная поликонденсация и строение силикатных расплавов // Геохимия. 1973. № 12. С. 1793–1800.
2. Бартенев Г. М., Зеленев Ю. В. Курс физики полимеров. Л.: Химия, 1976. 288 с.
3. Белов Н. В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии // Химия земной коры Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 13–19.
4. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
5. Белов Н. В., Белова Е. Н., Литвинская Г. П., Харитонов Ю. А. Силификация, силикоз, полимеризация, алюминоз в геокристаллохимии силикатов // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1970. № 4. С. 8–25.
6. Бокй Г. Б. Индивидуальные минеральные виды в свете общей теории систем // Методические проблемы кристаллографии. М.: Наука, 1985. С. 267–273.
7. Вернадский В. И. Очерки геохимии. М.: Наука, 1983. 442 с.
8. Гребенщиков Р. Г., Григорьева Л. Ф., Макарова Т. А. Новые полимеры – искусственные амфиболы // Вестн. АН СССР. 1970. № 7. С. 63–71.
9. Груза В. В. Методологические проблемы химической минералогии // Теория и методология минералогии. Сыктывкар, 1985. С. 38–39.
10. Диков Ю. П., Брытов И. А., Ромашенко Ю. Н., Долин С. П. Особенности электронного строения силикатов. М.: Наука, 1979. 128 с.
11. Исследования структуры магматических расплавов. Свердловск, 1981. 94 с.
12. Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Лapidес И. Л., Горегляд А. В. Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 230 с.
13. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности // Тр. Ин-та геол. наук. 1940. Вып. 12. Петрограф. сер. № 5. 100 с.
14. Коршак В. В., Козырева Н. М. Успехи синтетической химии высокомолекулярных соединений // Успехи химии. 1979. Т. 48, № 1. С. 5–29.
15. Лapidес И. Л. К проблеме генетического кода – минералогия и абиогенез // Генетическая информация в минералах. Сыктывкар, 1980. С. 31–32.
16. Лapidес И. Л. Реальная структура минералов – возможная информационная матрица в абиогенезе // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С. 26–30.
17. Лapidес И. Л. Минералы как полимерные тела. Возможен ли возврат на новом уровне к химической модели конституции и образования силикатов? // Теория и методы минералогии. Сыктывкар, 1985. С. 52–53.
18. Лapidес И. Л. Полимерная рабочая модель силикатных минералов // Физико-химическое моделирование на ЭВМ. Новосибирск: Наука, 1987.
19. Марихин В. А., Мясникова Л. П. Надмолекулярная структура полимеров // Химия, 1977. 238 с.
20. Менделеев Д. И. Основы химии. СПб., 1903. 801 с.
21. Смолеговский А. М. Развитие представлений о структуре силикатов. М.: Наука, 1979. 231 с.
22. Филатов С. К. Введение в высокотемпературную кристаллохимию // Кристаллохимия и структурный типоморфизм минералов. Л.: Наука, 1985. С. 21–56.
23. Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных *PT*-параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
24. Френкель С. Я. Полимеры, проблемы, перспективы, прогнозы // Физика сегодня и завтра: (прогнозы науки). Л.: Наука, 1973. С. 176–270.
25. Черкинский Ю. С. Химия полимерных неорганических вяжущих веществ. Л.: Химия, 1967. 224 с.
26. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 291 с.
27. Юшкин Н. П. История минералогии и эволюция фундаментальных минералогических идей. Сыктывкар, 1984. 50 с.
28. Gimblett F. G. R. Inorganic Polymer Chemistry. London: Butterworths, 1963.
29. Hess P. C. Polymer model of silicate melts // Geochim. Cosmochim. Acta. 1971. Vol. 35. P. 289–306.
30. Hill T. L. Thermodynamics of small systems. New York–Amsterdam, 1963. Part 1. 171 p.
31. Liebau F., Pallas I. The influence of cation properties on the shape of silicate chains // Z. Kristallogr. 1981. Vol. 155, N 1–2. P. 139–153.
32. Van der Marel H. W., Beutelspacher H. Atlas of Infrared Spectroscopy of clay Minerals and their Admixtures. Amsterdam–Oxford–New York, 1976. 396 p.
33. Velde B., Couty R. Far Infrared Spectra of Hydrous Layer Silicates // Phys. Chem. Miner. 1985. Vol. 12, N 6. P. 347–352.

НОВОЕ В МИНЕРАЛОГИИ

В настоящее время минералогия заняла ведущее положение не только среди геологических, но и среди ряда технических наук. Это объясняется „информационным взрывом”, который привел к фундаментальному изменению представлений об устройстве минералов. Конкретно это выразилось в смене старой минералогии с ее идеализированными формами кристаллов новой минералогией, показавшей, что природные кристаллы (минералы) по своему строению всегда отличаются от строения симметричного кристалла, описываемого 32 классами симметрии. При этом оказалось, что такие отличия — это не случайность, а всеобщий закон для природных кристаллов. Все природные кристаллы оказались квазисимметричными. Строение таких кристаллов, как выяснилось, описывается глобальной наукой о минералах — гомологией [1]. Осознание этого факта в минералогии происходило длительное время. Сначала минералогия развивалась как наука о руде и ее минералах (кристаллах). С открытием Гесселем и Гадолиным 32 классов симметрии в минералогии были расписаны все кристаллы по соответствующим классам, и она приобрела логический строгий классификационный порядок. В то время казалось, что возникшая минералогия 32 классов имеет незыблемую основу и предельную ясность. Однако вскоре выяснилось, что каждый минерал, относимый к тому или иному классу симметрии, чем-то отличается от „блещущих симметрией” теоретических моделей кристаллов 32 классов. У минералогов появляется повышенный интерес к изучению причин, вызывающих отклонение формы реальных кристаллов от формы идеальных кристаллов.

В отечественной минералогии это направление особенно ярко было развито И. И. Шафрановским, создавшим фундаментальное учение об „уродливом” кристалле [2]. Важное значение имела разработка И. И. Шафрановским строгого геометрического учения о гранных пучках, реберных и вершинных формах кристаллов. Это учение практически вдвое (+ и – формы) расширило наши представления о форме кристалла и подготовило теоретическую (симметричную) основу для перехода на гомологическое описание минералов.

Реперное значение в минералогии имело также открытие Г. Г. Леммлейном спирального роста кристаллов [3]. Установление в природных кристаллах спиральных механизмов роста позволило минералогам „сбиться” с физикой твердого тела, где в то же самое время развивалась теория дислокационного строения минералов [4].

Теория дислокаций, фундаментально развитая в физике твердого тела, окончательно убедила минералогов в том, что реальные кристаллы отнюдь не идеальные тела, описываемые 32 классами старой минералогии. Минералоги поняли, что они „не туда идут” и что истина лежит в изучении строения искаженного, уродливого кристалла, пропагандируемого И. И. Шафрановским. В связи с этим в минералогии четко обозначился этап, который можно назвать периодом изучения особенностей „дефектного” строения минералов.

Однако главный удар по старой минералогии был нанесен открытием ленинградским ученым В. И. Михеевым новой глобальной науки о минералах, которую он назвал гомологией кристаллов [1]. В работе [1] В. И. Михеев, используя разработанное Е. С. Федоровым учение об однородных деформациях фигур [5], показал, что в мире минералов кроме 32 классов симметричных кристаллов объективно существует 215 классов гомологичных (деформированных) кристаллов, которые похожи на симметричные кристаллы. Забегая вперед, укажем, что этими кристаллами оказались те реальные кристаллы (минералы), которые мы ежедневно держим в руках. Из теории гомологии следовало, что 32 класса симметричных кристаллов старой минералогии это всего-навсего лишь исключительно редкие частные случаи, имеющие место в 215 классах квазисимметричных кристаллов.

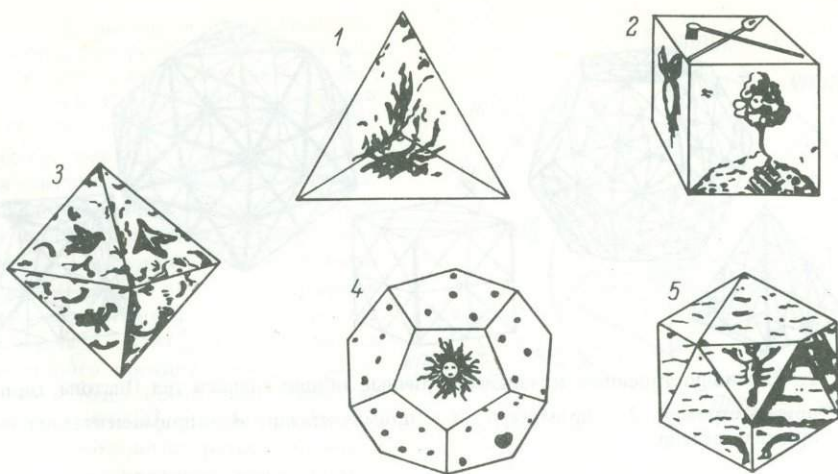


Рис. 1. Симметричные тела Платона.

1 – тетраэдр; 2 – куб; 3 – октаэдр; 4 – пентагональный додекаэдр; 5 – икосаэдр.

Таким образом, В. И. Михеевым впервые чисто теоретически было показано, что минералогия, описывающая 32 класса идеальных (симметричных) кристаллов, это лишь маленькая частичка глобальной гомологической минералогии, которая описывает 215 классов квазисимметричных кристаллов, т. е. минералов Земли.

В. И. Михеевым было показано, что в отличие от известных идеальных тел Платона, Архимеда, Пуансо, Кеплера, Федорова, лежащих в основе 32 классов, в основе гомологической минералогии 215 классов лежат более общие аналоги этих тел. В частности, им было предсказано объективное существование в природе новых тел, являющихся более общими аналогами по отношению к телам Платона:

тела Платона:	тела, предсказанные В. И. Михеевым:
симметричный куб	гомологичный куб (квазисимметричный)
„ тетраэдр	„ тетраэдр „
„ октаэдр	„ октаэдр „

В отличие от тел Платона, описываемых на основе осей симметрии, квазисимметричные тела описываются на основе осей гомологии. Вместе с тем в телах Платона оси симметрии являются линиями, а в квазисимметричных телах оси гомологии — федоровскими примами. В связи с этим в целях отличия квазисимметричных тел от симметричных фигур их называют прима-телами: прима-куб, прима-тетраэдр, прима-октаэдр, прима-ромбоэдр и т. д. [5]. Понятно, что для каждой симметричной фигуры (рис. 1) имеется прима-аналог (рис. 2), представленный более общим квазисимметричным телом.

В особой ситуации (в частных случаях) имеют место переходы прима-тел в тела Платона:

прима-куб	симметричный куб Платона
прима-тетраэдр	„ тетраэдр „
прима-октаэдр	„ октаэдр „

Из приведенной схемы переходов явствует, что в определенных случаях (при снятии деформаций) оси гомологии в прима-телах заменяются осями симметрии, и реальный кристалл переходит в идеальный.

Один из наиболее важных выводов гомологии заключается в том, что указанных трех фигур (прима-куба, прима-тетраэдра и прима-октаэдра) достаточно для того, чтобы на основе однородных федоровских деформаций описать (вывести) форму любого минерала.

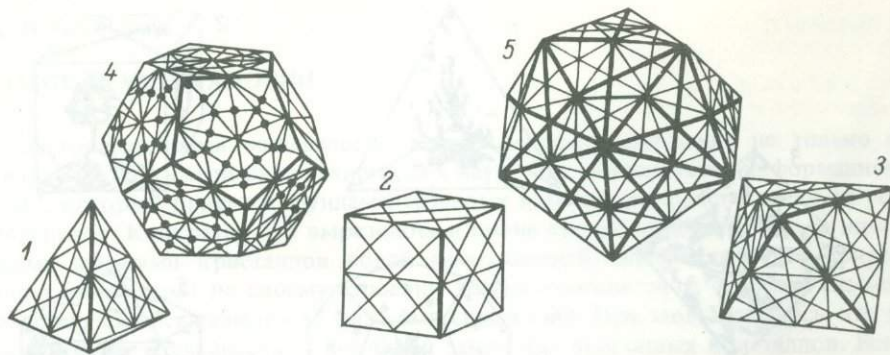


Рис. 2. Блочнo-построенные квазисимметричные общие аналоги тел Платона (новые тела).
 1 – прима-тетраэдр; 2 – прима-куб; 3 – прима-октаэдр; 4 – прима-пентагональный додекаэдр; 5 – прима-икосаэдр.

Таким образом, гомологическая минералогия 215 классов может быть сведена всего к трем телам (ядрам): прима-кубу, прима-тетраэдру и прима-октаэдру.

Несмотря на теоретический вывод 215 классов псевдосимметричных кристаллов, гомология все же не была взята минералогами на вооружение. В этом отношении 215 классов гомологии постигла судьба, аналогичная 32 классов Гесселя, которые длительное время не находили применения.

Такая ситуация возникла не случайно. Это связано с тем, что В. И. Михеев не смог дать четкого ни модельного, ни минералогического определения – как выглядит гомологичный кристалл.

Проведенная автором работа показала, что в отличие от моделей, описывающих строение кристаллов 32 классов (рис. 1), гомологическая минералогия имеет свои модели (рис. 2), строго описывающие блочное строение кристаллов 215 классов (в кристаллах 32 классов блочное строение запрещено). Установлено также, что все формы кристаллов выводятся всего из одной исходной фигуры – из блочно построенного прима-тетраэдра. На основе прима-тетраэдра автором изготовлено более 2000 моделей кристаллов и везде была найдена полная гармония. В отличие от моделей кристаллов 32 классов модели кристаллов 215 классов являются динамичными: их можно подвергать однородным деформациям растяжения, сжатия, сдвига и кручению. Разработанные динамические модели строго описывают блочное строение квазисимметричных кристаллов (минералов), включая сферолиты, двойники, сростки, друзы, расщепленные и скрученные кристаллы. Динамические модели позволяют на новом уровне освоить блочное строение пространства кристаллов. В связи с этим изучение гомологической минералогии следует начинать с изучения динамических моделей кристаллов 215 классов, подобно тому как мы это делали при изучении минералогии 32 классов.

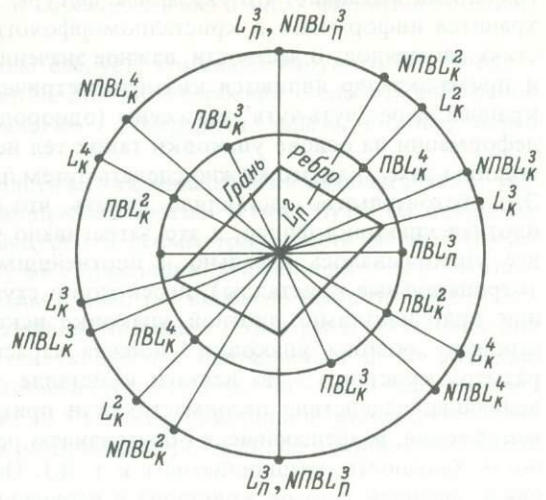
Из сказанного становится понятным, почему минералоги не могли осознать, какой же собственно кристалл описывает гомология.

Важное значение имело также то, что В. И. Михеев не смог преодолеть так называемого „барьера прямых осей гомологии“. Он полагал, что в квазисимметричных кристаллах наряду с осями гомологии „работают“ и оси симметрии. Вследствие этого В. И. Михеев вынужден был написать, например, для кварцевого ромбоэдра: $3L_K^4 \cdot 3L_K^3 \cdot 3L_K^2 \cdot L^3 \cdot 3L^2$, где L_K^4 – косяя ось гомологии четвертого порядка; L_K^3 – косяя ось гомологии третьего порядка; L_K^2 – косяя ось гомологии второго порядка; L^3 – ось симметрии третьего порядка; L^2 – ось симметрии второго порядка.

Проведенный автором анализ показал (рис. 3), что в действительности для вицинально построенного (блочного) кварцевого ромбоэдра следует написать: $3L_K^4 \cdot 3L_K^3 \cdot 3L_K^2 \cdot L_n^3 \cdot 3L_n^2$, где L_n^3 – прямая ось гомологии третьего порядка; L_n^2 – прямая

Рис. 3. Положение в вицинально построенном кварцевом ромбоэдре осей гомологии и сопряженных с ними элементов — плоскостей вращения осями точек (ПВ) и нормалей к плоскостям вращения осями точек (МПВ).

Ромбоэдр показан в осевом сечении: L_K^4 — косая ось гомологии четвертого порядка; PVL_K^4 — плоскость вращения точек косой осью гомологии четвертого порядка; $MPVL_K^4$ — нормаль к PVL_K^4 ; L_K^3 — косая ось гомологии третьего порядка; PVL_K^3 — плоскость вращения точек косой осью гомологии третьего порядка; $MPVL_K^3$ — нормаль к PVL_K^3 ; L_K^2 — косая ось гомологии второго порядка; PVL_K^2 — плоскость вращения точек косой осью гомологии второго порядка; $MPVL_K^2$ — нормаль к PVL_K^2 ; L_n^3 — прямая ось гомологии третьего порядка; PVL_n^3 — плоскость вращения точек прямой осью гомологии третьего порядка; $MPVL_n^3$ — нормаль к PVL_n^3 („почти“ совпадает с направлением оси); L_n^2 — прямая ось гомологии второго порядка.



осей гомологии второго порядка; L_K^4 — косая ось гомологии четвертого порядка; L_K^3 — косая ось гомологии третьего порядка; L_K^2 — косая ось гомологии второго порядка.

Как видно, последнее написание отличается тем, что все оси являются осями гомологии (в квазисимметричных кристаллах нет осей симметрии).

Особые затруднения вызывали также предсказанные В. И. Михеевым три неизвестных минералогам фигуры: прима-куб, прима-тетраэдр и прима-октаэдр. Справедливо возник вопрос: чем же отличается, например, прима-куб от куба Платона? Какие минералы могут кристаллизоваться в виде прима-куба или прима-октаэдра? На все эти вопросы предстояло найти ответы. Можно было предположить, что прима-тела — это кристаллы, растущие с помощью вициналей, а минералы 32 классов — это идеальные кристаллы, т. е. те случаи, когда кристаллы растут без вициналей (по идеальной схеме).

Такая ситуация заставила минералогов с еще большим вниманием относиться к изучению „реального кристалла“, форма которого всегда отличается от идеальной формы. Дело, разумеется, не только в форме. Оказалось, что размеры, форма кристаллов, строение его граней и т. д. влияют на свойства минерала, а это уже имело перво-степенное практическое значение. На практике, обгоняя теорию, началось использование свойств, определяемых малой формой кристаллов. На основе малого кристалла размером не более 0.5–10 мкм возникла целая отрасль в силикатной промышленности, выразившаяся в создании стеклокристаллических материалов с особыми свойствами. Эти материалы получили название ситаллов. Аналогично и в металлургии началось освоение „малого кристалла“, что привело к возникновению целой отрасли — порошковой металлургии. На основе порошков из малых металлических кристаллов были созданы различные типы высокопрочных материалов. С развитием методов плазменного синтеза микрокристаллов важное практическое значение приобрело использование свойств малого кристалла, на основе которого разработаны новые типы бронирующих покрытий и высокопрочных композиционных материалов, возникла промышленность нитевидных кристаллов и паракристаллов.

Естественно, что на этом этапе уже нельзя было не учитывать методических подходов, развитых в гомологии. В частности, нельзя было не учитывать федоровско-михеевских однородных деформаций, управляющих искажением внешней формы кристаллов, и их внутренней микро-макроструктуры, наблюдаемой под оптическим и электронным микроскопами. Особый интерес для минералогов представлял поиск среди „реальных“ кристаллов прима-куба, прима-тетраэдра и прима-октаэдра. Из данных

гомологии вытекало, что указанные фигуры являются своего рода банками, в которых хранится информация о кристалломорфологических, структурных и физических свойствах минералов. В частности, важное значение имело то, что прима-куб, прима-тетраэдр и прима-октаэдр являются квазисимметричными фигурами, другими словами они по крайней мере „чуть-чуть” искажены (однородно деформированы). Ясно, что при разной деформации на основе упаковки таких тел нельзя заполнить бесконечное пространство подобно тому, как это можно сделать путем плотной упаковки, например куба Платона. Это обстоятельство заставляло думать, что возможна неплотная или приблизительно плотная упаковка фигур, а это затрагивало уже саму основу старой минералогии, где все упаковывалось идеально и плотнейшим образом без каких-либо щелей, пустот (отрицательные кристаллы), перекосов и ступенек. Ясно было и то, что при неплотной или приблизительно плотной упаковке искаженных кубов, по мере увеличения постройки „ошибка упаковки” должна нарастать, возникала проблема „критического размера кристалла”. Во всяком кристалле (минерале), достигнувшем определенной величины, вследствие несовместимости прима-кубов (субблоков) должны возникать напряжения, разрешающиеся образованием различных дефектов (свиеватость, мозаичность, блочность, трещиноватость и т. д.). Отсюда вытекала теснейшая (неразрывная) связь внешней формы кристалла с нарушениями его внутренней структуры, начиная от пластического скольжения и кончая образованием трещины крупного разрушения. Интерес к изучению искаженной формы кристаллов резко возрос. Минералогам стало ясно, что форма кристалла отражает специфику его внутреннего строения, в частности специфику его однородных деформаций.

Между тем именно гомология является тем учением, которое позволяет рассмотреть изменение формы кристалла на основе однородных сдвигов, растяжений, сжатий и кручения всех трех фигур: прима-тетраэдра, прима-октаэдра и прима-куба.

Изучение с указанных позиций природных кристаллов кварца привело к очень простому и вместе с тем неожиданному результату: вициально построенный кварцевый ромбоэдр, который мы принимаем за ромбоэдр из класса $L^3 \cdot 3L^2$, представляет собой не что иное, как однородно деформированный (растянутый по L_n^3) прима-куб. Анализ блочного строения таких прима-кубов показал, что их можно описать на основе блоков, представленных одними прима-тетраэдрами, что делает прима-куб формой, удобной для описания строения кварца. Как видно из модели, приведенной на рис. 2, прима-куб можно выразить и как фигуру, состоящую из трех основных блоков: двух сжатых прима-тетраэдров и одного сжатого прима-октаэдра (многозначность решений в гомологии). О том, что кристалл кварца действительно состоит из двух прима-тетраэдров и одного октаэдра, можно убедиться из анализа рис. 31, приведенного в работе Дж. Дэна [6]. На этом рисунке прима-тетраэдры представлены сжатыми формами, а прима-октаэдр растянут относительно золотого сечения, рисуемого гексагоном, сидящим в прима-октаэдре. Сжимая этот прима-октаэдр относительно гексагона, кристалл можно свести к прима-кубу, который описывается на основе 13 осей гомологии.

Если произвести растяжение прима-тетраэдров относительно их неподвижных оснований, то мы получим „доросший” кристалл, представленный прима-ромбоэдром, который описывается на основе 13 осей гомологии, приведенных на рис. 3. Дальнейшее изучение показало, что кварц является классическим представителем гомологического кристалла.

Таким образом, кварц стал первым минералом, который переводится из разряда симметричных кристаллов (32 класса) в разряд квазисимметричных кристаллов (215 классов). В соответствии с этим кварцу приписываются новые оси (рис. 3). Изменяется и установка кристаллов кварца. В связи с тем что кварц кроме атомной структуры имеет и блочную структуру, описание его строения производится не по двухступенчатой схеме: кристалл—атомная структура, а по трехступенчатой схеме: кристалл—блочная структура—атомная структура. Описание блочных структур производится по уровням квантования (от крупных к мелким). При выражении блочных

структур через прима-тетраэдры используют золотое сечение и числа Фибоначи, которые являются „природной нормой“ для кварца.

Из изложенного со всей очевидностью следует, что аналогичную работу следует провести и с другими минералами. Переход на описание строения и свойств минералов Земли методами гомологической минералогии – очередная задача, стоящая перед минералогами.

Возникает вопрос: является ли гомологическая минералогия окончательным учением о строении минералов. Великим Федоровым указан четкий путь, по которому должны идти минералоги настоящего и будущего: „симметрия – есть частный случай гомологии, гомология – есть частный случай корреляции, корреляция – есть частный случай проективности...“. Кто не пойдет этим путем, тот напрасно потратит свое время и труд. Хорошим примером, раскрывающим значение геометрического наследия Е. С. Федорова на новом уровне, является творческая деятельность В. И. Михеева, который, идя федоровским путем, дал человечеству 215 классов квазисимметричных кристаллов. По своему значению открытие 215 классов кристаллов, несомненно, одно из самых эпохальных событий не только в истории минералогии, но и вообще в истории наук о Земле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Михеев В. И. Гомология кристаллов. Л.: Гостоптехиздат, 1961.
2. Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии. М.: Высшая школа, 1963.
3. Леммлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973.
4. Рид В. Т. Дислокация в кристаллах. М.: Metallurgizdat, 1957.
5. Федоров Е. С. Новая геометрия как основа черчения. СПб., 1907.
6. Чепижный К. И. Строение кварцевого ядра // Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии. М., 1985.
7. Дэна Дж., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии. Т. 3. Минералы кремнезема. М.: Мир, 1966.

Г. В. Руссо, С. В. Чебанов

ФОРМА, СТЕРЕЗИС И ЭНЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ

Статья посвящена рассмотрению того, как при изучении кристаллов могут использоваться результаты, полученные в области общей морфологии, а также традиции, на которых основана общая морфология.

Для кристалломорфологии постановка такого вопроса весьма актуальна. Это объясняется тем, что кристаллография как самостоятельная наука вышла из недр геологии, в частности минералогии [24], затем постепенно практически полностью перешла в сферу физических дисциплин [19]. Геология и физика связаны с совершенно различными исследовательскими установками, традициями и ценностями: для геолога прежде всего важен исторический подход, связь кристаллов того или иного минерала с условиями и местом его образования, пространственная и фациальная привязка скоплений минералов [4]. Для физика же все эти обстоятельства несущественны, он должен выяснить общие закономерности формирования кристаллов данного минерала, описать инвариантные свойства, т. е. он тяготеет к генетическому подходу [9]. Для морфологии это прежде всего будут особенности кристаллической решетки и простые формы, именно с их изучением связаны задачи и методы кристаллографии.

В кристаллографии существуют и другие задачи. Например, А. Е. Ферсман ставил вопрос о необходимости изучения детальной морфологии кристаллов [17]. Сам он, опираясь на знание морфологии, мог различать минералы разных месторождений. Но такое направление исследований всегда считалось как бы ненаучным. Е. С. Федоров,

например, высмеивал (и не справедливо, как оказалось) М. А. Толстопятова за изучение деталей строения минералов [14]. Сейчас задачи именно исторических, а не генетических реконструкций стали актуальными в связи с проблемами онтогении минералов [8], минералы стали осознаваться как объекты, обладающие историей и индивидуальностью.

Осознание особенностей строения как исторического документа, понимание ценности уникального в строении кристаллов являются теми струями в минералогии и кристаллографии, которые вливаются в новое мощное движение в культуре. Это движение осознается как типологический подход, который объединяет, с одной стороны, таксономию и систематику, с другой — морфологию [22, 27].

У истоков морфологии стоял Аристотель [1], дальнейшее развитие она получила у Гете [7, 10].

В рамках морфологического подхода *форма* мыслится как смысловое единство различных частей, как то, что организуется в целое смыслом, который раскрывается человеком в ходе его познавательной деятельности. Для Аристотеля форма выступает как то, что в вещи противопоставлено материи, не является субстратом. Гете уточняет предмет морфологии, он изучает то в вещи, что сопоставимо с другими вещами того же типа. Поэтому форма выступает не просто как смысловое единство, которое объединяет, является общим для многих вещей одного класса, а значит, не связано с их материей, субстратом, эмпирическими особенностями, т. е. форма является безвидной. Например, осадочные горные породы разделяются по размерам зерен, их слагающих, и песчаник может иметь самый различный химический состав.

Несмотря на свою безвидность, форма легко опознается человеком, исследователем. Так, кристаллы с древности выделялись в особый класс объектов, и основой их выделения было наличие огранки. Аналитическое описание огранки появилось значительно позднее (например, [21]), а вначале наличие огранки, несмотря на ее несовершенство, воспринималось целостно, т. е. воспринималась именно форма.

Однако работа с целостными образами не характерна для науки; она стремится к четкому и операционально ясному определению понятий [23]. При этом, описывая внешнюю форму, обычно переходят к фигурам, которым можно дать четкое определение, описать характеризующие их законы. По такому пути пошла и кристаллография: огранка стала описываться через правильные многогранники, внутреннее строение — через математически выделенные полиэдры Е. С. Федорова и т. д. [24]. Современная кристаллография, прежде всего геометрическая, изучает фигуру кристалла, которая постепенно замещает форму кристалла как предмет кристаллографического исследования. Основатели кристаллографии четко понимали это обстоятельство. Так, Е. С. Федоров подчеркивал, что многогранники — это только идеализация строения кристаллов [20]; А. В. Шубников различал геометрическую и материальную фигуры [26]. Но потом различие формы и фигуры стерлось, и форма стала полностью отождествляться с геометрической фигурой.

Мы попытаемся вернуться к форме (в аристотелевом ее смысле) кристалла как к единству его смысловых различий. Тогда форма кристалла будет характеризоваться не только геометрией, но и распределением примесей по кристаллу, дефектами его строения и т. д. Все аспекты организации кристалла будут выступать как особенности его формы, которую и предстоит описать как их единство.

Форме у Аристотеля противостоит *стерезис*, лишенность [1]. Обычно форме противопоставляется содержание — это антипод формы не в морфологическом, а в философском ее понимании. Философское понимание формы восходит к Гегелю [6], который по сути отождествлял форму с фигурой через снятие различия формы формирующей и формы сформированной.

Стерезис Аристотеля — это нечто совсем иное, это то, что противостоит форме как лишенное ее. Аристотель различал несколько аспектов стерезиса. Некоторые из них явно соотносимы с кристаллографическими понятиями. Во-первых, стерезис может раскрываться как материя, субстрат. Таким образом, это те частицы, из которых идет

построение кристалла. С другой стороны, стерезис – это нарушение идеальной формы при ее реализации. Например, идеальный кристалл мыслится как бесконечный, однако реальный кристалл огранен. Огранка выступает как дефект [16], т. е. проявляется как стерезис по отношению к кристаллической решетке. Кроме того, стерезис мыслится как потеря полноты потенции при актуализации: конкретный кристалл может иметь только определенные размеры, из всех возможных полиморфных модификаций данного вещества в конкретном образце проявляется только одна. И, наконец, стерезис проявляется как дефект, разрушение формы. В этом аспекте как проявление стерезиса выступают все дефекты вплоть до двойникования и расщепления [19]. Таким образом, все особенности реальных кристаллов – их огранка, наличие конкретных размеров, дефекты – проявление стерезиса, т. е. стерезис определяет предмет раздела кристаллографии, занимающегося исследованием дефектов в кристаллах, подобно тому, как геометрическая форма задает предмет геометрической кристаллографии.

Итак, форма, реализуясь, оказывается неразрывно связанной со стерезисом. Источником стерезиса может быть другая форма, реализующаяся одновременно с исследуемой, например форма среды, в которой идет кристаллизация. Таким образом, конкретная реализация формы в фигурах определяется тем, с какими формами, выступающими как стерезис, соприкасается исследуемая кристаллическая форма [18].

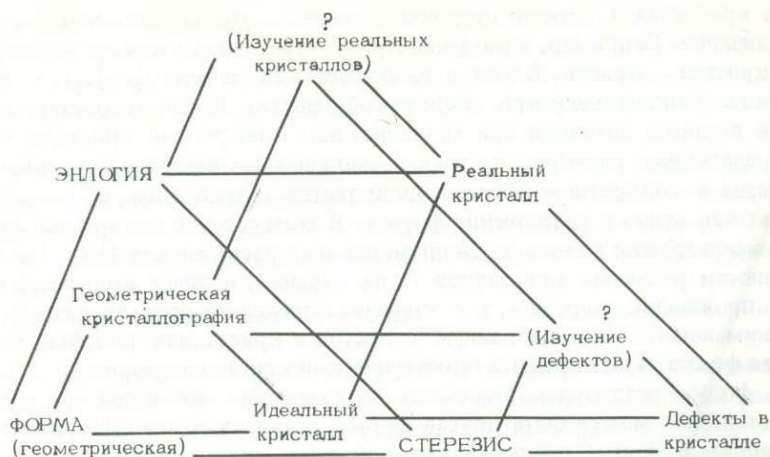
Такое единство формы и стерезиса выступает как *энлогия*. Энлогия – результат взаимодействия нескольких форм, проявленный в фигуре исследуемой формы, только и доступной для наблюдения. В ходе такого взаимодействия изменяются и фигуры реализации взаимодействующих форм. В результате такого двухстороннего взаимодействия, которое можно назвать интерпретирующим, порождается целостный образ вещи в данных обстоятельствах – энлогия [22].

В наблюдении исследователю дана именно энлогия. Даже возможность визуального наблюдения связана с тем, как, с одной стороны, кристалл, а с другой – глаз человека взаимодействуют со светом, т. е. мы наблюдаем уже энлогию. Но исследователь обладает и собственной формой, которая частично реализуется при постановке любого опыта.¹ Скажем, разные люди, следуя одной и той же инструкции, будут немного по-разному готовить затравки для выращивания монокристаллов, а значит, и получать разные результаты.

Форма исследователя меняется в ходе исследования, он как бы, следуя Галилею [25], задает вопросы природе и меняется, получая ответы на них. Но, реализуя условия для ответа – условия опыта, он изменяет вещи и тем самым увеличивает вклад в энлогию собственной формы. Обычно ученые стараются регламентировать этот вклад, описывая условия опыта и т. д. Однако это удается сделать только тогда, когда речь идет о простых ситуациях и задачах, когда известно, что именно нужно регламентировать. Например, нами недавно было выяснено, что состояние раствора до момента начала кристаллизации влияет на соотношение монокристаллов и двойников, выпадающих из раствора [13]. Кому раньше могло прийти в голову регламентировать способы подготовки растворов?

Таким образом, если задачи оказываются сложными, часто приходится полагаться на целостный опыт исследователя, на его интуицию. Это приводит к принятию в науке экспертных оценок [3]. Энлогия при этом существенно обогащается, но становится индивидуально ориентированной. Это требует организации специальных форм коммуникации ученых, которые можно реализовать лишь при больших затратах времени и средств, и если возникают особо сложные и принципиально важные задачи, то на это, как правило, идут.

¹ Это положение можно проиллюстрировать таким примером. Изучалось влияние света на скорость роста кристаллов. Руководитель имел концепцию, предсказывающую возможность такого влияния, которую изложил исполнителю. Исполнитель идеей проникся и получил ожидаемые результаты. Опыты ставились грамотно и неумышленная „подгонка” данных была невозможна. Через год у руководителя появились сомнения в верности своей концепции, и тот же исполнитель, повторявший опыты, узнав об этом, получил результаты, не отвечающие ни одной из существующих гипотез.



Триадическая структура основных понятий, связанных с изучением кристаллов. Выделяются триады: общей морфологии (форма–стерезис–энлогия), объектов кристаллографии (идеальный кристалл–дефекты в кристалле–реальный кристалл), разделов кристаллографии (геометрическая кристаллография–изучение дефектов–изучение реальных кристаллов). В скобках со знаком вопроса – разделы кристаллографии, не получившие еще специальных названий.

Резюмируя, отметим, что в рассматриваемой области можно выделить переходные триады [22], приведенные на рисунке.

Широко распространенное сейчас изучение дефектов в кристаллах пока не осознается как отдельная область знания и не имеет устоявшегося названия. Приведенная на рисунке структура демонстрирует осмысленность выделения этих исследований в самостоятельный раздел.

Выше намечены фокальные точки сопряжения общей морфологии с кристалломорфологией. Возможно, осталось непонятным, какие конкретные задачи можно решать с помощью морфологического подхода и стоит ли вообще привлекать общую морфологию к изучению кристаллов?

Морфологический подход сейчас применяется в филологии и биологии. Так, морфологическим методом анализа текстов была показана одновременность написания Л. Н. Толстым различных фрагментов „Войны и мира” [14]. В биологии методами общей морфологии был решен вопрос о том, почему листья вяза в отличие от листьев большинства деревьев являются асимметричными [11].

Интересно в связи с этим указание А. А. Любищева на то, что „всякое новое явление обычно кажется имеющим малое значение (пример электричества, игравшего сначала роль какого-то курьеза, а со временем ставшего всеобъемлющей субстанцией)” [25]. Поэтому важно достичь такой ситуации, в которой „новые удивительные факты, противоречащие обычному представлению, встречаются не с недоверием или известным недоброжелательством, а с сочувствием” [12].

Что касается кристалломорфологии, то в ней в принципе могут быть решены „вечные” вопросы, подобные тому, почему одни вещества образуют двойники регулярно, другие изредка, а третьи никогда, или, например, намечены критерии смыслового различения естественных и синтетических драгоценных камней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристотель. Сочинения в 4-х томах. М.: Мысль. Т. 1, 1976. 552 с.; Т. 2, 1978. 688 с.
2. Баранцев Р. Г. Системные триады и классификация // Теория и методология биологических классификаций. М.: Наука, 1983. С. 81–89.
3. Бешелев С. Д., Гурвич Ф. Г. Математико-статистические методы экспертных оценок. М.: Статистика, 1980. 264 с.

4. Вопросы методологии в геологических науках. Киев: Наукова Думка, 1977.
5. Галилей Г. Избранные труды. Т. 1. М.: Наука, 1964.
6. Гегель Г. В. Ф. Наука логики. Т. 2. М.: Мысль, 1971. 248 с.
7. Гете И. В. Избранные сочинения по естествознанию. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 553 с.
8. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975. 339 с.
9. Грушин Б. А. Очерки логики исторического исследования. М.: Высшая школа, 1961. 214 с.
10. Канаев И. И. Иоганн Вольфганг Гете. М.; Л.: Наука, 1964. 262 с.
11. Кренке Н. П. Соматические показатели и факторы формообразования // Феногенетическая изменчивость. Т. 1. М.: Биол. ин-т им. Тимирязева, 1933–1935. С. 11–415.
12. Мейен С. В. Принцип сочувствия // Пути в неизвестное. М.: Сов. писатель. 1977. Вып. 13. С. 401–430.
13. Нардов А. В., Руссо Г. В., Петров Т. Г. Влияние механической предистории раствора на двойникование кристаллов гипса // Кристаллография и кристаллохимия. 1985. Вып. 5.
14. Орлов Ю. К. О статистической структуре сообщений, оптимальных для человеческого восприятия. НТИ. Сер. 2. 1970. № 8. С. 11–16.
15. Петров Т. Г., Пунин Ю. О., Трейвус Е. Б. Дефекты роста кристаллов при их выращивании из растворов: Конспект лекций // 4-я Междунар. шк. спец. по росту кристаллов. Ч. 2. Суздаль: Изд-во АН СССР, 1980. С. 41–52.
16. Петров Т. Г., Трейвус Е. Б., Пунин Ю. О., Касаткин А. П. Выращивание кристаллов из растворов. Л.: Недра, 1983. 200 с.
17. Писаржевский О. Н. Ферсман. М.: Сов. писатель, 1967. 400 с.
18. Руссо Г. В., Чебанов С. В. Основные понятия кристалломорфологии в системе кристаллографических и морфологических дисциплин // Физика кристаллизации. Вып. 8. Калинин, 1985. С. 113–123.
19. Современная кристаллография. Т. 1–4. М.: Наука, 1978–1981.
20. Федоров Е. С. Основания морфологии и систематики многогранников // Зап. Импер. СПб. минер. об-ва. 1895. Ч. 30, сер. 2. С. 241–341.
21. Федоров Е. С. Симметрия и структура кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 630 с.
22. Чебанов С. В. Представления о форме и естествознании и основания общей морфологии: *Orgaanilise vormiteoria*. (Теория органической формы). Тарту, 1984. С. 25–40.
23. Шарапов И. П. Логический анализ некоторых проблем геологии. М.: Недра, 1977. 144 с.
24. Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии. М.: Изд-во Высшая школа, 1968. 171 с.
25. Шорников В. С. О некоторых проблемах эволюции и математической биологии // Системность и эволюция. М.: Наука, 1984. С. 82–91.
26. Шубников А. В. Перспективы развития учения о симметрии // В кн.: Кристаллография. М.: Изд-во литературы по черной и цветной металлургии, 1951. С. 33–47.
27. Щедровицкий Г. П. Построение теории сложного популятивного объекта: Системные исследования. М.: Наука, 1975.

Е. И. Успенский

МИНЕРАЛ КАК СИСТЕМА

Многие проблемы современной минералогии, в первую очередь генетической, связаны, с одной стороны, с огромным количеством получаемой разнотипной информации о минералах, их сообществах, генезисе, с другой — с отсутствием какого-либо приемлемого общего подхода к обработке данных. Это положение усугубляется тем, что многие попытки математического анализа минералогических явлений и вопросов, связанных с интерпретацией данных, полученных при минералогических исследованиях, носят частный, а иногда и поверхностный характер. Эти попытки сводятся в основном к чисто статистическим исследованиям. В поиске общих подходов представляется необходимым исходить из того положения, что минерал может быть представлен в виде модели динамической системы, что подчеркивает необходимость применения к минералу системного анализа и системно-кибернетического подхода.

Кибернетика и системотехника благодаря работам Н. Винера, К. Шеннона, У. Р. Эшби, Д. фон Неймана, А. И. Берга, В. М. Глушкова и других в последние десятилетия привели не только к широкому применению ЭВМ и созданию роботов, но и к большим успехам в других науках, где методы и подходы кибернетики и системотехники,

имеющие огромное методологическое значение, были применены для описания биологических, экологических, лингвистических и других систем и структур.

Система — широко используемое понятие. Л. фон Берталанфи [2] отмечал, что каждый, кто захотел бы проанализировать наиболее употребляемые современные понятия и ходячие выражения, обнаружил бы в самом начале списка слово „система”. Так не менее можно выделить признаки, свойственные всем системам [7]: а) в основу всех определений кладется представление о множестве элементов, при этом учитывается относительность понятия „элемент”; б) развитием представления об относительности систем и элементов является представление об иерархичности систем; в) во всех определениях указывается, что элементы множества объединяются в систему через посредство отношений и связей; г) развитием понятия „отношение” является понятие „структура” системы; д) система противостоит среде, с которой взаимодействует; е) для ряда систем указывается наличие у них собственного поведения; ж) для ряда систем отмечается их цели и выдвигается проблема управления.

Минералу свойственно большинство из данных признаков. Это и определяет возможность описания минерала, используя системно-кибернетические модели. Попытки описания минерала и минералообразующего процесса в рамках рассматриваемого подхода впервые предприняты Н. П. Юшкиным [15]. В основу модели им положена классическая шенноновская модель системы связи [13], которая является основой „системной теории информации” [8]. На основе данной модели была рассмотрена природа шумов в минералогической информации и методы ее очистки [16]. Необходимо подчеркнуть, что термин „минералогическая информация” не является просто необоснованным и украшательским перенесением понятий в минералогию из других областей знания. В минерале нет блоков памяти, нет места, куда вставляются флориды или магнитные ленты, нет датчиков, которые записывают информацию о процессе. Система „минералогической памяти” имеет иной принцип ее реализации. Каждое отклонение от состояния идеальной матрицы, каждая примесь, дефект, ЭДЦ, каждая макро- (зональность, секториальность и др.), мезо- (микрорельеф граней и др.) или микрогетерогенность являются функционально связанными как с состоянием минералообразующей среды, так и с процессами, происходящими в нелинейной околокристалльной зоне, где реализуется суперпозиция влияний среда—минерал.

Таким образом, в данном случае мы имеем дело с опосредованной, функциональной „памятью”, где определенным значениям параметров минералообразующей среды соответствуют значения признаков минерала, причем функциональные зависимости могут также изменяться в зависимости от ситуации в среде. Существует информационная система (ИС), которая реализована в объеме материального носителя — реального кристалла, но построена она на другом принципе, чем известные ИС. Представляется чрезвычайно интересным создание „минералогического функционального информационного языка” (каждая ИС предполагает наличие языка) для описания ИС—минерал, который может существенно обогатить как теорию информации [15], так и теорию ИС.

Минерал и минералообразующий процесс в рамках шенноновской модели были представлены в работе [16] следующим образом: источник информации (минералогенетическая среда) посылает сообщение (параметры среды) передатчику, который состоит из двух подсистем: блока кодирования информации (система взаимосвязей „минерал—среда”) и блока запоминания и хранения информации (минерал). Блок кодирования посылает сигнал (компонент структуры минерала) блоку запоминания и хранения информации. С подключением системы исследования появляется приемник информации и ее получатель. Н. П. Юшкиным было также предложено рассчитывать информацию о минералогенетическом процессе на основании формулы К. Шеннона [13] для количества информации. Кроме того, им были сформулированы законы, относящиеся к информационному взаимодействию минерала и минералообразующей среды. Представляется интересным переводение этих законов на язык математики.

В данной работе сделана попытка создания системной модели минерала („блок хранения и запоминания информации”), которая описывает процесс приема и записи

сигналов из блока кодирования информации (система взаимосвязей „минерал—среда”) на материальном носителе. Кроме того, рассматриваются связи между признаками минерала, характер заполнения признаков, их реализация и другие вопросы. Предлагаются приемы оценки индикаторной способности признаков и ее обчета во внесистемных единицах. Рассматриваются проблема типоморфности и конвергентности признаков и принцип выявления иерархичности в ответственности признаков за сигналы с разных уровней организации. Обсуждаются также некоторые вопросы теоретического и прикладного характера.

Известно [3], что для исследования системы прежде всего необходимо составить блок-схему структурно-функциональной организации, следующим этапом является составление математической модели системы, ее редукция и др. При анализе системы „минерал” ясно, что структурно-функциональную схему необходимо строить на основе совокупностей признаков минерала (степеней свободы) или их характеристик. Группирование признаков по формальной или субъективной оценке, т. е. „физические”, „химические”, „термолюминесцентные”, „конституционные” и др. группы признаков, представляется нам неверным, так как такое группирование не может обеспечить динамического описания модели.

Любой признак из совокупности, описывающей систему, обладает такими основными характеристиками, как кинетика реализации в зависимости от внешних и внутренних воздействий, пределами реализации и местом в структуре связей между признаками. Сутью предлагаемой модели является группирование однотипных характеристик признаков в функциональные блоки (ФБ) с математическим описанием функций и связей между ними и в них и синтез ФБ в рамках единой модели. Каждый ФБ состоит из совокупности ячеек, „информационных уровней”, по Н. П. Юшкину [15], которые соответствуют конкретным признакам. Такое функциональное группирование различных характеристик признаков дает возможность общего строгого их описания в рамках каждого ФБ. Кроме того, необходимо введение каких-то идеализированных точек отсчета, которые обеспечат строгое и „однообразное” описание каждого ФБ. В качестве исходной точки, базиса данной модели, использовано понятие „кристаллической среды”, по Г. Б. Бокию [6], причем огранка, точнее набор комбинаций простых форм, и крайние эффекты, которые отбрасываются при определении данного понятия, могут быть введены в данную модель в виде морфологических признаков и введены в „блок кодирования информации” соответственно. Таким образом, *базис данной модели можно определить как кристаллическую среду, обладающую совокупностью постоянных признаков, связанных между собой набором связей, а также совокупностью вырожденных признаков и связей между ними и постоянными признаками.* Очевидно, что каждый признак будет обладать пределом максимального заполнения, „нормой”, по Н. П. Юшкину [15]. В реальных условиях вырождение частично или полностью снимается и происходит реализация тех или иных признаков и связей. В то же время происходит смещение значений постоянных признаков от константных идеальных значений, а также искажение или уничтожение постоянных связей. Необходимо отметить, что такая система изменяющихся признаков и связей дает возможность при добавлении к ней пространственно-временных характеристик в динамике описать поведение минерала от момента зарождения до его исчезновения, т. е. может в будущем лечь в основу математической модели онтогении минерала. Очевидно, что каждый вариант развития минерала в определенных геолого-минералогических условиях будет описываться определенным „фазовым портретом”, включающим в себя реализованные „фазовые траектории” и являющимся подмножеством множества всех возможных „фазовых траекторий”, т. е. „поля системы” [5].

Минерал представляется в виде следующих функциональных блоков—подсистем.

1. *ФБ реакции* описывает реакцию минерала на то или иное воздействие, ее пределы, интенсивность и дифференциацию сигналов по информационным уровням. Н. П. Юшкиным вводилось понятие „чувствительность реакции”, характеризующее объем

изменений в среде, отражающийся в единице нормы реакции минерала, но так как чувствительность реакции величина размерная, для общей оценки она не подходит.

Мы предлагаем общую единицу оценки всех типов реакции признаков минерала на воздействия параметров среды – степень резонанса (СР) [10] („закон минералогенетического резонанса” [15]). Она может быть получена следующим образом. Поскольку существует избирательность восприятия сигналов из минералообразующей среды различными информационными уровнями (признаками) минерала, то можно рассматривать реакцию каждого признака на воздействия среды отдельно. Кроме того, можно свести рассмотрение к анализу функций зависимости реализации и заполнения признаков от нескольких переменных – параметров среды (оптимизация). Способ получения СР сводится к нормировке рассматриваемой функции по максимуму теоретически возможного заполнения признака (норма). Тогда СР будет равна отношению интервала выработки нормы для заданного интервала параметра среды, на котором функция стремится к линейной, к норме заполнения признака. Величина отношения исчисляется в процентах. Затем строится функция: СР–параметры среды. В дальнейшем при рассмотрении величин заполнения признаков для реальных условий также применяется нормировка по максимуму возможного заполнения признака.

Таким образом, мы получаем возможность сравнивать скорости изменения признаков в пределах норм, т. е. анализировать их „активность”. Этот подход очень важен, так как появляется возможность выявления „сохраняющих реакций” (термин А. М. Ляпунова) системы минерал и анализ ее поведения. Частным случаем такого анализа является оценка индикаторной способности различных признаков минерала (одинаковые единицы измерения признаков), которая сводится к дифференцированию функций нескольких переменных и сравнению величин производных на необходимых интервалах параметров среды. Также возможен анализ чувствительности реакции. Таким образом, ФБ реакции представляет собой совокупность ячеек, в которых записаны теоретически и экспериментально полученные функциональные зависимости „признак минерала–параметры среды”, их резонансные функции, а также производные функции данных зависимостей. Очевидно, что в реальных условиях они будут реализовываться не все, но также очевидно, что в процессе онтогении минерала будут задействоваться то одни, то другие ячейки, описывающие то или иное отклонение от идеального состояния. Также необходима запись функций „чувствительность реакции признака–параметры среды”. При реализации данного блока в памяти ЭВМ возможно быстрое сравнение и выбор наиболее оптимальных признаков-индикаторов. Кроме того, этот блок дает возможность рассматривать реакцию минерала на воздействия среды как единый процесс, явление, т. е. исследовать поведенческий аспект.

2. *Конституционный ФБ* описывает всю совокупность информационных уровней реального кристалла (теоретически возможная совокупность), связанных причинно-следственными связями, возможность их образования и исчезновения в зависимости от изменений в минералообразующей среде, а также математическое выражение реальных связей. В данном случае целесообразно, перефразируя выражение Ю. А. Урманцева [9]: „что должно быть, что может быть, чего не может быть для систем”, поставить вопрос так: „какие признаки и связи между ними должны быть, могут быть и не могут быть для минерала как системы? ... или для конкретного минерального вида?”.

Возможно, что такая максимальная совокупность признаков и связей между ними не может быть реализована в природе, хотя однозначно этого сказать нельзя. В связи с тем что сама структура связей несет информацию, целесообразно выделение подсистемы в данном ФБ, описываемой в рамках теории графов и отражающей изменение связей во времени. Целесообразно также энергетическое описание связей. Так как существуют признаки, непосредственно связанные с минералообразующей средой (признаки 1 ранга), и признаки, связанные со средой опосредованно через первые, между ними помещается система линейных уравнений состав–свойства [12]. Очевидно, что данной системы недостаточно для описания всех зависимостей между признаками первого и второго ранга, но на данном этапе исследований эта система вполне

удовлетворительна. Кроме того, отметим, что системы уравнений регрессии выражают связи как таковые, т. е. связи в кибернетическом смысле этого слова. В дальнейшем необходимо на основании данной модели проанализировать механизм реализации данных уравнений (создать системную модель реализации этих уравнений), а точнее — выявить процессы, приводящие к возникновению этих связей в той или иной матрице. Может быть интересным анализ степени резонанса при дифференциальном анализе совокупности уравнений регрессии. В данном случае мы можем рассмотреть передачу „сообщений” к признакам, непосредственно не связанным со средой.

3. *Экстенсивный ФБ* описывает изменение количественных показателей признаков минерала в пределах областей допустимых значений для определенных геолого-минералогических ситуаций. Интервал возможной реализации величины признака устанавливается между состоянием кристаллической среды (константа для постоянных признаков, нуль для вырожденных) и нормой (норма для вырожденного признака, плюс-минус норма для постоянного). Исходя из этого, можно ввести общую единицу количественного заполнения признаков, которая названа амплитудой резонанса (АР) и определяется как отношение отклонения значения признака от идеального состояния (нуль или константа) к норме заполнения признака. Величина отношения исчисляется в процентах. Каждое значение АР соответствует определенному участку одной из ячеек ФБ реакции. АР дает возможность единообразного описания данных, получаемых при исследованиях реальных объектов, что значительно облегчит типоморфические исследования. Кроме того, существует возможность дополнительных количественных характеристик типоморфности (кроме просто констатации различия значений признака). Получив область допустимых значений признака для определенных объектов, можно построить на ней кривую распределения величин признака. Дифференцируя эти кривые, можно выяснить, на каких интервалах нормы ситуации в реальных объектах близки и где различны (совпадающие границы областей допустимых значений или область пересечения). То же самое касается признаков, границы областей реализации которых не совпадают. Так как каждое значение АР обусловлено определенной ячейкой ФБ реакции и участком функциональной зависимости, описываемой ею, чрезвычайно интересным представляется анализ тех или иных значений АР и соответствующих им величин признаков.

4. *Пространственно-временной ФБ* реализуется при добавлении к экстенсивному ФБ пространственно-временных параметров, а также кристаллографических характеристик. Описывает изменение величин заполнения признаков как в пределах индивида, так и геолого-минералогических объектов. Построение полей изменения количественных характеристик признаков (или АР) позволяет строго судить о иерархии типоморфных признаков. Характер огибающих поверхностей для совокупности АР позволяет выяснить, воздействиями какого пространственного масштаба была реализована полученная на основании данных минералогического картирования совокупность данных поверхностей изменения признаков, а также иерархичность ответственности признаков за сигналы с разных уровней организации. (Признаки привязываются к масштабу геолого-минералогических объектов). Это дает возможность реконструкции палеополей параметров среды и их масштабности, причем если мы последовательно рассматриваем значения признаков, полученные при онтогенетическом анализе индивидов, можно реконструировать также изменения конфигурации палеополей параметров среды на относительной шкале времени. Этот ФБ в дальнейшем может дать возможность создать модели поведения определенных минеральных видов в месторождениях различных генетических типов. Следует отметить, что именно подобный анализ необходим при типоморфических исследованиях. Безусловно необходима выяснения кинетики реализации признаков, пределов их „работы” и реализации, характера пространственного распределения и иерархичности. Кроме того, отличие одинаковых признаков совершенно необязательно всегда должно быть типоморфным. Эти отличия могут носить флуктуативный характер, могут являться следствием косвенного или прямого влияния каких-то регулятивных процессов и т. д. Тем более необходим строгий

анализ. К сожалению, приходится констатировать, что этого практически никогда не делается, а слово „типоморфный” ставится перед любыми данными, полученными при минералогических исследованиях. Ясно, что чрезвычайная насыщенность литературы „типоморфными признаками” ведет к дискредитации изначально верной идеи.

5. *ФБ регуляции*. На явление самоорганизации при развитии минералов и на наличие обратной связи минерал—среда уже неоднократно указывалось различными исследователями [1, 4, 6, 11, 15 и др.]. Минерал в процессе своего роста, преобразования и существования может являться и статической, и динамической системой. В динамическом режиме энергия связей между элементами системы соизмерима со средней энергией возмущений среды. В этом режиме система реализует некоторые процессы, сохраняющие ее целостность. Система сохраняет свою целостность, изменяя количественные характеристики связей между элементами либо меняя саму структуру связей. Режим сохранения может, по-видимому, определяться также реализацией или исчезновением степеней свободы системы. Модель такой динамической системы была построена и исследована У. Р. Эшби [14], получив название „гомеостата”. Гомеостатический принцип часто встречается в природе даже на молекулярном уровне. Для минералов также можно указать реализацию этого принципа. Это перестройки морфологии кристаллов минералов, широко обсуждаемые в литературе. С этой точки зрения может быть интерпретирована зональность кристаллов и др. Ясно, что ФБ регуляции должен описывать способы сохранения минералом своей качественной определенности при тех или иных возмущающих воздействиях среды, подводящих его к краю области допустимых состояний („поле системы”). С понятием „гомеостазиса” тесно связано понятие „устойчивости системы”, которое определяется как свойство системы возвращаться в некоторое установившееся состояние или режим после нарушения последнего какими-либо внешними или внутренними факторами [5].

Очевидно, что многие „сохраняющие реакции” осуществляются в околокристалльной зоне, где в процессе роста кристалла функционируют диссипативные структуры [1]. Они реализуются в состояниях, далеких от равновесия, и являются самоорганизующимися системами. Кристаллическая структура равновесна и гораздо более пассивна, хотя многое в околокристалльной зоне определяется ею. С проблемой создания ФБ регуляции тесно смыкается проблема создания модели околокристалльной зоны („зоны кодирования”, по [16]). В данном случае важно привлечение работ по синергетике и диссипативному структурообразованию в открытых нелинейных системах (И. Пригожин, Г. Хакен, М. Эйген, В. Эбелинг, Э. Н. Елисеев, А. М. Асхабов и др.). При создании ФБ регуляции и модели околокристалльной зоны появится возможность получения принципов и алгоритмов поиска сохраняющих реакций системы минерал. Кроме того, могут быть охарактеризованы энергетические сети диссипации энергии в зоне кодирования и причины образования пространственных макро- и микронеоднородностей реального минерального индивида.

Также возможно создание *ФБ деструкции*, который описывает все способы потери минералом (или его информационными уровнями) качественной определенности, а также кинетику этих процессов (возможные пути потери минералом информации о его генезисе [16]). ФБ деструкции по своей структуре похож на ФБ реакции и описывает поведение системы минерал, когда она выходит за край „поля системы” [5].

Следующим этапом развития предлагаемой модели является детализация и уточнение ее структурно-функциональной организации, а также поиск оптимальных математических моделей или их композиций. Хороший обзор различных математических моделей динамических систем дан в [3].

Таким образом, предлагаемая модель может послужить эффективным средством объединения знаний о минерале в единую систему, что чрезвычайно важно на данном этапе развития минералогии.

1. Асхабов А. М. Диссипативные структуры в кристаллогенезисе. Сыктывкар, 1982. 26 с. (Сер. препринтов „Науч. докл.“ / АН СССР, Коми фил. Вып. 88).
2. Берталанфи Л. Общая теория систем – обзор проблем и результатов // Системные исследования: Ежегодник-1969. М.: Наука. С. 30–54.
3. Глушков В. М., Иванов В. В., Яненко В. М. Моделирование развивающихся систем. М.: Наука, 1983. 350 с.
4. Жабин А. Г. Методологические вопросы генетической минералогии // Методология и теория в геологии. Киев: Наукова Думка, 1982. С. 82–100.
5. Крайзмер Л. П. Кибернетика. М.: Экономика, 1977. 279 с.
6. Методологические проблемы кристаллографии. М.: Наука, 1985. 296 с.
7. Системный подход в современной биологии (Материалы встречи-дискуссии) // Системные исследования: Ежегодник-1970. М.: Наука, 1970. С. 7–136.
8. Уилсон А., Уилсон М. Информация, вычислительные машины и проектирование систем. М.: Мир, 1968. 415 с.
9. Урманцев Ю. А. Симметрия природы и природа симметрии. М.: Мысль, 1974. 229 с.
10. Успенский Е. И. Минерал как система. – В кн.: Теория и методология минералогии. Т. 1. Сыктывкар, 1985. С. 7–8.
11. Успенский Е. И. Возможность использования системных моделей в минералогических исследованиях // Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии. М., 1985. С. 241–243.
12. Фёкличев В. Г. Информационные возможности модели многомерной зависимости состава – свойства изоморфных групп минералов // ДАН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 204–205.
13. Шеннон К. Работы по теории информации и кибернетике. М.: ИЛ, 1963. 829 с.
14. Эшби У. Р. Конструкция мозга. М.: ИЛ, 1962. 398 с.
15. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 291 с.
16. Юшкин Н. П., Эстерле О. В. Природа шумов в минералогической информации и методы ее очистки // Типоморфизм и генетическая информативность минералов. Сыктывкар, 1979. Минер. сб. № 6. С. 15–35.

Б. И. Смирнов

ПАРАГЕНЕЗИС КАК СИСТЕМА

В 1924 г. В. И. Вернадский писал: „Учение о парагенезисе лежит в основе современной минералогии. Лишь путем точного и полного изучения парагенезиса минералов можно подойти к широким обобщениям в этой области знаний” [2, с. 426]. С тех пор прошло более шести десятилетий, минералогия обогатилась новыми идеями, методами, фактами, однако роль парагенетических исследований не только не уменьшилась, но и существенно возросла. Сейчас учение о парагенезисе составляет важную и неотъемлимую часть теоретической минералогии, а парагенетические методы все шире используются для решения задач прикладной (поисковой) минералогии. Не случайно поэтому в генерализованной схеме Н. П. Юшкина [14, 15], отражающей главнейшие направления развития современной минералогии, проблема изучения сообществ минералов (в том числе и закономерных, т. е. парагенетических) выделена в виде самостоятельного – синминералогического – направления. Вместе с тем нельзя не отметить, что эффективность парагенетических исследований ниже, чем мы могли бы ожидать, ориентируясь на познавательные возможности этого направления.

Кризисность сложившейся ситуации обнаружилась уже в начале 60-х годов, что и послужило причиной известной дискуссии тех лет. В центре дискуссии оказался вопрос об определении понятия „парагенезис”. Широкое обсуждение этой проблемы не только способствовало уточнению позиций различных исследователей, но и позволило выявить общность взглядов многих из них на природу парагенезиса. Заметной вехой на этом пути явилось соглашение, принятое в 1966 г. на проходившем во Фрайберге Брейтгаупт-коллоквиуме:

„Минеральная ассоциация — это сообщество минералов, происхождение которого вызвано несколькими генетически различными действиями и сочетание которого, следовательно, может быть случайным.

Минеральный парагенезис — это минеральная ассоциация, возникшая закономерно в течение определенного, ограниченного в пространстве и времени процесса, обусловленного прежде всего физико-химическими законами” [16, с. 10].

Это направление, явившееся итогом работы Международной парагенетической комиссии, закрепило *закономерный* характер парагенетической ассоциации и этим подчеркнуло большие познавательные возможности парагенетического метода. Однако до сих пор „в обороте” находится около двух десятков определений понятия „парагенезис” [15]. Их появление обусловлено вполне понятным стремлением минералогов, изучающих магматические, метаморфические, гидротермальные, рудные образования, включать в определяющую часть соответствующих дефиниций признаки, отражающие специфику минеральных парагенезисов в тех или иных классах горных пород и руд. Естественно, что ни одно из этих определений не обладает свойством универсальности, что, вообще говоря, заметно снижает теоретический уровень учения о парагенезисе. Однако главный недостаток большинства из функционирующих сейчас определений заключается, по моему мнению, не в их чрезмерной специализации (в отдельных, не столь уж редких ситуациях, это даже полезно), а в их неоперациональности: они дают нам представление о том, что понимается под парагенезисом, но не содержат четких и недвусмысленных указаний на то, как и на основании каких критериев следует объединять минералы в парагенетическую ассоциацию. Во многом это связано с тем, что основное внимание исследователей долгое время концентрировалось на объяснительной стороне определений понятия „парагенезис”. Между тем широкое внедрение в практику минералогических работ парагенетических исследований показало, что недостаточно знать причины и механизм формирования парагенезисов, надо также уметь вполне однозначно выделять парагенетические ассоциации из комплекса сонаходящихся в том или ином геологическом теле минералов.

К. Попа, ссылаясь на де Моргана, одного из основателей математической логики, указывает, что в определении „должно быть достаточно информации, чтобы мы могли выделить охватываемые термином предметы их всех других предметов... Определяющее выражение должно ... заключать в себе критерии отбора или выделения предполагаемых определяемым термином предмета их числа остальных предметов, не охватываемых данным термином” [9, с. 61]. Определение, не содержащее в себе критериев отбора (применительно к нашей проблеме — критериев парагенетичности), не может в достаточной мере выполнить одну из основных своих функций, а именно: служить средством идентификации, классификации объектов. Это резко снижает праксеологические возможности определения как инструмента научного познания. В рамках нашей задачи игнорирование классифицирующей функции определений ведет в невоспроизводимости результатов парагенетических исследований и как следствие — к неоднозначности, субъективности генетических выводов.

Одной из причин такого невнимания к операциональной стороне определений термина „парагенезис” является слишком упрощенное понимание процедуры парагенетического исследования. Как уже отмечалось нами ранее [12], сложную проблему парагенезиса полезно расчленить на две относительно более простые задачи, каждая из которых преследует свои цели и решается своими специфическими методами. Ту часть парагенетических исследований, которая соответствует формированию составов парагенетических ассоциаций, уместно обозначить особым термином — „парагенетический анализ”. Успешная реализация этого этапа невозможна, если процедура поиска, выделения совокупности парагенетически связанных минералов описана недостаточно четко. В свою очередь такого рода процедура требует ясного и недвусмысленного формулирования критериев парагенетичности набора признаков, свойств, присущих парагенетической ассоциации и отсутствующих у случайного сообщества минералов. Важность этого этапа несомненна: от того, насколько объективно мы формируем

парагенезис, во многом зависит надежность и научно-практическая значимость парагенетического исследования в целом.

Естественным продолжением этапа I (парагенетического анализа) является физико-химическая или иная содержательная (генетическая) интерпретация его результатов. Эту процедуру целесообразнее обозначить термином „анализ парагенезисов” (этап II).

На этапе II основной акцент исследования переносится на вопросы: что стоит за найденным на этапе I парагенезисом, какие факторы предопределили ассоциирование минералов в данном конкретном геологическом теле?

Правильно построенное, достаточно строгое определение одинаково важно и для этапа I (реализация классифицирующей функции), и для этапа II (реализация объясняющей функции определения).

Если же рассматривать парагенетическое исследование в целом, т. е. как органическое единство теоретического и прикладного аспектов познавательной процедуры, то вскрывается еще одна функция определения. Являясь, с одной стороны, важнейшим теоретическим конструктом, а с другой — необходимым и эффективным инструментом решения практических задач, определение выступает, таким образом, в роли связующего звена между теорией и практикой парагенетических исследований:



Естественно возникает вопрос: выполняют ли существующие определения все те функции, о которых говорилось выше? Анализ основных, используемых сейчас в минералогической практике определений понятия „парагенезис” обнаруживает, что последние либо вовсе не содержат каких-либо указаний на критерии и процедуры выделения парагенетических ассоциаций, либо предлагают в качестве показателей парагенетичности признаки, которые в реальной ситуации не позволяют отделять парагенезис от случайного сообщества минералов. Так, например, попытки конструирования парагенетических ассоциаций на основе критерия равновесности нередко ведут к ситуации порочного круга: чтобы выделить парагенезис как ассоциацию сосуществующих взаимно равновесных минералов, необходимо знать параметры физико-химической обстановки, в которой происходило минералообразование; сведения же об этих параметрах мы чаще всего получаем на основе анализа парагенезисов. С аналогичными трудностями сталкиваются исследователи, отождествляющие парагенезис с минеральной ассоциацией, приуроченной к определенной стадии (фазе, этапу) минералообразования. Можно согласиться с тем, что именно с такими периодами относительной стабильности физико-химических параметров среды связано появление устойчивых минеральных ассоциаций — парагенезисов. Нередко, однако, минералоги, работающие на одном и том же объекте, придерживаются различных точек зрения на его генезис, что ведет к разнобою в определении границ, интенсивности и продолжительности стадий минералообразования и как следствие к плохо согласующимся результатам парагенетического анализа.

Необходимо также отметить, что критерии, используемые в настоящее время при выделении парагенезисов в магматических, метаморфических, гидротермальных (рудных) образованиях, не применимы при обособлении закономерных ассоциаций минералов в осадочных (обломочных) породах.

Дело, очевидно, не в недостатке усилий, предпринимавшихся минералогами для уточнения понятия „парагенезис”, а в принципиальной неразрешимости данной проблемы средствами, не выходящими за рамки сугубо минералогической области знаний и имеющими к тому же ярко выраженную „генетическую” окраску. Последнее обстоятельство как раз создает предпосылки для возникновения ситуации порочного круга. Вот почему столь интересны поиски иных решений этой задачи, среди которых в первую очередь следует указать такие: использование аппарата математической статистики [3] и др., построение вещественно-структурных моделей, опирающихся на концепцию иерархической организации природных объектов [1], привлечение формализованных представлений о связи между геологическими телами и свойствами [4]. Хотя эти исследования и не привели к формулированию приемлемых для минералогов определений парагенезиса, они, несомненно, способствовали укреплению более широкого, чем прежде, взгляда на парагенезис вообще и на процедуру выделения парагенетических ассоциаций в частности.

Дальнейший прогресс в развитии учения о парагенезисе мы связываем с привлечением в эту область минералогии идей и понятий системного подхода [11, 12]. Типичным определением системы является, например, следующее: „множество взаимосвязанных элементов, образующее устойчивое единство и целостность, обладающее интегральными свойствами и закономерностями” [7, с. 10–11]. Сопоставление понятий „парагенезис” и „система” показывает, что они обладают многими общими чертами. Для систем характерна стабильность взаимосвязей между составляющими ее элементами, т. е. ясно выраженная структурная определенность, устойчивая даже при изменении внешних по отношению к системе условий. Это придает системе черты целостного, организованного по определенным законам образования. Аналогично и для парагенезиса характерна устойчивость взаимоотношений между его членами. Характер этих взаимоотношений, так же как и состав парагенетических ассоциаций, остается одним и тем же даже при изменении (до определенного предела, разумеется) условий среды минералообразования. Благодаря такой устойчивости и вытекающей отсюда повторяемости минерального состава и был открыт парагенезис и зафиксирован как важнейшее минералогическое явление.

По сути своей сходны и задачи, стоящие перед системным анализом и парагенетическим исследованием [7]. Это указывает на допустимость и правомерность рассмотрения парагенезиса минералов как системного объекта, что открывает перспективы широкого использования в парагенетических исследованиях понятий и методов системного анализа.

А. И. Уемов под системой понимает „множество объектов, на котором реализуется отношение с заранее заданным свойством” [13, с. 3]. Символьная запись этого определения имеет вид:

$$S = \text{def } [R(m)] P,$$

где S — система; def — дефиниция; m — системообразующие единицы; R — отношения между ними; P — некоторое заранее зафиксированное свойство, определяющее выбор системообразующего отношения R и играющее в связи с этим роль системной концепции.

Процедуру конструирования системы можно представить в виде последовательности операций: $P \rightarrow R \rightarrow \{m\} = S$. Таким образом, чтобы построить систему, вначале следует задать, исходя из смысла решаемой задачи и учитывая специфику исследуемого явления, некоторое свойство P , затем на его основе найти класс отношений R , согласующийся с этим свойством, и, наконец, перечислить множество элементов $\{m\}$, на которых реализовано отношение R .

В рамках нашей задачи концепция P должна отражать наиболее важные свойства парагенезиса минералов как целостного, устойчивого по отношению к внешним условиям образования: P_1 — единство места нахождения („смежность”, „сопребывание”, „совместное нахождение”, „нахождение минералов в природе в одном и том же минеральном теле” и т. п.); P_2 — единство геологической истории членов одной

парагенетической ассоциации „совместное образование”, „общие условия образования”, приуроченность к „одной ступени минерального равновесия”, к стадии процесса, характеризующейся „определенным энергетическим уровнем”, возникновение в „течение определенного, ограниченного в пространстве и времени процесса” и т. п.).

Исследуя эти свойства на теоретических моделях или на реальных объектах, можно определить соответствующий тип отношений между минералами одного парагенезиса. Заметим, что, конкретизируя свойства P_1 и P_2 , мы будем получать в каждом случае некоторые специальные виды отношений. Эти отношения, именуемые в общей теории систем системообразующими, применительно к обсуждаемой здесь проблеме могут быть названы критериями парагенетичности.

Проиллюстрируем вышесказанное примерами.

I. P_1 — геологическое тело магматического происхождения; P_2 — равновесность совместно образованных минералов; R — однородность размеров, состава и оптических свойств минералов, принадлежавших одному парагенезису; резкое (скачкообразное) изменение этих свойств при переходе от одного парагенезиса к другому; наличие общих индукционных поверхностей роста [10].

II. P_1 — рудное тело; P_2 — приуроченность минералов, находящихся в парагенезисе, к одной ступени, фазе рудообразующего процесса; R — структурно-текстурные отношения, определяющие разновозрастность минералообразования; специфичность химического состава, кристалломорфологические особенности минералов, входящих в единую парагенетическую ассоциацию [5, 8].

Нетрудно убедиться, что подход к парагенезису как к некоторой специально организованной системе действительно позволяет построить обобщенную схему парагенетического анализа, включающую в качестве частных случаев выделение парагенезисов на основе известных, широко используемых критериев. Вместе с тем этот подход дает возможность разрабатывать новые, нетрадиционные критерии парагенетичности. Так, при парагенетическом анализе минеральных ассоциаций, наблюдаемых в осадочных (кластогенных) породах, ни один из признаков, привлекаемых в качестве критериев парагенетичности для изверженных или рудогенных образований (примеры I и II), неприменим. Опираясь же на обобщенную системологическую схему, можно предложить следующее определение понятия „парагенезис минералов в осадочной породе”: „Совокупность сонаходящихся в определенном геологическом теле (P_1) минералов, объединяемых идентичностью их поведения в осадочном процессе (P_2) и характеризующихся в связи с этим сопряженностью и однонаправленностью изменения их содержаний (R)”.

Сконструированное таким образом определение способно реализовать как объяснительную (P_1 , P_2), так и классифицирующую (R) функции. Проверка работоспособности этого определения, выполненная на конкретном геологическом материале (см., например, [6]), показала его высокую эффективность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. „Парагенезис минералов” и „формация” в ряду образований различных уровней организации // ЗВМО. 1972. Ч. 101, вып. 3. С. 281–289.
2. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. IV, кн. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 264 с.
3. Вистелиус А. Б. Мера связи между членами парагенезиса и методы её изучения // ЗВМО. 1948. Ч. 77, вып. 2. С. 147–158.
4. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации: Парагенезис // Новосибирск: Наука, 1972. 120 с.
5. Добровольская М. Г., Шадлун Т. Н. Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. М.: Наука, 1974. 210 с.
6. Затхей Р. А., Смирнов Б. И. Конструирование и генетическая интерпретация минеральных парагенезисов в осадочных образованиях // Теоретические и прикладные исследования в минералогии. Т. 2. Сыктывкар, 1985. С. 96–97.

7. Кузьмин В. П. Принцип системности в теории и методологии К. Маркса. М.: Политиздат, 1976. 247 с.
8. Петровская Н. В. О понятии „парагенетическая минеральная ассоциация” // Геол. рудн. месторожд. 1967. № 2. С. 69–78.
9. Попа К. Теория определений. М.: Прогресс, 1976. 250 с.
10. Попов В. А., Попова В. И. К определению понятий „парагенезис”, „генерация минерала” и „стадия минерализации” // ЗВМО. 1973. Ч. 102, вып. 6. С. 736–739.
11. Смирнов Б. И. Статистические методы выделения ассоциаций химических элементов и минералов // Математические методы исследования в геологии. М.: ВИЭМС, 1975. 62 с.
12. Смирнов Б. И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе. М.: Недра, 1981. 176 с.
13. Уемов А. И. Методы построения и развития общей теории систем. М.: Наука, 1971. 18 с.
14. Юшкин Н. П. История минералогии и эволюции фундаментальных минералогических идей. Сыктывкар, 1984. 52 с. (Сер. препринтов „Науч. докл.” / АН СССР, Коми фил.; Вып. 102).
15. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 292 с.
16. Rösler H.-J., Wolf M. Der Paragenesbegriff-Diskussion um seine Definition in der Segenwart // Freiburger Forschungshefte. 1969. С. 266. S. 9–17.

А. В. Калиновский

ТОПОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Геологическое пространство характеризуется закономерным сочетанием пространственных систем минералов и их ассоциаций. Эти системы представляют собой реальное выражение геолого-минералогического пространства. Они изучаются топоминералогией [12] и могут быть названы топоминералогическими системами (ТМС). Топоминералогические системы – это естественные, закономерные, статические пространственные минералогические системы, через которые проявляется геолого-минералогическое пространство.

Топоминералогические системы – системы интегративные [3], но при реконструкции их генезиса „наблюдаемая суммативность перейдет в реконструированную органическую целостность ([3], с. 14). Органически целостные ТМС могут быть выделены на основе синминералогических систем [10], т. е. парагенезисов, парагенетических рядов, представляющих синминералогическую формулу (СМФ) топоминералогических систем. Примером СМФ могут служить минеральные кадастры. По-видимому, понятие синминералогических систем следует расширить выше структурного уровня минеральных тел, до синпетрологических систем, тогда можно будет говорить о СМФ парагенезиса, минерального комплекса, минералогического района, провинции. Выделение статически устойчивых синминералогических рядов

$$A = a_1 k_1 + a_2 k_2 + \dots a_n k_n,$$

где A – вид синминералогической системы, a_1 – элемент ее (минерал, парагенезис, минеральный комплекс и др.), k_1 – весовой коэффициент, обеспечит классификацию синминералогических систем (например, минеральных месторождений) при естественно выделяющихся границах таксономических подразделений [5]. Конкретная ТМС – это синминералогическая система плюс характер пространственных и временных связей ее элементов. Соответственно вид ТМС – это вид синминералогической системы и вид связей ее элементов.

Таким образом, состояние геологического пространства может быть описано путем расчленения его на целостные топоминералогические системы и далее – через состояние ТМС, которое может быть выражено множеством пространственных функций – минералогических полей [1, 9, 12 и др.]. Поскольку понятия „поле”, „аномалия” могут применяться для характеристики других систем минералогии (например, конституционных), в отношении объектов топоминералогии более подходит термин „топоминералогическое поле” (ТМП). Характеристиками изменчивости ТМП служат логически или функционально выделяемые топоминералогические

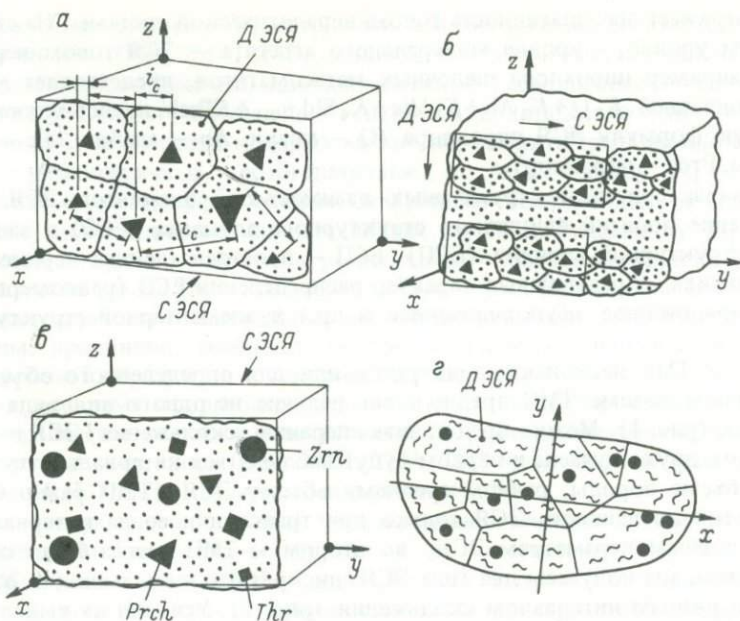


Рис. 1. Схематическая иллюстрация дискретных (Д ЭСЯ) и скользящих (С ЭСЯ) элементарных структурных ячеек топоминералогических систем.

а – абсолютной элементарной таксономической ассоциативной (Д ЭСЯ) и элементарной ассоциативной (С ЭСЯ) ТМС пироклора квалъмитов; i_c – интервал скольжения; x, y, z – параметры С ЭСЯ; крапом обозначен кварц-альбит-микроклин-слюдаый агрегат; *б* – случай относительности выделения Д или С ЭСЯ в зависимости от вектора скольжения; *в* – С ЭСЯ комплексной ассоциативной ТМС пироклора (Prch), циркона (Zrn) и торита (Thr); *г* – Д ЭСЯ региональной двумерной ТМС щелочных редкометалльных квалъмитов. Ось абсцисс x совпадает с осью линейности ТМС, пересечение координатных осей – с геометрическим центром (ГЦ) ТМС; заштытые кружки – проявления метасоматитов; фигурный пунктир – метаморфические и магматические минеральные комплексы.

аномалии (ТМА) (минералогические аномалии в [1, 9, 12 и др.]) и топоминералогическая зональность (ТМЗ).

Необходимое условие выделения ТМС – непрерывность геологического пространства. Система метеоритов не является топоминералогической. Структурный уровень объектов, являющихся топоминералогическими системами, ограничен снизу минеральными индивидами, а сверху – глобальной топоминералогической системой планеты. Один абстрактный минеральный индивид еще не ТМС, так как он есть система элементов, но не элемент системы. Топоминералогической системой может быть пространственное сообщество более чем одного минеральных индивидов одного или разных видов. Следовательно, анатомия индивидов не является предметом топоминералогии.

Сформулированные Н. П. Юшкиным представления о топоминералогическом объекте (топосе) и об элементе картирования [11, 12] могут быть дополнены введением понятия элементарной структурной ячейки ТМС (ЭСЯ). Необходимость этого введения, например для метризации структур горных пород, рассматривалась Р. Л. Бродской [2]. Ж. Матерон малую область геометрического поля (рудного тела) называл геометрической базой [6]. Понятие ЭСЯ связано с дискретной непрерывностью геологического пространства и имеет смысл для всех структурных уровней ТМС.

Элементарная структурная ячейка ТМС – относительная вероятностная переменная пространственная величина, выражающая минимальный необходимый и достаточный векторный объем, в котором скалярная составляющая топоминералогического поля с заданной вероятностью приближается к поверхности ТМП рассматриваемой ТМС.

ЭСЯ отражает ассоциативность топоминералогической системы. На самом нижнем структурном уровне — уровне минерального агрегата — ЭСЯ топоминералогической системы, например пироклора щелочных метасоматитов, представляет минимальный объем с ассоциацией: $K_1 Q + K_2 Ab + K_3 Mic + K_4 Sld + \dots + KPrch$, представляющей синминералогическую формулу ЭСЯ пироклора (Q — кварц, Ab — альбит, Mic — микроклин, Sld — слюды, Prch — пироклор).

Для характеристики структурных взаимосвязей элементов ЭСЯ необходимо также введение понятий единичного структурного элемента (ЕСЭ) и занимаемой им единичной структурной позиции (ЕСП). ЕСП — пространственная переменная вероятностная величина, определяющая характер распределения ЕСЭ (равномерное — неравномерное, упорядоченное — неупорядоченное и др.) в элементарной структурной ячейке (рис. 1).

ЭСЯ для ТМС нескольких минералов или для определенного объема минерала в элементарном объеме ТМС предполагает наличие не одного индивида минерала А, а нескольких (рис. 1). Можно представить операцию „скольжения” ЭСЯ в координатах ТМС для этих двух случаев: в первом будут наблюдаться интервалы отсутствия минерала А в объеме породы, равном среднему объему ЭСЯ (ТМП равно 0), и можно говорить о тождественности ЭСЯ только при трансляции ее на интервал, в среднем равный векторным параметрам ЭСЯ; во втором — ТМП всегда будет отлично от 0. Таким образом, мы получаем два типа ЭСЯ: дискретную и скользящую, отличающиеся существенно разным интервалом скольжения (рис. 1). Условия их выделения относительноны и могут зависеть от вектора скольжения (рис. 1).

Понятие ЭСЯ позволяет доказать непрерывность дискретных топоминералогических систем и, следовательно, принципиальную возможность описания их непрерывными ТМП. Непрерывность ТМС вытекает из непрерывности геологического пространства и доказывается непрерывностью составляющей ЭСЯ ассоциации ЕСЭ. Необходимые условия непрерывности: 1) однородность сравниваемых элементов, которая может быть видовой, генетической и временной; 2) постоянство СМФ или непрерывность ее изменения; 3) постоянство или непрерывность изменения среднего объема ЭСЯ. В приведенном выше примере это непрерывная ассоциация минералов при обязательном наличии пироклора. В системах более высоких иерархических уровней меняется порядок ЭСЯ, ее функциональное выражение, но при соблюдении трех условий непрерывности мы увидим аналогичную картину. Например, для ТМС района развития щелочных метасоматитов (рис. 1, з) наблюдается непрерывная ассоциация совокупности минеральных тел метаморфитов и магматитов при наличии тел метасоматитов. Изменяются только связи однородных элементов. При этом каждая надъячейка наследует на нижних уровнях все многообразие этих уровней, по которым она может быть рассмотрена с не менее достаточным основанием, чем по ЭСЯ своего уровня. Таким образом, ТМС (и описывающие их ТМП) могут быть дискретными или непрерывными в зависимости от ранга рассматриваемой системы.

Для полного описания топоминералогических систем необходима единая иерархическая система понятий ТМС, ТМП, ТМА, ТМЗ. На основе разработанной Н. П. Юшкиным [12] классификации минералогических полей представляется возможным выделение типов и рангов ТМС и соответственно описывающих их полей, аномалий, зональности. По способу описания ТМС возможны три группы: параметрические типы ТМС — ТМС различных элементов геолого-минералогического пространства, т. е. системы по используемым параметрам (см. ниже); комбинационные типы — по количеству используемых однородных параметров¹; пространственные типы — подразумевается рассмотрение ТМС в одно-, двух- и трехмерном пространстве.

По взаимосвязям элементов ТМС также выделяются три группы: а) функциональные типы, учитывающие внутреннюю структуру и морфологию ТМС, среди них могут

¹ По Н. П. Юшкину [12], следует выделять элементарные, комплексные (в [12] — комбинированные), полные, а также совмещенные типы ТМС.

быть линейные—изометричные, симметричные—асимметричные, дискретные—непрерывные (для типов ТМС, ТМП, ТМА, ТМЗ), однородные—зональные, нормальные—аномальные, контрастные—неконтрастные, однонаправленные, гармоничные, мозаичные; б) минералогенетические типы, учитывающие генетическую типизацию ТМС; в) пространственно-временные типы, среди которых можно перечислить традиционно выделяемые сингенетические—эпигенетические, протогенетические; по А. Г. Жабину [4] — сингенетические—диагенетические—метаморфизованные, синхронные—асинхронные, моноциклические—полициклические, моностадийные—полистадийные; по Д. В. Рундквисту [8] — расходящиеся—сходящиеся, прямые—обратные, регрессивные—прогрессивные и др.

Иерархические ранги ТМС, классификация которых разработана Н. П. Юшкиным [12], включают агрегаты (минеральные ассоциации), минеральные тела, минералогические районы, провинции, геоблоки, геосферы, планеты. Системы промежуточных между ними уровней образуются совокупностью основных.

В настоящее время сформулированы понятия концентрационных, конституционных [9], минералогенетических и качественных [12] минералогических полей. Полная система параметрических типов ТМС, ТМП, ТМА, ТМЗ может быть разработана на основе выделенных Н. П. Юшкиным систем минералогии [10].

Система минерального индивида предопределяет наличие в геологическом пространстве кристаллических фаз минералов, т. е. присутствие ТМС, и предполагает описание ТМС абсолютными ТМП, принимающими значения от 0 (минералы отсутствуют) до 1 (полностью кристаллическое непористое пространство). Если абсолютное ТМП отлично от 0, возможно описание ТМС по конституционным системам минералогии конституционными ТМП в соответствии с их иерархичностью от квазичастичного, ядерного структурного уровня до уровня анатомии и морфологии кристаллов ([10], с. 42). Далее необходимо учесть ассоциативность ТМС — ассоциативные ТМП, которые при описании ассоциаций минералов по таксономическим системам минералогии будут таксономическими ассоциативными ТМП, по синминералогическим системам (парагенезисам, минеральным типам, формациям, комплексам) — синминералогическими ассоциативными ТМП, по любым ассоциациям — просто ассоциативными ТМП, по соотношению минералов разных сингоний, видов симметрий — кристаллографическими ассоциативными ТМП, по структурно-текстурным характеристикам ассоциаций, параметрам ЭСЯ — структурными ассоциативными ТМП. Параметром ассоциативного поля является статистическая величина $P(A)$, выражающая, например на уровне минеральной ассоциации, вероятность нахождения элемента a_i (минерала) в любой j -той средней ЕСП ЭСЯ для ЕСЭ ассоциации или ее части, иными словами, это объемные отношения определенных минералов.

Конституционные и ассоциативные ТМП могут быть выражены обобщенными характеристиками, например: информационной энтропией — энтропийные конституционные и ассоциативные ТМП, по принципу наличия или отсутствия признака, т. е. фактически по принципу составления геологических карт — абсолютные конституционные или ассоциативные ТМП. Очевидно, что они могут принимать два значения: 0 и 1.

Из ассоциативных ТМП выводится тип концентрационных ТМП при условии определения не отношений между объемами минералов, а доли минералов или их группы в абсолютном объеме ЭСЯ, т. е. с учетом некристаллического пространства. Для выражения экстенсивных параметров ТМС (объема ТМС с определенными значениями ТМП, суммарного объема индивидов и т. д.) необходимо введение еще одного типа ТМП, которые можно назвать интеграционными ТМП. Интеграционное поле в общем случае равно интегралу произведения первой производной, например, концентрационного ТМП на первую производную объема, взятому по всему объему рассматриваемой части ТМС. В некоторых случаях удобен традиционный синонимичный термин „продуктивное ТМП” — для интеграционных полей по некоторым концентрационным и конституционным ТМП.

Термины ассоциативных ТМП применимы к соответствующим ассоциативным ТМС, остальные служат только функциональному описанию ТМС топоминералогическими полями.

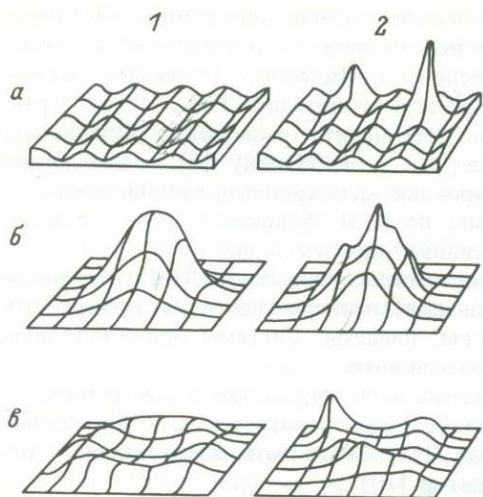


Рис. 2. Схематизированные типы нормальных (1) и аномальных (2) топоминералогических полей.

а — однородных; б, в — зональных.

Типы минералогенетических и пространственно-временных ТМП могут быть выражены только через параметрические ТМП, если параметры их учитывают информацию генетического, онтогенетического или геохронологического содержания. Возможно использование только ассоциативных ТМП: абсолютных ассоциативных, синминералогических и совмещенных ассоциативных. Основой выявления минералогенетической и пространственно-временной структуры ТМС служит генерализованный ассоциативный минералогический ряд, строящийся на основе онтогенетического ряда. Если для совокупности топоминералогических объектов, образующих ТМС, наблюдается непрерывный одномодальный ассоциативный ряд, его следует рассматривать в рамках одной минералогической формации. Самым верхним структурным уровнем, на котором возможно использование ассоциативных ТМП, будет уровень минеральных типов.

Топоминералогическое поле должно быть выражено числовыми характеристиками. Оно характеризуется поверхностью ТМП, каждая точка которой описывается скалярной и векторной составляющими ТМП. Скалярная составляющая равна значению параметров ТМП, векторная — выражает градиент изменчивости параметров ТМП. Скалярная составляющая равна сумме параметров топоминералогического фона (ТМФ) и топоминералогических аномалий. ТМС, ТМП, ТМА, ТМЗ ограничены пространственным контуром, который в случае нулевого ТМФ является нулевым пространственным контуром. Если ТМФ отличен от нуля, ТМП непрерывно, если ТМА ограничены нулевым контуром, ТМП дискретно в данной ТМС. Поверхность ТМП может быть выражена изолиниями или профилями поверхности ТМП, а также аналитически. Табличный способ не является отражением поверхности ТМП, это только массив скалярных параметров ТМП (может быть полным, неполным — для ТМС с дискретной ЭСЯ, выборочным — в случае скользящей ЭСЯ), по которому тем или иным способом эта поверхность будет моделироваться, т. е. мы всегда будем иметь модельную поверхность ТМП. Тренд-анализ не является в общем случае методом построения поверхности ТМП, поверхность тренда только выявляет некую тенденцию изменчивости ТМП, исходя из различных гипотетических моделей.

ТМП может быть относительно однородным и относительно зональным. Относительность этих характеристик связана с возможностью (или необходимостью) изучения части ТМС и условностью выделения при этом аномалий ТМП с различными рангами ТМС. Возможны два варианта изменчивости параметров ТМП: а) периодические колебания с числом периодов более двух при постоянном уровне значений, т. е. аномалии занимают несущественную часть пространства ТМС в рассматриваемом контуре (такие поля следует считать однородными); б) периодические колебания с двумя или менее периодами (до однонаправленных) при возможном присутствии колебаний второго и более низких порядков, т. е. аномалии занимают большую часть пространства ТМС и их не более двух — в одномерном пространстве, трех — в двумерном, четырех — в трехмерном. Эти условия соответствуют зональному ТМП (рис. 2).

Условия выделения аномалий очевидны при дискретности поля. Если параметры дискретного поля отличны от нуля, присутствует дискретная аномалия ТМП, которая может быть аномальной ступенью или зональной аномалией ТМП. Но в ТМС высшего уровня ТМП по этому же параметру может быть непрерывным. В непрерывных ТМП

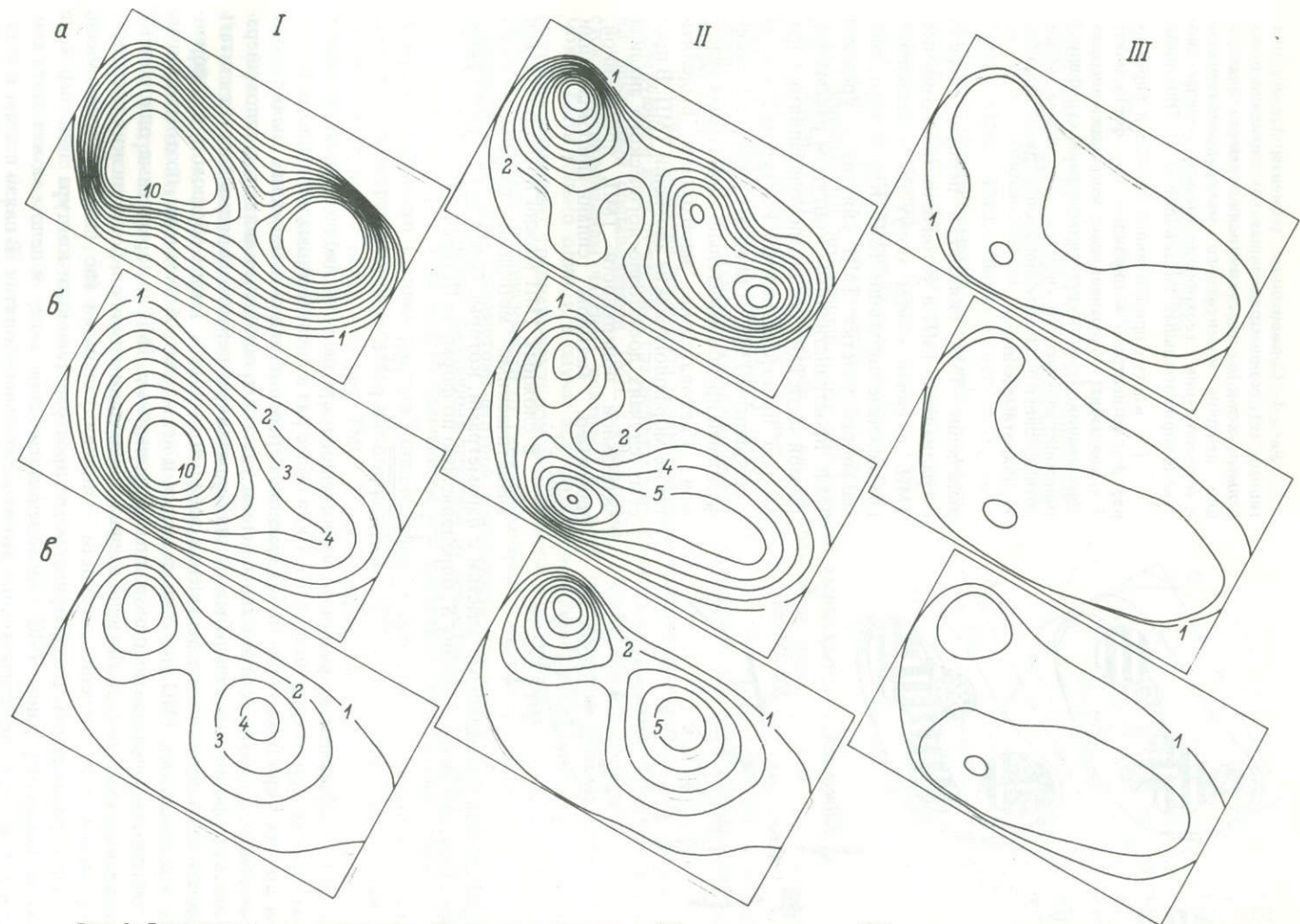


Рис. 3. Элементарные ассоциативные (I), концентрационные (II) и продуктивные (III) топоминаралогические поля фергусонита (а), пирохлора (б), колумбита (в).

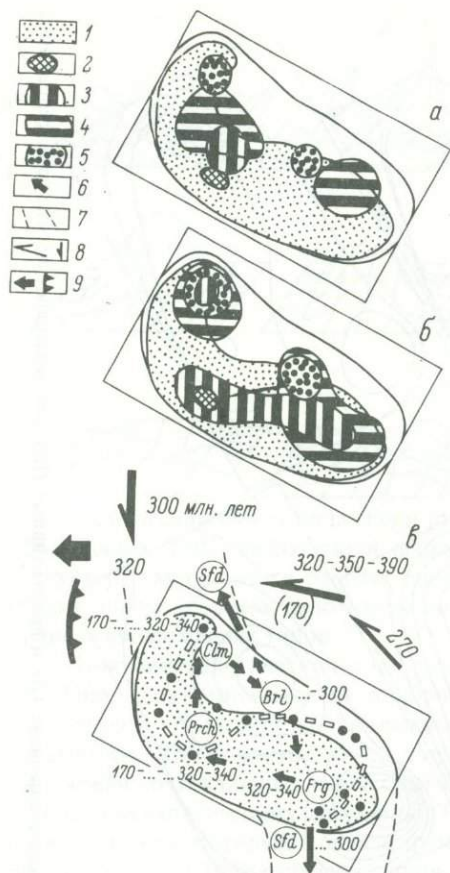


Рис. 4. Совмещенные элементарные ассоциативные (а), концентрационные (б) аномалии и модельная схема (в) пространственно-временной миграции центров интенсивного минералообразования в сопоставлении с геохронологической моделью эволюции горизонтальных дислокаций К. П. Плюснина.

1 – контур продуктивной аномалии пирохлора; 2 – ее центр; 3 – пирохлор; 4 – фергусонит; 5 – колумбит; 6 – направление миграции минералообразования; 7 – контур меридиональной сульфидной топоминералогической системы; 8 – левые субширотные сдвиги и субмеридиональные сдвиги-надвиги; 9 – широтные надвиги.

выделение ТМА связано в первую очередь с градиентом ТМП и устойчивостью градиента ТМП, в связи с чем могут быть выделены градиентные аномалии ТМП. Кроме того, аномальность участка ТМП связана с уровнем ТМФ, пространственным контуром рассматриваемой части ТМС, средними колебаниями параметров, пространственным контуром участков с градиентом ТМП, отличным от нуля, т. е. с морфологией предположительно аномальных участков. Следовательно, необходимо выделять также морфологические аномалии ТМП. В простых случаях достаточно логического анализа модельной поверхности ТМП, построенной, например, методом сплайн-аппроксимации (рис. 3).

В сложных ТМП можно воспользоваться аналитическими методами, например, усло-

виться считать аномальными участки с параметрами, которые более чем в 3 раза превышают статистическую величину S , определяемую по формуле Петерса:

$$S = \frac{1.25}{\sqrt{n(n-1)}} \sum_{i=1}^n |\bar{x}_i|,$$

где $|\bar{x}_i|$ – абсолютные разности выборочного среднего и наблюдаемого значения. Можно также при отклонениях в 10, 100 и более раз выделять аномалии первого, второго и других порядков. При этом аномалии первого порядка и аномалии, выявляемые по величине S , соответствуют аномальным участкам, остальные являются топоминералогическим фоном (в зональных полях аномалиями первого порядка следует считать удовлетворяющие условию выделения зонального поля). Таким образом, и в однородных, и в зональных ТМП могут выделяться и не выделяться аномалии, поэтому следует рассматривать аномальные однородные и зональные ТМП и нормальные однородные и зональные ТМП (рис. 2). Логично называть аномалии второго и более низких порядков локальными, а по степени сложности – индивидуальными (по [12]) и групповыми.

При расширении рассматриваемого пространственного контура или переходе к более высокому рангу ТМС топоминералогическое поле в целом может стать аномалией ТМП, т. е. пространственно это относительные понятия. В связи с этим классификации рангов ТМП и ТМА по соответствующим им топоминералогическим объектам должны совпадать.

Одна из основных задач изучения ТМС – выявление их зональности. Кроме детально разработанных в работах [6, 7 и др.] систем понятий и методов для количественного описания зональности в связи с предлагаемой единой системой понятий ТМС, ТМП,

Рис. 5. Векторы асимметрии центров тяжести ассоциативной (а), концентрационной (б) и векторы сдвига центров тяжести продуктивной (в) топоминералогических зональностей.

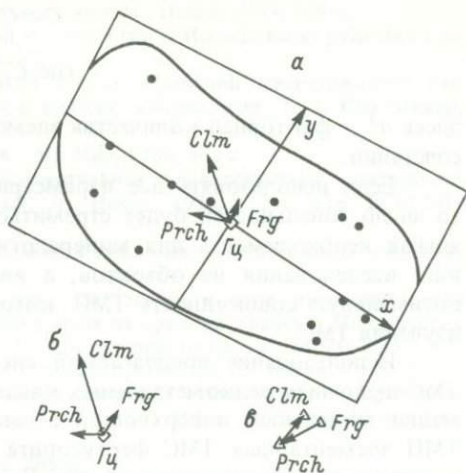
Гц — геометрический центр.

ТМА, ТМЗ представляется целесообразным использование и ряда других. Геометрический центр ТМС, ТМП, ТМА, ТМЗ определяется как центр тяжести геометрической фигуры, образованной контуром ТМС, ТМП, ТМА, ТМЗ. Широко используемое, но часто произвольно понимаемое понятие „центр зональности” следует заменить развернутой системой — центр тяжести ТМП, ТМА, ТМЗ, определяется как центр тяжести ТМП. Центр зональности, групповой центр зональности, локальный центр зональности выявляются при анализе модельной поверхности ТМП в соответствии с рассмотренными выше условиями выделения аномалий и зональных полей. Совмещенные центры зональности имеют смысл для комбинационных совмещенных типов ТМП (рис. 4) при геометрическом наложении аномалий по разным элементарным комбинационным или параметрическим типам ТМП.

Система понятий векторной характеристики зональности может быть предложена в следующем виде. N -частных градиент-векторов зональности (где $N \rightarrow \infty$) соответствующая векторной составляющей ТМП. Суммарный градиент-вектор зональности получается интегрированием частных векторов по всей поверхности зональности ТМП, он может быть только один, и в случае асимметрии зональности при симметричной равен нулю, n -суммарных градиент-векторов зональности второго порядка может быть различное количество в зависимости от типа симметрии зональности, количества центров зональности. Векторы асимметрии центров зональности, центров тяжести зональности характеризуют отклонение указанных центров от геометрического центра ТМП. Векторы сдвига центров зональности применимы для характеристики несовпадения любых центров зональности („сдвиг ареалов концентраций” в работе [7]). Векторы привязываются к пространственным осям и координатам ТМС, которые ориентируются согласно пространственному контуру ТМС. В случае линейной ТМС абсцисса совпадает с осью линейности ТМС (рис. 5), проходящей через Гц по максимальному удлинению пространственного контура.

Кроме векторных характеристик зональность может быть охарактеризована коэффициентом асимметрии центров зональности, равным отношению длины отрезков Гц—центр зональности и Гц—центр зональности—пространственный контур, а также коэффициентом асимметрии зональности, равным отношению „весов” ТМП противоположных от Гц частей ТМС, разделяемых линией, перпендикулярной вектору асимметрии центра тяжести зональности (интегрируется произведение параметров ТМП на расстояние от точки до разделяющей линии). Можно использовать также характеристику азимута асимметрии и т. п.

В связи с предлагаемой системой понятий топоминералогических систем становятся излишними такие выражения, как, например, „скрытая зональность”: любая зональность является скрытой, пока она не изучена, разница состоит только в методе изучения. Излишним будет такой признак, как „индикатор зональности”: зональность вообще существует только как альтернатива однородности; зональностей может быть столько же, сколько используется признаков. Например, для системы из 10 элементов возможны 1042 способа их сочетания по 1, 2, ... 10 элементов и соответственно 1042 зональности. Количество этих сочетаний определяется по формуле:



$$C = C_1 + C_2 + \dots + C_n,$$

$$\text{где } C_i = \frac{n!}{m!(n-m)!},$$

здесь $n!$ — факториал количества элементов системы; $m!$ — количества элементов в их сочетании.

Если использовать все параметрические типы ТМП для ТМС из 10 минералов, то число зональностей будет стремиться к бесконечности. Отсюда вытекает принципиальная необходимость для минералогии ограничения количества объектов исследований, исследования не объектов, а явлений на основе объектов. Необходимо найти оптимальную совокупность ТМП, которую можно будет рассматривать как методику изучения ТМС.

Использование предлагаемой системы при изучении зональности региональной ТМС щелочных редкометалльных кварцитов с построением методом сплайн-аппроксимации модельных поверхностей ассоциативных, концентрационных и продуктивных ТМП элементарных ТМС фергусонита (Frg), пирохлора, колумбита (CIm) (рис. 3), составляющих онтогенетический ряд: Frg → Prch → CIm, построением векторов асимметрии центров тяжести и сдвига центров тяжести ТМЗ этих же ТМС (рис. 5) и построением совмещенных ТМП (рис. 4) позволило выявить ряд принципиально важных закономерностей. Основные из них: установлена топоминералогическая роль главного балансового минерала ТМС минералогического района, в данном случае пирохлора, для которого наблюдается совпадение центров элементарной ассоциативной (параметр ТМП: Prch/Σ(CIm, Frg, Prch)) и концентрационной зональности с центром зональности продуктивной (рис. 3). Совпадают с последними также центры конституционной (по параметру Nb/Ta) и таксономической ассоциативной ТМЗ (максимальное разнообразие видов и разновидностей минералов группы пирохлора). Такое же совпадение наблюдается на уровне ассоциации минеральных тел, т. е. поля метасоматитов. Таким образом, возможен региональный и локальный прогноз продуктивности по комплексу топоминералогических полей. Кроме того, установлено правое вращение радиус-векторов асимметрии центров тяжести зональности (рис. 5) и центров зональности (рис. 4) в указанном онтогенетическом ряду, которое интерпретируется как соответствующее пространственно-временное смещение интенсивности и экстенсивности процессов минералогенезиса по периферии эллипсоидно-S-образного тектонического блока — „сквозной” субвертикальной тектонической структуры, ограничивающей распространение проявлений редкометалльных метасоматитов. Это смещение увязывается с геохронологическими данными по метасоматитам и сопоставляется с геохронологической моделью горизонтальных дислокаций активизированного блока байкалид. В результате построена топоминералогическая пространственно-временная минералогенетическая модель формирования метасоматитов (рис. 4, в), объясняющая наблюдаемую совокупность редкометалльных и сульфидных проявлений как членов непрерывного полимодального ассоциативного ряда. По топоминералогическим данным обоснованно непрерывно-прерывистое последовательное формирование редкометалльных и сульфидных объектов при смене субширотных левых сдвигов субмеридиональными дислокациями.

Предложенная единая система понятий топоминералогических систем, полей, аномалий и зональности может быть удобной для формализации геологического пространства и для полного количественного описания топоминералогических объектов, а также может быть использована при создании теории топоминералогических систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В. В., Ляхов Л. Л. Общность геологического и геофизического понятий „поля” и „аномалии” как основа комплексных геолого-геофизических исследований // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 6. С. 60–65.
2. Бродская Р. Л. К вопросу о метризации структур горных пород // ЗВМО. 1972. Ч. 101, вып. 5. С. 297–300.

3. Дымков Ю. М., Парагенезис минералов ураноносных жил. М.: Недра, 1985. 208 с.
4. Жабин А. Г. Стадиальный анализ в генетической минералогии // Исследование рудообразующих минеральных систем. Свердловск, 1981. С. 45–55.
5. Калиновский А. В. Формализованный подход к классификации месторождений как совокупности минеральных индивидов // Теория и методы минералогии. Т. 2. Сыктывкар, 1985. С. 135–136.
6. Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М.: Мир, 1968. 408 с.
7. Неженский И. А., Рундквист Д. В. Количественная характеристика зональности оруденения месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1976. 112 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 262).
8. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
9. Чесноков Б. В. Минералогическое картирование как метод оценки перспективности рудных районов (на примере Березовского рудного района на Среднем Урале) // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1975. С. 27–37. (Тр. Свердловского горного ин-та; Вып. 106).
10. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии: Избранные проблемы. Л.: Наука, 1977. 291 с.
11. Юшкин Н. П. Проблемы и перспективы топоминералогических исследований // Проблемы региональной минералогии. Сыктывкар, 1978. С. 3–32. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 24).
12. Юшкин Н. П. Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.

О. В. Эстерле

СТАТИСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СВЯЗАННЫХ ЭЛЕКТРОНОВ И ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ

С появлением новейших методов исследования минералов (электронного микронзонда, электронографии и т. д.) наши представления о минеральном веществе существенно обогатились. Выяснилось, что многие минералы, считавшиеся однородными, на самом деле неоднородны: некоторые „минералы” оказались тонкими смесями, некоторые химические элементы, считавшиеся изоморфными примесями в минералах, образуют ультратонкие минеральные включения [2, 8].

Дальнейшим развитием наших представлений является рассмотрение минерала как динамичного, изменчивого во времени объекта. Выяснено, что минерал стабилен только в случае полного равновесия с окружающей его средой, реальная же среда постоянно меняет свои параметры. Это приводит к необходимости приспособления минерала к новым условиям, к определенному его „поведению” в реальной среде [6]. Таким образом, развитие наших представлений о минерале можно условно разбить на этапы: идеальный кристалл—реальный кристалл с дефектами, примесями и включениями—реальный динамичный кристалл, приспособляющийся к изменчивым условиям существования.

Поведение минерала можно для наглядности сравнить с поведением опущенной в вязкую среду системы отвесов разной длины или массы, точки подвеса которых одновременно случайным образом смещаются в горизонтальной плоскости, а вязкость среды тоже случайным образом меняется в зависимости от температуры и давления (каждый отвес отображает отдельный тип неравновесностей).

Моменты равновесия минерала, составляющие определенную, вероятно, незначительную часть времени его существования, хорошо описываются классической термодинамикой. Однако она не может описать процесс перехода минерала из одного равновесного состояния в другое. Часто скорости процессов, протекающих в минералах, весьма малы, и если, например, скорость остывания минерала выше, чем его способность приспособляться к окружающей температуре, возникает большое отклонение от равновесия. В неравновесных условиях поведение минерала может сильно отличаться от его поведения при стабильном равновесии [6].

Минерал реагирует на изменение параметров окружающей среды путем различных превращений: полиморфных, фазовых, химических, диффузией дефектов и примесей,

распадом твердых растворов, раскристаллизацией продуктов метамиктного распада, укрупнением кристаллитов и т. д.

Особым случаем превращений в минеральных системах (т. е. индивидах, парагенезисах и т. д.) является их направленное превращение, т. е. эволюция. Огромное число фактов доказывает, что минеральные системы необратимо усложняются, эволюционируют: вещество земной коры дифференцируется, появляются новые минеральные виды из химических элементов с низкими кларками и т. д. Накоплен большой материал по наблюдению эволюционных превращений минералов [4].

Специалисты считают, что эволюционные процессы в минеральных системах происходят на фоне снижения температуры земной коры (либо конкретного месторождения) и что движущая сила эволюции имеет энергетическую природу [13]. Можно предположить, что причиной эволюции является правило физики (термодинамики), гласящее, что любая система стремится к максимально возможному в данных термодинамических условиях устойчивому состоянию, т. е. стремится освободиться от „лишней” энергии.

Таким образом, механизмы эволюционных процессов (и вообще превращений) в минеральных системах нужно анализировать в рамках физики. Известно, что в отличие от физики, исследующей превращения материи на самых различных уровнях ее организации, минералогия ограничивается изучением физико-химических превращений в минеральных системах, т. е. она имеет своеобразный нулевой уровень отсчета в организации вещества, которым являются межатомные связи (считая нулевым уровнем отсчета атом ошибочно, так как в минералах свободных атомов нет, а „связанные” атомы по свойствам резко отличаются от свободных). Любые превращения в минералах на этом уровне представляют собой разрыв, образование или замену межатомных связей, причем, согласно упоминавшемуся правилу термодинамики, эти превращения всегда направлены на достижение максимально возможной в данных условиях суммарной энергии межатомных связей.

При повышении температуры системы слабые межатомные связи рвутся, суммарная энергия связей уменьшается и, следовательно, устойчивость системы падает. При понижении температуры, наоборот, появляется возможность для существования более слабых связей, и прочные связи распадаются на возрастающее количество более слабых связей с большей суммарной энергией, что сопровождается, очевидно, выделением свободной энергии.

Однако на этот на первый взгляд простой механизм физико-химических превращений накладывается статистический фактор: слабые, средние и прочные межатомные связи встречаются не одинаково часто. Чем больше энергия связи, тем меньше можно привести примеров таких связей; предельно прочная связь, очевидно, только одна. С другой стороны, увеличение числа связей по мере их ослабления (при снижении температуры) тоже не беспредельно: каждый атом может иметь вокруг себя ограниченное число соседей. Значит, снижение температуры до какой-то величины должно привести к прекращению физико-химических превращений.

Таким образом, физико-химические превращения веществ существуют в определенном температурном диапазоне, причем на краях этого диапазона превращения происходят реже, а в середине — чаще.

Для количественного описания этой установленной на качественном уровне закономерности необходимо обратиться к статистической физике, из которой известно, что сложные системы, которые могут иметь много состояний, обнаруживают новые, статистические свойства, отсутствующие у составных частей этих систем. Межатомные связи формируются внешними электронами атомов, поэтому существование максимума вероятности превращений веществ в области средних температур должно быть проявлением статистических свойств внешних, валентных электронов [10].

Валентные электроны взаимодействуют в молекуле не только между собой, но и с внутренними электронами атомов, поэтому начнем статистический анализ свойств электронов с простейшего случая свободных атомов, в которых взаимодействие валентных электронов разных атомов, очевидно, исключено.

Энергия связи внешнего электрона с атомом есть энергия первой ионизации (ЭПИ) атома. Если исследовать зависимость ЭПИ от атомного номера, можно увидеть четкую статистическую закономерность: чем больше атомный номер, тем меньше отклонение ЭПИ от средней величины в каждом периоде таблицы Д. И. Менделеева, и если продолжить эту таблицу (чему „мешает” стабильность ядер атомов, но не их электронных оболочек!), можно прийти к полной независимости ЭПИ от атомного номера.

Среднее значение ЭПИ можно получить несколькими независимыми методами: графической экстраполяцией зависимости ЭПИ от атомного номера (математическая экстраполяция невозможна, так как на сегодня не существует точного теоретического расчета ЭПИ), расчетом среднего арифметического значения ЭПИ и теоретическим расчетом предельного ЭПИ в предположении, что при $z \gg 1$ прирост притяжения внешнего электрона к ядру полностью компенсируется приростом его экранировки от ядра возросшим числом внутренних электронов. Точность перечисленных методов различна, однако результаты практически совпадают. Наиболее точное значение среднего ЭПИ равно 8.26 ± 0.04 эВ.

Величина 8.26 эВ обладает рядом интересных свойств: она является естественной границей между катионами и анионами; атомы с ЭПИ, меньшими 8.26 эВ, образуют между собой преимущественно металлические связи, с большими этой величины — ковалентные, а если один атом из первой группы, а другой — из второй, то они образуют между собой связи ионного типа; чем ближе ЭПИ атомов к 8.26 эВ, тем прочнее в среднем образуемые ими связи (поэтому разность между ЭПИ атома и 8.26 эВ может служить мерой геохимической подвижности, миграционной способности атома).

Можно показать [11], что энергия одновалентной связи, а также энергия активации любого физико-химического превращения не могут превышать величину 8.26 эВ, т. е. эти превращения лежат в энергетических пределах от нуля до 8.26 эВ. Средняя энергия межатомных связей равна половине предельной, т. е. 4.13 эВ (если бы не было обусловленного квантовыми законами „разброса” в свойствах атомов, все атомы имели бы ЭПИ 8.26 эВ, а все межатомные связи — энергию 4.13 эВ).

Теперь можно найти температуру, при которой наиболее вероятны превращения веществ [10]:

$$T_{\text{макс}} = \sqrt{\frac{8.26 \pm 0.04}{bk}} = 309.7 \pm 0.7 \text{ K} = 36.5 \pm 0.7 \text{ } ^\circ\text{C}, \quad (1)$$

где b — коэффициент, равный 1.01/К; k — постоянная Больцмана, равная $8.6157 \cdot 10^{-5}$ эВ/К.

Полученная температура (округленно 310 К) является особой точкой на температурном шкале. В этой точке равновероятны экзо- и эндотермические процессы превращения (или разрыв и образование межатомных связей), а также максимально разнообразие значений энергий связей и, что следует подчеркнуть особо, максимальна суммарная энергия межатомных связей.

Последнее обстоятельство говорит о том, что при 310 К физико-химическая система приобретает максимальную устойчивость. Таким образом, эта температура как бы находится в середине температурного русла эволюции физико-химических систем, причем максимальная вероятность превращений говорит о максимальной скорости эволюции при этой температуре.

Теоретически полученная температура соответствует эмпирическим данным: известно, что открытые каталитические [7] и геохимические [1] системы имеют наибольшую скорость эволюции в области температур 0–100 °С; результатом биологической эволюции являются млекопитающие и человек, температура тела которых равна 310 К \pm 1 %.

Чем сложнее состав физико-химической системы, чем разнообразнее ее межатомные связи, тем прочнее она подчиняется изложенной эволюционной закономерности. Можно привести наглядную аналогию. Вниз по течению большой реки плывет маленький

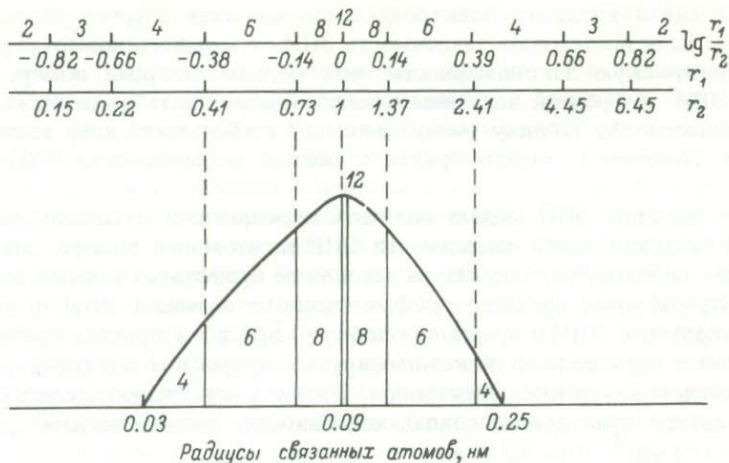


Рис. 1. Зависимость содержания отдельных типов упаковки атомов в кристаллах от соотношения их радиусов.

кораблик, который по мере продвижения становится все больше и тяжелее (растет). Если в начале движения кораблик мог плавать от одного берега до другого, не опасаясь застрять, то по мере роста он должен все точнее соблюдать фарватер реки (одновременно растет и его средняя скорость, так как в середине течения более быстрое, чем у берегов).

Минеральные системы относятся к сравнительно простым физико-химическим системам, поэтому их эволюция относительно слабо „привязана” к температуре 310 К. Но все же можно привести ряд примеров проявления статистических свойств связанных электронов в минеральном мире.

1. Разнообразие минеральных видов и процессов превращения минералов растет при снижении температуры. По данным И. Костова ([5], с. 91), выше 1600 °С минералы не образуются, в интервале температур 1600–1200 °С образуется всего 40 минеральных видов, при 1200–800 °С – 120 минералов, пневматоливо-гидротермальных (800–150 °С) – уже 500 минералов, а супергенных и осадочных – 800 минералов. Учитывая, что каждый минерал имеет в области своего существования несколько полиморфных модификаций, можно представить себе, как на температурной шкале растет „густота” превращений в минеральном мире по мере приближения к 310 К.

2. Чем сложнее минерал, тем в среднем ниже и уже температурный интервал его существования. Это правило можно показать на примере большого класса кристаллогидратов, существующих в области комнатных температур и разлагающихся с потерей воды при нагревании. Минералы гидротермальных процессов обычно имеют сложные структуры и состав, например минералы глины. Выше 300 °С каолинит полностью разрушается, превращаясь в серицит, слюды, полевые шпаты, при отсутствии щелочей – в андалузит, силлиманит, дистен, гранаты и т. д., которые в свою очередь при дальнейшем нагревании превращаются в еще более простые соединения.

3. Существует закон постоянства распределения минералов по сингониям и видам симметрии [9]. Он доказан на большом фактическом материале и можно утверждать, что появление новых минералов только подтвердит его существование. Покажем, что существование этого закона обусловлено статистическими свойствами межатомных связей (т. е. связанных электронов).

Координационные числа упаковки атомов в кристаллах зависят от соотношения радиусов входящих в их состав атомов (рис. 1), а также от температуры (и давления). С ростом температуры радиусы атомов за счет тепловых колебаний как бы выравниваются, что должно было бы приводить к росту удельного веса больших координационных чисел. Однако увеличение интенсивности тепловых колебаний заставляет атомы

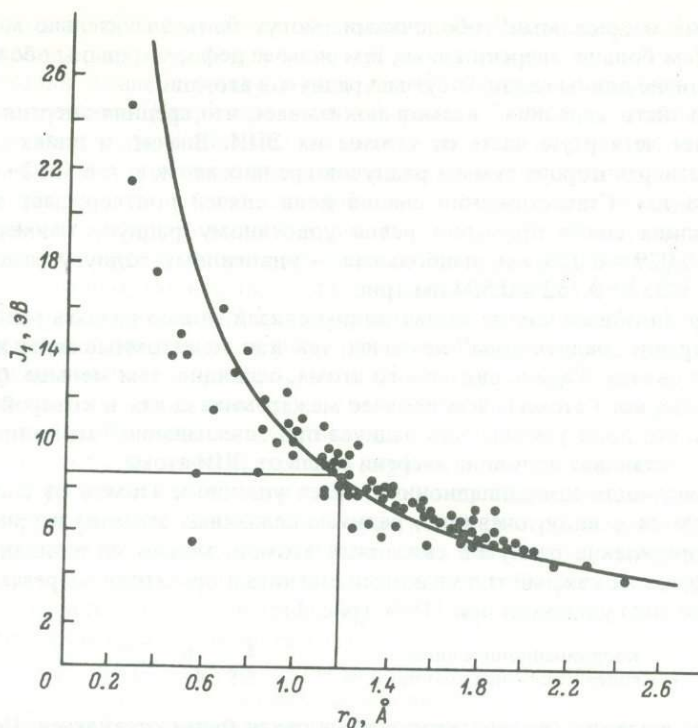


Рис. 2. Зависимость энергий первой ионизации атомов от их радиусов.

перестраиваться так, чтобы образовать как можно более прочные межатомные связи, а это возможно только при минимальном числе соседей у каждого атома.

К этому следует добавить, что как это показано выше, атомы с большими (щелочные металлы) и особенно с малыми (инертные элементы) радиусами не способны образовать прочные связи. Эта способность лучше всего проявляется у атомов со средними величинами радиусов. Дело в том, что между радиусами свободных атомов и их ЭПИ существует сильная корреляционная связь (рис. 2), описываемая обратной пропорциональной зависимостью ([10], с. 11):

$$r_i = 0.9885/I_{1i} \quad (2)$$

где r_i — радиус атома, нм; I_{1i} — ЭПИ i -го атома, эВ.

Таким образом, число способов упаковки атомов со средними размерами должно быть значительно выше, чем больших и малых размеров.

Одновременное влияние всех перечисленных факторов значительно усложняет анализ температурной зависимости симметричных свойств минералов. Максимальное разнообразие энергии связей при 310 К определяет соответствующую максимальную представительность различных видов симметрии при этой температуре. Различием между температурой 310 К и нормальной термодинамической (комнатной) температурой 293 К, составляющим 17° , можно пренебречь. Следовательно, симметричная статистика, приведенная И. И. Шафрановским [10], соответствует условиям наибольшего разнообразия минерального мира. При значительно более высоких температурах статистика распределений минералов по габитусам должна быть иной. Было бы интересно рассчитать теоретически эти распределения для разных температур.

Согласно принятой в работах [10, 11, 12] модели, атом представляет собой упругий шар, „жесткость” оболочки которого пропорциональна его ЭПИ. При образовании связи между малыми атомами с жесткими оболочками они почти не деформируются, длина связи примерно равна сумме радиусов, а энергия связи мала (энергия связи между атомами в жидком гелии равна 0.001 эВ). Длины связей, образованных с участием

больших атомов с „рыхлыми” оболочками, могут быть значительно меньше суммы их радиусов. Чем больше энергия связи, тем сильнее деформированы оболочки атомов, тем больше отличие длины связи от суммы радиусов атомов.

Анализ свойств „средних” атомов показывает, что средняя энергия связи между ними составляет четвертую часть от суммы их ЭПИ. Значит, и длина средней связи примерно на четверть короче суммы радиусов средних атомов, т. е. $0.12 + 0.12 - (0.12 + 0.12)/4 = 0.18$ нм. Статистический анализ длин связей подтверждает эту величину. Наименьшая длина связи примерно равна удвоенному радиусу наименьшего атома гелия: $0.029 + 0.029 = 0.058$ нм, наибольшая – удвоенному радиусу самого большого атома – цезия: $0.252 + 0.252 = 0.504$ нм (рис. 1).

Половину (в общем случае часть) длины связей можно назвать радиусом связанного атома (термин „радиус иона” неудачен, так как межатомные связи не ограничены ионным типом связи). Радиус связанного атома, очевидно, тем меньше (по сравнению с радиусом свободного атома), чем прочнее межатомная связь, в которой он участвует. Можно считать, что доля уменьшения радиуса при „связывании” атома примерно равна доле, которую составляет половина энергии связи от ЭПИ атома.

Зная зависимость координационных чисел упаковки атомов от соотношения их радиусов (имеются в виду, очевидно, радиусы связанных атомов) и примерное статистическое распределение радиусов связанных атомов, можно по площади распределения, приходящейся на каждый тип упаковки, оценить в процентах встречаемость (содержание) каждого типа упаковки при 310 К (рис. 1):

координационное число	4	6	8	12
содержание типа упаковки, %	5.5	47	43.5	4

При более высоких температурах слабые связи будут отсекаются. Поэтому содержание упаковок с большими координационными числами должно уменьшаться. Расчет по полученным данным содержания видов симметрии является задачей дальнейших исследований. Однако и изложенное позволяет доказать, что эмпирический закон постоянства симметричной статистики минералов является проявлением статистических свойств связанных электронов.

Представляет интерес рассмотреть с позиций изложенной теории физическую сущность конституционного родства минералов, по Н. З. Евзиковой [3]. Любые превращения, в которых участвуют минеральные системы, по-разному затрагивают межатомные связи разной прочности. Если любые связи замещаются почти при каждом превращении, то наиболее прочные связи остаются практически неизменными и как бы передают наследственную информацию из одного поколения минералов в другое (отметим, что носитель генетической информации в живой клетке – ДНК – тоже является средоточием наиболее прочных связей). Процесс наследования информации – это не что иное, как проявление химических свойств атомов. Поэтому утверждение, что „сам принцип плотнейшей упаковки есть результат упорного наследования в течение всей истории Земли однажды заданной (кем? О. Э.), но несколько искаженной при передаче конституции ныне уже не существующего праминерала” ([3], с. 13), придает свойству минералов наследовать признаки своих „предков” несколько мистическую окраску.

Вполне естественно, что межатомные связи с близкими значениями, даже если они образованы разными атомами, рвутся и образуются в одинаковых термодинамических условиях. Отсюда вытекает и существование стабильных парагенетических ассоциаций минералов. Поэтому наилучшим критерием родства минералов было бы равенство энергий связей, по отношению к которым и объем элементарной ячейки, и молекулярный объем, и плотность размещения атомов – вторичные свойства. Однако пока вопрос установления спектра значений энергий связей в кристаллических решетках минералов изучен недостаточно для практического применения.

4. Для каждого минерала существует оптимальная температура эволюции, при которой он достигает максимального совершенства. При этой температуре свойства

минерала проходят через экстремум (например, твердость максимальна, а растворимость, содержание примесей и дефектов и т. п. минимальны).

Исследования температурных зависимостей физических свойств минералов изобилуют противоречиями. Например, одни минералогии утверждают, что твердость минералов с ростом температуры образования уменьшается, другие — увеличивается. Скорее всего имеют место обе зависимости только в разных температурных интервалах, расположенных по обе стороны от оптимальной температуры эволюции данного минерала.

С позиции изложенной выше теории такую закономерность можно объяснить следующим образом. Когда физико-химическая система предельно сложна, т. е. в ней присутствуют в равных количествах все элементы таблицы Д. И. Менделеева, в ней могут образоваться межатомные связи практически с любыми значениями энергий, максимум суммарной энергии этих связей (т. е. наибольшая устойчивость) достигается при 310 К. В реальных достаточно простых системах, например в минералах, возможный набор межатомных связей ограничен, а суммарная их энергия достигает максимума при температуре, которая может отличаться от 310 К.

Наличие в кристалле любых дефектов, примесей и т. д. снижает суммарную энергию связей, т. е. является источником свободной энергии, неравновесности. Кристаллизация при температуре ниже оптимальной происходит быстро, целыми блоками атомов либо вообще беспорядочно (стекло) и, естественно, с большими нарушениями периодической структуры кристаллической решетки. Если же температура выше оптимальной, в решетке оказывается много примесей. В обоих случаях кристалл имеет пониженную твердость, повышенную растворимость и т. д.

Теоретический расчет температуры максимального совершенства конкретных минералов является задачей дальнейших исследований.

5. Однонаправленное снижение (или повышение) температуры минеральной системы приводит к закономерному (эволюционному) ряду полиморфных превращений минералов. Как уже отмечалось выше, при разных температурах „выживают” межатомные связи с различными энергиями: при высоких температурах существуют лишь самые прочные связи, при более низких температурах малое число прочных связей замещается большим числом менее прочных связей с большей суммарной энергией. Другими словами, каждой температуре соответствует определенный „сплошной” спектр возможных энергий связей. В реальной физико-химической системе, например в минерале, при данной температуре существует только часть спектра возможных энергий связей, реализуется дискретный набор этих энергий, обусловленный химическим составом минерала. Поэтому в определенных температурных интервалах существуют определенные равновесные формы кристаллов минералов. На границах этих интервалов две „соседние” формы встречаются с одинаковой вероятностью. Если температура минеральной системы изменялась быстро, возможно одновременное сосуществование нескольких габитусных форм с разной степенью неравновесности.

Теоретический расчет температур полиморфных превращений реальных минералов является пока нерешенной задачей.

В результате превращений веществ в минеральных системах стирается часть информации о прошлых событиях. Этот процесс подчиняется одновременно двум факторам, усложняющим его анализ: с ростом температуры растут скорости превращений и полнота стирания информации, но уменьшается вероятность превращений. Для количественного описания процессов превращений необходимо знание спектров энергий межатомных связей в реальных кристаллах минералов с примесями и дефектами. Это позволит определять, при каком пространственном положении атомов достигается состояние с минимумом энергии системы, т. е. максимум суммарной энергии связей (при данной температуре). Для получения достоверной информации о „пережитых” минералом событиях необходимо параллельно анализировать как можно больше свойств минералов, на которые эти события наложили отпечаток, т. е. организовать несколько параллельных каналов извлечения информации. Это позволит повысить „помехоустойчивость” исследований [14].

Как следует из теории саморазвития открытых каталитических систем А. П. Руденко [7], жизнь закономерно возникла путем самоусложнения открытой физико-химической системы. Единственным представителем такой системы на молодой Земле могла быть минеральная система (в закрытой системе типа лагун с коацерватами, как убедительно показывает теория А. П. Руденко, самоорганизация невозможна). Предложен целый ряд минералов, которые могли бы быть „предками” живых организмов: минералы глин, базальтов, вулканическое стекло, пепел, песок. Однако они недостаточно соответствуют критерию конституционного, в частности химического, родства. Так как в процессе эволюционных превращений прочные межатомные связи, как уже упоминалось, должны сохраняться, то соблюдение химического родства должно быть обязательным. При наложении такого ограничения круг минералов-претендентов на роль нашего предка, „прародителя”, резко сокращается, остается практически один графит. Графит неплохо соответствует предъявляемым к нему требованиям: он широко распространен, его решетка может принять до 20% примесей. Энергии связи решетки изменяются в широком интервале, так как длины межатомных связей находятся в пределах от 1.42 до 3.36 Å.

Итак, применение описанного статистического свойства связанных электронов открывает новые возможности для решения ряда проблем теоретической минералогии, в том числе такой сложной и интересной, как исследование эволюционных процессов в минеральных системах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булкин Г. А. Введение в статистическую геохимию. Л.: Недра, 1972. 208 с.
2. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 236 с.
3. Евзикова Н. З. Конституционное родство и генетические ряды минералов // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С. 12–21.
4. Закономерность пространственно-временного изменения морфологии минеральных индивидов в процессах природного кристаллообразования / Д. П. Григорьев, И. И. Шафрановский, Н. З. Евзикова, И. Н. Костов, М. Н. Малеев, Б. П. Зидарова, Д. А. Минеев, В. А. Попов, Н. П. Юшкин // Открытие СССР. № 270. БИ 35. 1983.
5. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971.
6. Патнис А., Мак-Коннел Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.
7. Руденко А. П. Теория саморазвития открытых каталитических систем. М.: Изд-во МГУ, 1969. 276 с.
8. Чухров Ф. В., Петровская Н. В. Развитие учения о минералах и минералообразовании // Геология рудных месторождений, петрография, минералогия. М.: Наука, 1976. С. 154–172.
9. Шафрановский И. И. Статистические закономерности и обобщающий закон в распределении минералов по симметрии. ЗВМО. 1983. Т. 112, вып. 2. С. 177–184.
10. Эстерле О. В. Статистические свойства химических связей и температурная зависимость скорости эволюции открытых физико-химических систем. Алма-Ата, 1980. 46 с.
11. Эстерле О. В. О возможностях совершенствования термического анализа при использовании статистической теории превращения веществ // Новые методы изучения минерального сырья. Алма-Ата: КазИМС, 1983. С. 97–109.
12. Эстерле О. В. О статистических свойствах валентных электронов // Журнал физической химии АН СССР. № 1. 1986.
13. Юшкин Н. П. Эволюционные представления в современной минералогии // ЗВМО. Т. 111, вып. 4. 1982. С. 432–442.
14. Юшкин Н. П., Эстерле О. В. Природа шумов в минералогенетической информации и методы ее очистки // Типоморфизм и генетическая информативность минералов. Сыктывкар, 1980. С. 15–35.

ОПТИЧЕСКИ АКТИВНЫЕ ЦЕНТРЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

Оптическая спектроскопия (ОС) — один из эффективных методов физики минералов — уже четверть века успешно развивается на минералогической основе, способствуя совершенствованию знаний о природе и свойствах минерального вещества. Решающее значение в активном внедрении этого метода в практику минералогических и петрологических исследований имело выявление его „аналитических” возможностей, обеспечивающих получение важной, нередко уникальной информации о тонких конституционных особенностях природных минералов. Принципиальным является и то обстоятельство, что основным экспериментальным материалом, послужившим основой для оценки роли и возможностей метода ОС в минералого-петрологической проблематике, явились оптические спектры поглощения породообразующих магнезиально-железистых силикатов — ведущих темноцветов минерального мира — оливинов, пироксенов, гранатов, амфиболов, слюд и др., полученные при массовом изучении природных образцов в широком спектральном диапазоне с использованием поляризационной техники.

Важное значение для массового оптико-спектроскопического исследования минералов имело повышение локальности метода при использовании микроспектрофотометров с диаметром светового зонда до 20 мкм, позволяющих получать оптические спектры поглощения малых или зональных объектов, особенно в петрографических шлифах. Существенную роль в повышении экспрессности метода ОС сыграло использование микропроцессоров при измерении и расчетах спектров.

Необходимо напомнить, что основной первостепенной задачей оптико-спектроскопических исследований является установление природы и объяснение кристаллохимических моделей оптически активных центров (ОАЦ), селективно поглощающих излучение оптического диапазона электромагнитного спектра. Термин „оптически активный центр” объединяет: 1) разновалентные ионы переходных *d*- и *f*-элементов (как видообразующие, так и примесные), образующие в кристаллических структурах минералов различные координационные комплексы; 2) электронные и дырочные центры, в том числе свободные неорганические радикалы; 3) определенные структурные комбинации ионов *d*- и *f*-элементов (пары, триады и т. д.) или электронных и дырочных центров, в том числе в сочетаниях с другими ионами или атомами в структурах минералов.

В спектрах оптического поглощения минералов ОАЦ вызывают появление полос поглощения — полос *d-d*-переходов (полос кристаллического поля), полос переноса заряда типа $L \rightarrow M$ и $M \rightarrow M$ или полос обменно-связанных пар $M-M$ [1, 10].

Экспериментально измеряемые характеристики оптических спектров: значения энергий (ν) и коэффициентов поглощения (k) полос различной природы, их поляризационные свойства, а также рассчитываемые из спектров параметры кристаллического поля Dq , B , C и др. конкретных координационных комплексов ионов переходных металлов являются основным фактическим материалом при использовании ОАЦ в качестве надежных кристалло-химических индикаторов.

Большинство из установленных в минералах оптически активных центров поглощает электромагнитное излучение видимого диапазона, вследствие чего в той или иной степени обуславливают окраску минералов, т. е. могут рассматриваться в качестве „хромофорных центров” или „центров окраски”. В этой связи оптическая спектроскопия является основным методом исследования природы таких важнейших диагностических и типоморфных свойств минералов, как окраска и плеохроизм.

Некоторые типы оптически активных центров поглощают в ближнем ультрафиолетовом (180–380 нм) или ближнем инфракрасном (700–2500 нм) диапазонах спектра и по этой причине непосредственно не связаны с окраской минералов. Однако исследование их спектроскопических параметров позволяет получать важную

информацию о тонких структурных и химических особенностях содержащих такие центры минералов.

В частности, исследование и надежная интерпретация оптически активных центров позволяет решать следующие задачи: 1) определять характер изоморфных замещений для d - или f -элементов, их концентрацию и распределение по структурно неэквивалентным позициям; 2) устанавливать валентные состояния и структурное положение оптически активных центров, геометрию (размеры и локальную симметрию) вмещающих их структурных позиций; 3) оценивать для ионов переходных металлов характер их взаимодействия с лигандами (характер химической связи) и соседними ионами d -элементов (образование пар и кластеров $M-M$), а также влияние на оптико-спектроскопические параметры катионов второй координационной сферы. Таким образом, „аналитические” возможности метода оптической спектроскопии определяются зависимостями спектроскопических параметров оптически активных центров от состава и структурных особенностей исследуемых объектов.

Само наличие таких зависимостей является закономерным следствием сформулированного А. С. Марфуниным [6] принципа самосогласования электронных свойств атомов в соединении друг с другом и со структурой образуемого ими соединения. Поэтому в каждом конкретном минерале и даже в каждом его индивиде параметры ОАЦ могут быть различны в зависимости от особенностей состава и структуры кристаллической матрицы. Здесь особо следует подчеркнуть, что спектроскопические параметры ОАЦ, являясь отражением реальной атомно-электронной структуры минерала, „чувствительны” даже к незначительным вариациям конституционного порядка, в том числе к микродефектности кристаллов.

Остановимся подробнее на некоторых примерах, иллюстрирующих сказанное выше.

Еще в начале 70-х годов группой американских исследователей, работавших по программам НАСА, была установлена линейная зависимость положения (энергии) полос разрешенных $d-d$ -переходов ионов Fe^{2+} в оптических спектрах лунных пироксенов от степени заселенности позиций $M2$ пироксеновой структуры ионами кальция и закисного железа [14, 17, 18]. В дальнейшем аналогичные зависимости были получены и откалиброваны нами на представительной коллекции земных ортопироксенов во всем диапазоне составов энстатит-ферросилит [11]. Практическим следствием таких исследований явилась разработка неразрушающего, неконтактного метода оценки частной железистости и характера упорядочения ионов железа в решетках магнезиально-железистых силикатов, метода, который с одинаковым успехом можно использовать и при микроскопическом изучении зерен минералов в петрографических шлифах, и при телескопическом исследовании природных космических объектов. Здесь уместно подчеркнуть, что в настоящее время использование дистанционных оптико-спектроскопических методов является основным источником получения новых данных о минеральном и химическом составе пород Луны и других планет Солнечной системы [13, 15, 16 и др.]. В частности, был сделан важный вывод о чрезвычайно малом количестве окисного железа в минералах Луны и присутствии в некоторых из них трехвалентной формы титана, что в целом является свидетельством восстановительного характера минералообразующих сред.

Особое значение имеет исследование зависимостей спектроскопических параметров (ν , Dq , B) ионов переходных металлов в силикатах от свойств и относительного содержания видообразующих атомов — магния, кальция, алюминия, натрия и других, являющихся по отношению к ОАЦ d -ионов катионами второй координационной сферы. Выявление таких зависимостей и их калибровка значительно расширяют границы применимости метода оптической спектроскопии, создавая принципиальную возможность оценки особенностей макросостава породообразующих минералов по параметрам оптических спектров.

В частности, для хромсодержащих пироксенов была установлена зависимость параметров кристаллического поля Dq и B для ионов Cr^{3+} от типа внешнесферных катионов — магния, алюминия и натрия [9, 19]. При этом было показано, что по параметрам

Cr^{3+} можно уверенно распознавать юритовую или чермакитовую схемы изоморфизма ионов трехвалентного хрома в породообразующих силикатах, что, понятно, имеет принципиальное значение для оценки физико-химических условий минералообразования.

Важное практическое следствие имело установление зависимости спектроскопических параметров ОАЦ Cr^{3+} от кальциевости ($\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Mg}$) гранатов мантийных парагенезисов из глубинных ксенолитов ультраосновного состава в кимберлитовых трубках [8]. Установлено, в частности, что энергия длинноволновой полосы поглощения ионов Cr^{3+} меняется практически линейно в зависимости от относительного содержания кальция в гранатах; это оказывает решающее влияние на изменение окраски последних. Соответственно возрастание содержания кальция в гранате по мере эволюции мантийных гипербазитов (например, для ряда дуниты–верлиты–катаклазированные порфиоровые перцолиты) уверенно фиксируется по изменению спектроскопических параметров ОАЦ Cr^{3+} .

Известно, что содержание орточермакитового минала в энстатитах рассматривается как важный индикаторный признак *PT*-параметров образования глубинных пород. По данным экспериментальных исследований фазовых равновесий в системе $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при сверхвысоких давлениях рассчитаны энстатитовые геотермометры и геобарометры, используемые для оценки *PT*-условий образования различных мантийных парагенезисов. Однако в практике подобных работ исследователи, в частности петрологи, пользующиеся в основном данными микросондового анализа, сталкиваются с определенными трудностями, связанными с неточностью оценки содержания именно „тетраэдрического“ алюминия в энстатитах с помощью данного аналитического метода.

Исследование оптических спектров энстатитов из глубинных ксенолитов некоторых кимберлитовых трубок Якутии позволило установить характер влияния ионов Al_{IV} на параметры полос поглощения ионов Fe^{2+} , что послужило основой для разработки оптико-спектроскопического метода оценки содержания орточермакитового минала в энстатитах различных глубинных парагенезисов [9]. Установлено, что величина ян-теллеровского расщепления полос ионов Fe^{2+} в спектрах энстатитов различна для образцов из разных типов глубинных пород и закономерно уменьшается при переходе от гранатовых к гранат-шпинелевым и шпинелевым перидотитам, отражая увеличение содержания Al_{IV} в энстатитах по мере уменьшения давления. Анализ характера распределения орточермакитового минала в энстатитах из пространственно разобщенных кимберлитовых тел, выполненный по оптико-спектроскопическим данным, дал возможность сделать выводы о строении верхней мантии в областях заложения изученных трубок.

На этом примере хотелось бы подчеркнуть определенные преимущества оптико-спектроскопического метода по сравнению с электронно-зондовым (ЭЗА). Нет необходимости доказывать, какое важное значение имеет, например, установление относительного содержания разновалентных форм железа – окисного и закисного (или титана), что до сих пор, несмотря на некоторые методические разработки, остается проблемой для ЭЗА. Во многих случаях исключительно важным генетическим индикатором является структурное положение ионов переходных металлов, в частности железа, установление которого пока не достижимо для микросондового анализа.

Например, долгое время оставалась неясной природа характерной красновато-оранжевой окраски глиноземистых энстатитов в *Np*-поляризации, хотя отмечалось, что такая окраска играет роль индикаторного признака высокотемпературных условий гранулитовой фации метаморфизма метапелитов. В процессе оптико-спектроскопического исследования таких энстатитов было установлено, что причиной специфической их окраски являются оптически-активные центры–пары $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ($\text{M1}-\text{M2}$) [12], т. е. типоморфной особенностью этих энстатитов является вхождение части ионов трехвалентного железа в M2 -позицию, что, учитывая невысокое его содержание, не могло быть установлено с помощью других аналитических методов.

Вполне очевидно также, что микрозондовый и даже химический анализ минералов, например гранатов, допускают известный произвол и в расчетах минерального состава последних. Например, при перерасчетах химических анализов трехвалентное железо в гранатах глубинных парагенезисов можно формально связать в андрадитовый или кохаритовый миналы.

Исследование оптических спектров поглощения гранатов, содержащих окисное железо, позволяет распознавать эти миналы по параметрам ОАЦ Fe^{3+} [7]. Влияние магния сказывается в уменьшении размеров занятых ионами Fe^{3+} октаэдрических позиций в структуре граната, следствием чего является резкое изменение спектроскопических параметров ионов Fe^{3+} в оптических спектрах таких образцов. Следовательно, среди ОАЦ Fe^{3+} в гранатах можно уверенно распознавать центры с магниевым (кохарит) или кальциевым (андрадит) окружением. Дальнейшее исследование параметров оптических спектров гранатов из мантийных ксенолитов (дунитов, верлитов, катаклазированных лерцолитов, ильменитовых гипербазитов, алмазосносных Mg-Fe эклогитов, мегакристаллов граната) подтвердило существование в высокобарических гранатах некогда проблематичного кохаритового минала, который, несмотря на его незначительное содержание, играет ту же роль, что и кноррингитовый минал.

Подводя итоги такому фрагментарному рассмотрению аналитических возможностей метода оптической спектроскопии, можно заключить, что ОАЦ являются эффективными „зондами“, позволяющими судить о структурных и химических особенностях минералов. В общем случае мы имеем право говорить о принципиально новом канале кристаллохимической и соответственно генетической информации.

Ведущей „спектроскопической триадой“, определяющей спектральные свойства порообразующих силикатов, являются ионы Fe, Cr и Ti — эти три „кита“ цветности минерального мира, образующие в структурах силикатных матриц различные типы ОАЦ.

Исследование характера распределения и спектроскопических параметров таких центров в минералах различных парагенезисов позволяет на качественно новом уровне проследить эволюцию вещественного состава минералов и слагаемых ими горных пород в магматических и метаморфических процессах.

Некоторые методические сложности возникают при оптико-спектроскопическом исследовании „многоцентровых“ систем, т. е. минералов, содержащих одновременно несколько типов ОАЦ, например центров на ионах железа, хрома и титана. В этом случае, особенно при взаимодействии между ОАЦ (образование обменно-связанных пар, процессов переноса заряда), количественная оценка относительной концентрации ОАЦ представляется в методическом плане весьма сложной задачей. Поиск ее решений вполне естественно привел нас к выбору одного из калориметрических методов, в частности метода цветковых координат в системе XYZ, с помощью которого из оптических спектров можно рассчитать объективные калориметрические параметры окрашенного минерала [3, 9]. Цветовые параметры, являясь объективными характеристиками окраски минералов, численно выражают особенности оптических спектров — относительную интенсивность полос поглощения различной природы в „многоцентровых системах“, их концентрационную зависимость, характер спектрального смещения полос под влиянием внешнесферных катионов и т. д., т. е. по существу калориметрические параметры окрашенного минерала являются его обобщенной спектральной характеристикой. В таком ключе они могут использоваться при сравнительном анализе данного минерала из различных по составу и PT-параметрам образования минеральных ассоциаций.

Такой подход оказался плодотворным при анализе особенностей оптических спектров гранатов из различных мантийных парагенезисов, позволив количественно выразить их отличия и эволюционные взаимосвязи, обусловленные сложными процессами дифференциации вещества верхней мантии [8, 9]. На модифицированной калориметрической диаграмме в координатах $\lambda_k - p_c$ точки цветности гранатов из различных мантийных парагенезисов занимают строго определенные поля в соответствии со специфической, типоморфной для гранатов каждого парагенезиса комбинацией

хромофорных ОАЦ. Это обстоятельство имеет решающее значение для распознавания гранатов различных парагенезисов, в том числе алмаз-пироповой фации глубинности, что в свою очередь позволяет решать генетические и прикладные задачи, из которых отметим следующие.

1. Каждое кимберлитовое тело характеризуется специфической „цветовой картой” гранатов, отражающей количественное соотношение различных мантийных парагенезисов, участвовавших в формировании данной диатремы. Поэтому по калориметрическим параметрам гранатов, отобранных из кимберлитового цемента, удастся реставрировать исходный состав мантийных пород в очаге заложения каждой трубки.

2. Тожественность калориметрических параметров гранатов из глубинных ксенолитов и кимберлитового цемента в каждой из изученных нами якутских и южноафриканских трубок является прямым доказательством ксеногенной природы основной массы гранатов и алмазов в кимберлитах.

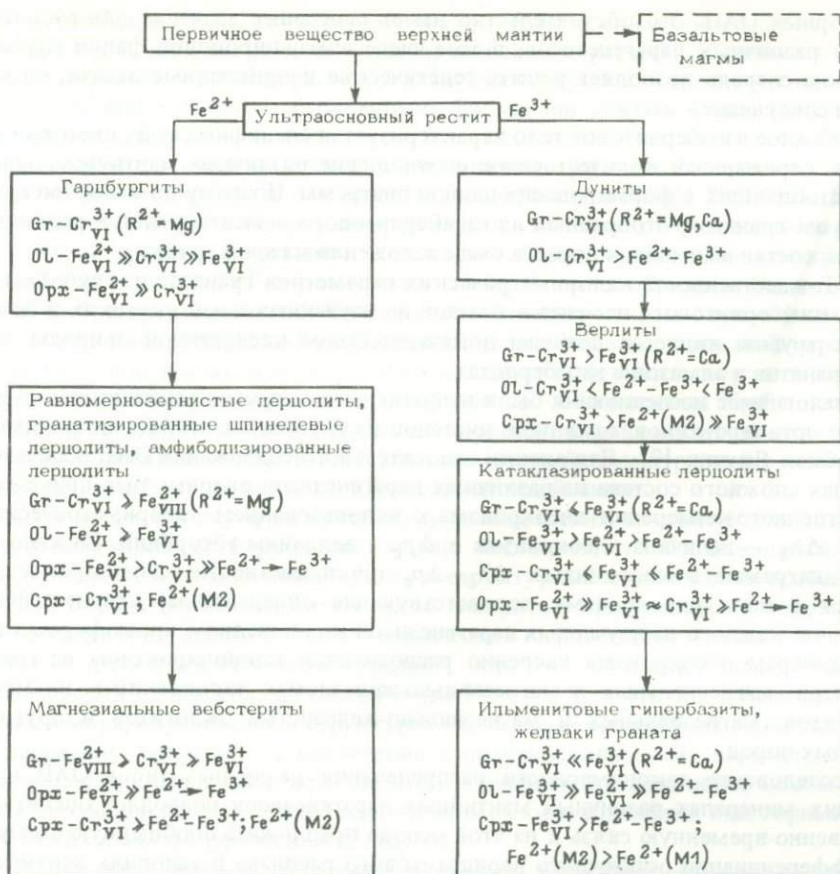
Аналогичные исследования были выполнены для других мантийных минералов — клино- и ортопироксенов, оливинов, дистенов из глубинных включений в кимберлитовых трубках Якутии [9]. Для оценки относительного содержания ОАЦ в анизотропных минералах сложного состава из различных парагенезисов впервые был применен метод количественного измерения плеохроизма с использованием калориметрических параметров: $\Delta\lambda_k$ — величина плеохроизма и $\Delta\rho_c$ — величины абсорбции. На калориметрической диаграмме в координатах $\Delta\lambda_k$ — $\Delta\rho_c$ точки цветности клинопироксенов группируются в поля плеохроизма, соответствующие определенным, типоморфным для пироксенов каждого из изученных парагенезисов комбинациям хромофорных центров. По параметрам плеохроизма уверенно распознаются клинопироксены из гранатовых перидотитов, магнезиальных и магнезиально-железистых пироксенов, ильменитовых перидотитов, магнезиальных и магнезиально-железистых эклогитов и других типов глубинных пород.

Исследование закономерности распределения различных типов ОАЦ в сосуществующих минералах различных мантийных парагенезисов позволяет оценить их пространственно-временную связь и на этой основе предложить обобщенную схему процессов дифференциации остаточного перидотитового расплава в условиях верхней мантии Земли (см. рисунок).

Две „ветви” гипербазитовых пород, закономерно сменяющих друг друга от более глубинных образований к менее глубинным, отражают неоднородность состава и термодинамических параметров мантийного вещества в латеральном разрезе. В частности, вторая группа пород начинает кристаллизоваться в более окислительной обстановке при более высоких температурах (≈ 1100 — 1500°) и давлениях (≈ 35 — $60 \cdot 10^8$ Па), что хорошо видно, например, из характера распределения „железистых” хромофорных центров в сосуществующих минералах. В минералах из второй группы пород содержание центров, связанных с ионами окисного железа ($\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$, $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$), намного выше, чем в минералах из первой группы пород, причем, начиная от дунитов, в направлении к ильменитовым гипербазитам их концентрация постепенно увеличивается. На более высокотемпературный характер образования второй группы пород указывает повышенное содержание в клинопироксенах ионов Fe^{2+} , изоморфно замещающих Са в позиции М2. Кроме того, в гранатах из ильменитовых гипербазитов и в мегакристаллах граната фиксируются ОАЦ, связанные с ионами Ti. Отражением более высокобарических условий кристаллизации пород второй группы является присутствие центров $\text{Cr}_{\text{VI}}^{3+}$ в оливинах из дунитов, а также уменьшение параметра $\Delta\nu$ ионов Fe^{2+} (М2) в ортопироксенах вследствие пониженного содержания в них Al_2O_3 .

Следует отметить, что высокобарический и высокотемпературный характер условий образования пород данной группы при относительно повышенном окислительном потенциале является благоприятным для появления в гранатах кохаритового минала.

Совершенно иным сочетанием и относительной концентрацией ОАЦ характеризуются минералы первой группы пород ($P \approx 18$ — $40 \cdot 10^8$ Па, ≈ 900 — 1200°C). Так, среди железистых хромофорных центров в сосуществующих минералах преобладают



Обобщенная схема дифференциации ультраосновного рестита первичного вещества верхней мантии Земли по данным спектроскопического изучения сосуществующих минералов глубинных ксенолитов из кимберлитов.

Gr – гранат; Ol – оливин; Crx – клинопироксен; Orx – ортопироксен.

ОАЦ Fe^{2+} при резко подчиненном количестве ОАЦ Fe^{3+} . Последние в минералах некоторых парагенезисов (например, в гарцбургитовом) могут отсутствовать полностью, что отражает резко восстановительный характер минералообразующей среды.

Рассмотренная выше обобщенная схема дифференциации первичного ультраосновного рестита хорошо согласуется с характером распространения рассмотренных выше двух групп пород в различных районах и различных кимберлитовых трубках Якутии, отражающим неоднородность мантии по латерали [2] или отдельные этапы эволюции перidotитовых магматических очагов, дающих последовательные внедрения в земную кору [5].

Весьма убедительным примером, иллюстрирующим индикаторную роль ОАЦ, является характер распределения хромофорных центров в роговых обманках их амфиболсодержащих метаморфических пород различной фашиальной принадлежности. В зеленых и сине-зеленых роговых обманках из пород амфиболитовой фашии метаморфизма доминируют ОАЦ типа $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$, которые по мере повышения термодинамических параметров (в частности, температуры) процессов регионального метаморфизма (породы гранулитовой фашии) сменяются центрами $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$, определяющими бурую окраску образцов. На колориметрической диаграмме в координатах $\lambda_k - p_c$, построенной по результатам оптико-спектроскопического исследования роговых обманок из метаморфитов Украинского щита [4], точки цветности образцов образуют четкие

поля в соответствии с фациальной принадлежностью последних. Установлено, что смена центров окраски определяется количественным соотношением ионов Fe^{3+} и Ti^{4+} в M2-позиции амфиболовой структуры. При дальнейшей детализации этой зависимости калориметрические параметры роговых обманок, измеряемые в обычных петрографических шлифах, могут быть широко использованы при метаморфическом картировании докембрийских пород.

В этой связи особый интерес представляет исследование возможностей метода ОС в геологической термобарометрии. Вполне очевидно, что современные термодинамические расчеты равновесий сосуществующих минералов, в которых используются данные по макросоставу последних, являются довольно грубым приближением к реальным равновесным состояниям минералов в тех или иных парагенетических ассоциациях. Отсюда неизбежны ошибки в расчетах геотермометров и геобарометров: широко известны предпринимаемые в последнее время попытки их уточнения с использованием данных по примесному составу минералов. В частности, для биотит-гранатового геотермометра для пород гранулитовой фации вводятся поправки на содержание примесей титана и алюминия в биотите. Таким образом, здесь, несомненно, важен учет тех кристаллохимических особенностей минералов, которые принято называть „тонкими”, т. е. характера упорядочения катионов, схем изоморфных замещений, взаимодействия видообразующих и примесных атомов в структурах минералов и т. д. В этом плане большие перспективы открываются и для метода оптической спектроскопии, использование которого позволяет „зондировать” те или иные фрагменты атомно-электронной системы минерала без ее нарушения, исследовать сложные функциональные связи всех элементов природной кристаллической постройки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахтин А. И. Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 1985. 191 с.
2. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова, Н. В. Соболева. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
3. Гуревич М. М. Цвет и его измерение. Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 266 с.
4. Литвин М. А., Платонов А. Н., Щербаков И. Б. Калориметрические параметры роговых обманок как индикаторы фациальной принадлежности метаморфических пород // Геол. журн. 1985. Т. 45, № 5. С. 66–73.
5. Маракушев А. А. Вулканическая природа алмазосных пород кимберлитовых трубок // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 16–27.
6. Марфуни А. С. Введение в физику минералов. М.: Недра, 1974. 323 с.
7. Мацюк С. С., Платонов А. Н., Польшин Э. В. Структурные позиции ионов Fe^{3+} в природных гранатах (по данным мессбауэровской и оптической спектроскопии) // Тез. докл. IX Всесоюз. минер. совещ. по рентгенографии минерального сырья. Казань. 1983. С. 244–246.
8. Мацюк С. С., Платонов А. Н., Харькив А. Д. Окраска как кристаллохимический индикатор гранатов глубинных минеральных ассоциаций // Минер. журн. 1980. Т. 1, № 4. С. 27–43.
9. Мацюк С. С., Платонов А. Н., Хоменко В. М. Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. Киев: Наукова Думка. 1985. 248 с.
10. Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова Думка. 1976. 264 с.
11. Хоменко В. М., Платонов А. Н. Оптико-спектроскопические параметры ионов Fe^{2+} (M2) как индикаторы состава ортопироксенов // Минер. журн. 1984. Т. 6, № 6. С. 18–28.
12. Хоменко В. М., Платонов А. Н., Польшин Э. В. и др. О природе плеохроизма глиноземистых ортопироксенов // Минер. журн. 1984. Т. 6, № 1. С. 24–32.
13. Adams J. B. Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79, N 32. P. 4829–2836.
14. Adams J. B. Uniqueness of visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes and other rock-forming minerals // Infrared and Raman spectroscopy of lunar and terrestrial minerals. New York: Academic Press. 1975. P. 90–116.
15. Adams J. B., McCord T. B. Remote sensing of lunar surface mineralogy: implications from visible and near-infrared reflectivity of Apollo 11 samples // Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf. 1970. P. 1937–1945.

16. Adams J. B., McCord T. B. Electronic spectra of pyroxenes and interpretation of telescopic reflectivity curves of the moon // Proc. 3-rd Lunar Sci Conf. 1972. P. 545–553.
17. Burns R. G., Abu-Eid R. M., Huggins R. E. Crystal field spectra of lunar pyroxenes // Proc. 3rd Lunar Sci Conf. 1972. P. 533–543.
18. Hazen R. M., Bell P. M., Mao H. K. Effects of compositional variation on absorption spectra of Lunar pyroxenes // Proc. Lunar Planet Sci. Conf. 9th. 1978. P. 2919–2934.
19. Khomeenko V. M., Platonov A. N. Electronia absorption spectra of Cr³⁺ ions in natural clinopyroxenes // Phys. Chem. Miner. 1985. Vol. 11, N 6. P. 261–265.

А. М. Асхабов

ЭНДОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ И ДИССИПАТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ В ЭВОЛЮЦИИ СИСТЕМЫ „КРИСТАЛЛ–СРЕДА”

Концепция эволюции еще не стала определяющей в учении о росте кристаллов, хотя рядом минералогов признается, что растущие кристаллы в иерархии развивающихся систем стоят наиболее близко к живым организмам [10, 13, 19, 23]. Это, очевидно, обусловлено тем, что современная парадигма кристаллообразования носит в основном физический характер.

Понятие эволюции, вошедшее в физику вместе со вторым началом термодинамики, отличается от привычного для биологии и минералогии его понимания. Отсюда следует и существующий разрыв между явным эволюционным характером поведения растущего кристалла и практически полным отсутствием эволюционного содержания в современных теоретических моделях кристаллообразования.

Интуитивное понимание эволюционности процессов кристаллообразования, передаваемое понятийными заимствованиями из биологии (зарождение, рост, развитие, созревание, размножение, отбор, наследование и т. д.), не сформировалось в четкую научную концепцию. В этом отношении шаг вперед был сделан в связи с созданием онтогении минералов [9, 11, 24, 25]. Именно из минералогии приходили в кристаллографию и кристаллогенезис идеи об эволюции. В самой же физической картине роста кристаллов практически полностью игнорируется такой неотъемлемый атрибут эволюции, как время. Время, понимаемое как движение и характеризующее динамику процесса, термодинамическое время, связанное с необратимостью, и время как история в кристаллогенезисе никак между собой не согласованы. По этой причине отсутствует и адекватное эволюционное описание процессов кристаллообразования. Кроме того, совершенно игнорируется тот факт, что кристаллогенетическое пространство (среда) не только геометрическое, но и функциональное.

Следствием функционального характера кристалло-минералогенетического пространства является известный закон минералогенетического резонанса, сформулированный Н. П. Юшкиным [23]. Его кристаллогенетическая суть кратко характеризуется формулой „любое изменение окружающей среды вызывает определенные изменения в растущем кристалле и любое изменение кристалла отражается изменением в кристаллогенетической среде”.

Выведение системы „кристалл–среда” из равновесия сразу же дает начало необратимой ее эволюции к равновесию. Следовательно, необходимость эволюции неравновесной системы „кристалл–среда” изначально задана, т. е. в физическом плане система (состояние системы) „кристалл–среда” является аттрактором.

В настоящее время должен быть широко признан факт, что в динамической системе „кристалл–среда” эволюционируют растущий кристалл, кристаллообразующая среда, система в целом и сам процесс кристаллогенезиса в его временном аспекте.

Для создания научной картины эволюции кристаллообразования необходимо исследовать закономерности эволюции всех перечисленных „компонентов”. Мы сейчас гораздо больше знаем (опять же благодаря минералогическому подходу) о закономерностях

эволюции кристалла, чем о закономерностях эволюции кристаллообразующей среды или же об эволюции системы „кристалл—среда” в целом. Логически обоснованная проблема взаимосвязанной ростовой эволюции кристаллов и кристаллообразующих сред еще не обсуждалась.

Такое положение в общем неудивительно, если иметь в виду, что минералоги конкретно имеют дело с кристаллами, минеральными индивидами, особенности морфологической, анатомической, структурной, химической эволюции которых легко фиксируются. Об эволюции среды приходится судить по косвенным данным. Даже в модельных экспериментах, которые, казалось бы, проводятся в строго контролируемых условиях, внутренняя эволюция среды и ее динамика остаются скрытыми. В частности, это относится к конвективной эволюции кристаллообразующих сред, имеющей решающее значение для развития процессов в лабораторных кристаллизаторах, промышленных автоклавах и природных минерализационных полостях.

В последние годы ситуация в этой области несколько изменяется в связи с внедрением в практику кристаллогенетических исследований методов голографической интерферометрии, позволяющих визуализировать и количественно охарактеризовать процессы взаимодействия кристалла и среды [1, 7, 16, 17, 21], а также с разработкой методов ретроспективного восстановления конвективной динамики среды по изучению морфологии кристаллов или других их признаков, с развитием методов физического и математического моделирования процессов конвекции [6, 18].

Проведенные нами исследования позволили установить комплекс новых явлений в поведении кристаллообразующих сред, определяющих закономерности внутренней организации и эволюции системы „кристалл—среда”.

Наиболее важным результатом является то, что эволюция кристаллогенетических процессов и ее следствия в значительной степени определяются факторами и явлениями, генезис которых связан с протекающими в системе процессами. Так, в процессе роста и растворения кристаллов выделяется или поглощается теплота кристаллизации, изменяются концентрация и плотность вещества, избирательно поглощаются или оттесняются примеси и т. д. Вокруг кристалла формируется специфическая область с градиентным характером распределения свойств среды.

С такого рода процессами связаны многие особенности роста кристаллов в самых разнообразных условиях. При росте кристаллов из расплавов благодаря накоплению примесей перед фронтом кристаллизации создается концентрационное переохлаждение. Фронт роста теряет морфологическую устойчивость, изменяется механизм роста. Кристалл, растущий в гелях, оказывается „пленником” побочных продуктов, выделившихся в процессе кристаллизации, и его рост прекращается задолго до истощения реагирующих компонентов.

В результате взаимодействия сопровождающих рост кристаллов явлений с внешними факторами и наложенными полями в среде генерируются вторичные эффекты, масштабы действия которых сравнимы с действием изначально заданных факторов. Такого рода факторы эволюции кристалло- и минералообразования мы предлагаем называть *эндогенными* факторами. Под действием эндогенных факторов существенно перестраивается вся кристаллогенетическая обстановка, окружающая растущие или растворяющиеся кристаллы. Эндогенные изменения затрагивают всю совокупность параметров среды, которые определяют закономерности минералогенезиса: температурные и концентрационные поля, пересыщение среды, ее симметрию, химизм и т. д.

Так, действие гравитационного поля на концентрационное поле вокруг кристалла приводит к возникновению конвекции и динамизации среды. Возникающая конвекция сильно влияет на кинетику роста, морфологию и качество растущих кристаллов. Для водно-растворимых кристаллов она оказывается во многих случаях вполне достаточной для существенного ослабления диффузионного сопротивления росту или даже для перевода режима кристаллизации из диффузионной в кинетическую область. Скорости роста кристаллов в условиях конвективного и диффузионного массопереноса резко различны [4].

Продолжительный рост и растворение кристаллов в конвективном режиме приводят к установлению в среде градиента концентрации [1, 3, 16] и ее диссимметризации. Система „кристалл—среда” лишается горизонтальной плоскости симметрии. Инвариантность роста верхних и нижних граней кристалла нарушается. Причем это относится ко всем без исключения параметрам роста, включая примесные, кинетические, морфологические, дефектные и другие характеристики кристалла. Существенные различия в росте и строении разноориентированных по отношению к вектору силы тяжести граней (пирамид роста граней) кристаллов выступают как универсальный закон диссимметризации кристаллов, растущих в конвективно (гравитационно) подвижных средах.

В феномене концентрационной дифференциации раствора наиболее эффективно проявляется активное влияние кристалла на среду. Удивительно, но факт — кристалл, поглощая вещество из непосредственного своего окружения, „осваивает” в первую очередь пространство с наибольшей потенциальной энергией, т. е. вырабатывает наиболее верхние части кристаллизационного объема. Таким образом растущий кристалл задает направление наиболее выгодной энергетической эволюции системы. Кроме того, создаваемое кристаллом состояние с вертикальным градиентом концентрации характеризуется наибольшей механической устойчивостью.

Эндогенные явления и факторы имеют место не только в окружающей среде, но и в самом кристалле. Типичными примерами являются возникающие в процессе роста автодеформации [20], ряд ростовых дефектов и т. д. Зональное строение растущих кристаллов генерируется не только колебаниями внешних параметров, оно может быть связано с ритмичностью и автоколебательным характером самого процесса роста кристалла или же индуцировано другими эндогенными явлениями, например неустойчивостью конвекционных потоков. Происходящие в кристалле явления агрегации примесей, перераспределение дефектов, автономного отжига и т. д. также можно отнести к эндогенным явлениям.

Особенности роста кристаллов, таким образом, во многих случаях оказываются детерминированными не столько первично заданными параметрами среды (или характеристиками кристалла), сколько эндогенными вторичными явлениями. Такой характер ростового процесса фактически никогда не учитывается ни в теоретических моделях, ни в эмпирических подходах к управлению процессами кристаллообразования. С этой точки зрения вряд ли справедливо мнение о том, что контроль лишь внешних параметров может обеспечить качество и достижение наперед заданных свойств выращиваемых кристаллов. Самоиндуцированный и неуправляемый характер многих ростовых явлений и свойств растущих кристаллов еще долго будет оставаться интригующим стимулом для исследований.

Эндогенные факторы занимают определенное место среди большого числа факторов, влияющих на процессы кристаллогенезиса. С их введением может быть дана более строгая классификация факторов, что необходимо для теоретического анализа и практического управления кристаллизационными процессами. Существующие ныне классификации привязаны к тому или иному методу выращивания кристаллов и не отражают фундаментальные особенности кристаллообразования.

В рамках наиболее общей классификации, как известно, вводятся понятия о внешних и внутренних факторах кристаллогенезиса. К внешним факторам относятся параметры среды — температура, давление, состав, примеси, симметрия и т. д. Внутренние факторы — это характеристики самого растущего кристалла, его структура, состав, характер и распределение дефектов и т. д. С введением понятия об эндогенных факторах раскрывается генетическая природа внутренних и внешних факторов. Эндогенные факторы связаны с процессом роста кристалла. Группа факторов, генетически не связанных с растущим кристаллом, может быть названа экзогенной. Например, тепловая конвекция в термоградиентных средах кристаллообразования является экзогенным фактором, тогда как концентрационная конвекция, генерируемая растущим кристаллом, — эндогенным фактором. Понятие же о внешних факторах не делает разницы между этими двумя видами конвекции различной природы.

В эволюционном плане внутренние и внешние факторы определяют лишь начальные условия кристаллизации.¹ Кристаллогенезис и связанные с ним эндогенные факторы делают начальные условия переменными и определяют пути эволюции системы „кристалл—среда”, динамичность и необратимость протекающих процессов. Эндогенные факторы это динамические факторы. Их неизбежный генезис и взаимодействие с экзогенными факторами являются движущими силами эволюции системы „кристалл—среда”. В этом плане, если говорить строго, постоянных условий кристаллообразования не существует. Возможны лишь стационарные состояния в эволюционирующей системе „кристалл—среда”.

Особое значение эндогенных факторов в процессах кристаллогенезиса заключается в том, что именно они осуществляют обратные связи в системе „кристалл—среда”, выполняя функции передачи информации от растущего кристалла к среде. Дальнействующие эффекты кристаллообразования проявляются посредством эндогенных факторов.

Эндогенные факторы организуют и обеспечивают механизмы внутренней организации системы, в системе „кристалл—среда” в определенных условиях возникают структуры пространственно-временного упорядочения, которые интерпретируются как диссипативные структуры [1].

Образование диссипативных структур в процессах кристаллогенезиса определяется следующими особенностями кристаллообразующих процессов, отвечающих теории диссипативных структур [15, 22]: 1) растущий кристалл (всегда) и система „кристалл—среда” (в большинстве случаев) термодинамически открыты; 2) процессы кристаллообразования неравновесны по своей природе (для этих процессов всегда можно выделить пороговые характеристики, по отношению к которым система достаточно удалена от равновесия); 3) уравнения тепломассопереноса, описывающие процессы кристаллогенезиса, нелинейны, их решения допускают устойчивые состояния вдали от равновесия; 4) кристаллы как упорядоченные структуры организуют вокруг себя пространство таким образом, что макро- и микроскопические процессы протекают кооперативно, согласованно. В результате самосогласованное поведение большого числа частиц и связанные с ним диссипативные структуры возникают на поверхности кристалла, в пограничном слое и в объеме раствора (расплава).

Образование диссипативных структур в системе „кристалл—среда” существенно влияет на характеристики протекающих в ней процессов, кардинально меняет ее устойчивость, приводит к возникновению новых качеств и перестройке структурно-генетических связей в системе. Принципиально важно, что при этом теряется однозначная связь между параметрами среды (с их средними значениями) и характеристиками растущих кристаллов. „Сценарий” развития системы становится непредсказуемым и вместо детерминированного ее поведения мы имеем дело со стохастическим, подверженным внутренним флуктуациям. Возможно, именно возникновение диссипативных структур делает процессы роста и растворения кристаллов вдали от равновесия взаимонеобратимыми, неинвариантными относительно обращения времени.

В терминах диссипативных структур легко объясняются многие особенности процессов кристаллообразования: потеря морфологической устойчивости растущих кристаллов, образование ячеистого фронта кристаллизации, скелетных (дендритных) кристаллов, ударных кинематических волн на растущих гранях, периодическое распределение примесей и микроразнообразие кристаллов, кинетическая неустойчивость и автоволновой (автоколебательный) характер ростовых процессов, пространственная стабилизация конвективных струек (концентрационных потоков), концентрационная дифференциация раствора в процессе роста и растворения кристаллов и многие другие явления.

¹ Надо иметь в виду, что в условиях естественного развития системы начальные условия не произвольны. Они являются результатом предшествующей эволюции системы.

Эволюционное значение диссипативных структур заключается в том, что они дают новую ветвь в эволюции системы „кристалл–среда” (см. рисунок) наряду с эволюционной ветвью, ведущей неравновесную систему к равновесному состоянию, появляется ветвь, идущая через стационарные состояния (диссипативные структуры).

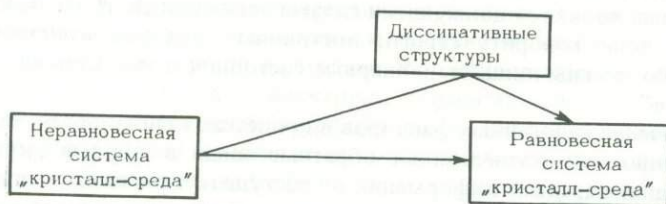


Схема эволюции неравновесной системы „кристалл–среда”.

Генезис эндогенных факторов и диссипативных структур в процессах минералообразования вносит существенные коррективы в обычную практику генетикоинформационных заключений. С одной стороны, затрудняются возможности получения информации об экзогенных факторах и внешних условиях образования минерала. Так, газожидкие включения, консервирующие среду из пограничной области с измененными свойствами, не несут информации о состоянии среды вдали от растущих минеральных индивидов. Зональность кристаллов, генерированная эндогенными факторами, не имеет отношения к колебаниям внешних параметров среды. С другой стороны, именно диссипативные структуры, инерционные отпечатки которых обнаруживаются внутри минерального индивида или на его поверхности, являются важнейшими источниками получения динамической информации об эндогенных условиях и самоорганизационных эффектах минералообразования.

Игнорирование принципиальных различий между *эндоморфозом* и *экзоморфозом* кристаллов является причиной многих недоразумений в проблеме генетической интерпретации формы кристаллов [8].

Указанные выше закономерности эволюции системы „кристалл–среда” следует принимать во внимание при экспериментальном изучении и теоретическом анализе процессов роста–растворения кристаллов, проведении минералогенетических реконструкций и решении задач технического кристаллогенезиса, направленных на управление процессами выращивания кристаллов с учетом генезиса и *полярности* эндогенных факторов кристаллообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асхабов А. М. Диссипативные структуры в кристаллогенезисе. Сыктывкар, 1982, вып. 88, 27 с. (Сер. препринтов „Научные доклады”).
2. Асхабов А. М. Кристаллогенетическая теория и проблемы генетической интерпретации характеристик роста кристаллов // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С. 47–54.
3. Асхабов А. М. Процессы и механизмы кристаллогенезиса. Л.: Наука, 1984. 168 с.
4. Асхабов А. М., Лысюк Г. Н. Рост и растворение кристаллов в условиях конвективного и диффузивного массопереноса // Кристаллогенезис. Сыктывкар, 1982. С. 22–30.
5. Баларев Д. Строеж но реалнокристалните системи. София: Наука и изкуство, 1964. (См. главу: Строеж но реалнокристалните системи и общите проблеми на биологияте. С. 253–255).
6. Бердников В. С., Борисов В. Л. Экспериментальное моделирование гидродинамики расплава при выращивании монокристаллов методом Чохральского // Тепломассообмен при кристаллизации и конденсации металлов. Новосибирск, 1981. С. 96–106.
7. Гинзбург В. М. и др. Применение голографической интерферометрии для наблюдения за состоянием раствора при выращивании кристаллов // Кристаллография. 1972. Т. 17, вып. 5. С. 1012–1014.

8. Гликин А. Э., Глазов А. И. Проблема генетической интерпретации формы кристаллов // ЗВМО. 1979. Ч. 108. С. 536–551.
9. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов. 1961. 284 с.
10. Григорьев Д. П. Минерал как организм // Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976. С. 6–7.
11. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов: Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.
12. Григорьев Д. П., Юшкин Н. П. Новые идеи и методы в генетической минералогии // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С. 3–7.
13. Жабин А. Г. Понятия онтогенеза и филогенеза в эволюционном направлении генетической минералогии // Проблемы кристаллохимии и генезиса минералов. Л.: Наука, 1983. С. 21–26.
14. Клипов В. А., Гаврилко В. М. Морфология искусственных кристаллов кварца и движение кристаллообразующей среды // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С. 77–82.
15. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах. М.: Мир, 1979, 512 с.
16. Петровский В. А. Рост кристаллов в гетерогенных растворах. Л.: Наука, 1983. 144 с.
17. Петровский В. А., Рузов В. П., Ракин В. И. Взаимодействие кристалла и среды: (по данным исследования методом голографической интерферометрии). Сыктывкар, 1979, вып. 48. 47 с. (Сер. препринтов „Научные доклады“).
18. Полежаев В. И. Численное исследование естественной конвекции // Некоторые применения метода сеток в газовой динамике. М., 1971, № 4. С. 86–180.
19. Процессы реального кристаллообразования / Н. Н. Шефтал, В. Е. Кисенко, А. Н. Бузыкин и др., М.: Наука, 1977. 235 с.
20. Пунин Ю. О. Автодеформации и ОД-структуры в кристаллах // ЗВМО. 1982. Ч. 111, № 2. С. 146–156.
21. Ракин В. И., Асхабов А. М., Петровский В. А. Голографические и теневые методы в исследовании процессов роста кристаллов. Сыктывкар, 1983. 32 с. (Сер. препринтов „Новые научные методики“).
22. Эбелинг В. Образование структур при необратимых процессах. М.: Мир, 1979, 279 с.
23. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии: Избранные проблемы. Л.: Наука, 1977. 291 с.
24. Юшкин Н. П. Онтогенез минералов: успехи и перспективы // Минер. журн. 1979. № 1. С. 86–89.
25. Юшкин Н. П. Генетические методы минералогии и онтогенеза минералов // Проблемы отношения минералов. Л.: Наука, 1985. С. 3–9.

О. К. Иванов

ЗОНАЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ РАВНОВЕСНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОРТОМАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ

Зональность — типичное свойство индивидов минералов, особенно характерное для магматических ассоциаций. Имеющиеся теоретические обобщения по зональности минералов не охватывают всей совокупности природного материала [4, 12, 19]. В настоящее время появляется все больше данных о решающем влиянии условий равновесной или неравновесной кристаллизации на состав, морфологию, размеры, анатомию минералов и на спектр минералов ортомагматических ассоциаций [1, 7, 8, 13, 15]. Отсюда очевидна большая практическая и теоретическая важность оценки хотя бы приблизительных условий равновесной кристаллизации минералов магматических ассоциаций. До сих пор этот вопрос не ставился. Не предпринималось и экспериментальной оценки этих условий, и в большинстве экспериментальных работ указывается или предполагается, что они проводились в равновесных условиях [17]. В редких случаях, например [10], признается возможность неудачи в достижении равновесия вследствие коротких по продолжительности опытов. Решение вопроса, по нашему мнению, заключается в определении критериев оценки степени равновесной кристаллизации и решающих факторов, влияющих на этот процесс.

С точки зрения термодинамики равновесное состояние — это такое состояние, при котором термодинамические параметры неизменны во времени, или термодинамическая система находится в равновесии, когда при данной постоянной энтропии

внутренняя энергия системы максимальна. В сущности любая ортомагматическая минеральная ассоциация, если только на нее не наложилось последующие изменения, фиксирует равновесие, происходившее в момент кристаллизации. Однако в таком смысле термин не имеет практического значения или требует введения новых понятий для обозначения тех крайних состояний кристаллизации, которые в геологии понимаются как равновесная и неравновесная кристаллизация. Под равновесной понимается длительная кристаллизация в интрузивных породах, под неравновесной — быстрая кристаллизация в эффузивах.

Другим нерешенным вопросом является типизация равновесий. Различаются три типа равновесных—неравновесных состояний. Первый тип — равновесие внутри минеральной ассоциации (породы), где можно выделить равновесие между минералом и породой, минералом и остаточным расплавом, между минералом и другим минералом. Второй тип — равновесие внутри индивида, определяемое степенью однородности его состава. Третий тип — равновесность структур, определяемая формой индивидов и их взаимоотношениями. Для ортомагматических минералов наибольшее значение имеют два первых типа равновесий. Представляется очевидным взаимосвязь обоих типов равновесий и возможность внутрииндивидуального равновесия только в равновесной минеральной ассоциации (породе).

Оценка степени равновесности для первого типа производится по распределению катионов в парах минерал—порода, минерал—минерал, минерал—остаточный расплав [14] или по соотношению породообразующих катионов-модификаторов в минерале и в материнской породе, что часто дает более наглядные результаты [7, 8].

Для оценки внутрииндивидуальной равновесности предложен метод, упоминаемый как очевидный Н. Л. Боузом [1], Г. П. Оллингем [11] и наиболее четко сформулированный Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном [15]: если охлаждение идет очень медленно, то отклонения от равновесия минимальны и образуются однородные кристаллы, при более быстром охлаждении равновесие между кристаллом и расплавом становится неполным и образуются зональные кристаллы.

Таким образом, по отсутствию или присутствию зональности в минералах можно определять, в каких условиях кристаллизовались ортомагматические минералы при их ассоциации [21]. В качестве количественной оценки степени равновесности можно предложить разницу между составом минерала в ядре индивида и в периферической зоне, так как вариации зональности в ортомагматических минералах отличаются четко выраженной направленностью.

Можно различать три типа зональности: а) первичная зональность, обусловленная вариациями состава самого минерала, т. е. содержанием и соотношением петрогенных элементов, содержанием аксессуарных элементов или изотопов, механическими включениями ранних минералов, раскристаллизованного расплава или флюида; б) вторичная зональность, обусловленная последующим сбрасыванием избыточных компонентов по отдельным зонам; в) наложенная зональность, связанная с процессами изменения индивида вдоль отдельных зон. Нами рассматривается только первичная зональность.

Экспериментальность и полевые исследования показывают, что первичная зональность минералов может определяться многими факторами: изменением концентраций, температуры, давления, содержания флюида и т. д. Установление влияния каждого из них — непосильная задача. Однако давно подмеченная связь зональности со скоростью охлаждения расплава [1, 11, 15] позволяет подойти к оценке условий равновесной кристаллизации.

Так как скорость охлаждения расплава обусловлена прежде всего размерами магматического тела, то, взяв тела разного размера, мы получим представительную выборку объектов, кристаллизовавшихся с разной скоростью. При этом наиболее подходящими являются пластообразные магматические тела формации аутигенных дифференцированных интрузий, включающие потоки лавы, дифференцированные силлы и расслоенные интрузии. В связи с тем что они достаточно протяженны в длину и ширину, скорость кристаллизации будет обусловлена в основном мощностью тел,

колеблющейся для этой формации от первых метров до 9 км. Таким образом, взяв интрузии разной мощности и оценивая колебания зональности ортомагматических минералов, мы можем найти мощность, при которой в расплаве кристаллизуются незональные минералы, т. е. реализуются равновесные условия. Чтобы исключить влияние вязкости расплава, обусловленной прежде всего составом расплава и его температурой, брались интрузии с толеитовым составом материнской магмы.

Учитывались интрузии, для которых существуют определения или достаточно достоверные оценки мощности и изучены колебания состава наиболее распространенных минералов — оливина и плагиоклаза. Для крупных интрузий использовались данные по зональности оливинов из нижних ультраосновных зон с максимальным содержанием оливина, а для плагиоклазов — из средних зон [6, 7, 8, 9, 16].

На диаграммах „мощность интрузии—размах вариаций состава минералов” видно, что тенденции для оливина и плагиоклаза достаточно близки и четко отражают основную зависимость — постепенное уменьшение размаха зональности от эффузивов, через силлы к расслоенным интрузиям все большей мощности. Для оливина практически полное отсутствие зональности наблюдается в интрузиях мощностью более 900 м, для плагиоклазов — в интрузиях мощностью более 1500 м (рис. 1, 2). Присутствие в некоторых расслоенных интрузиях каемки плагиоклаза, отличающейся от состава ядра на 3—4 номера и при больших мощностях интрузий, как например в массивах Рам и Бушвельд, исследователи, изучавшие эти массивы, объясняют перемещением индивидов плагиоклаза под влиянием конвекционных течений в магматической камере [16, 21]. В целом эти отклонения не нарушают общей закономерности, и в интрузиях, где конвекционные течения затруднены или отсутствуют, кристаллизуются гомогенные незональные индивиды.

При сравнении диаграмм бросается в глаза большое различие в мощностях интрузий, при которых кристаллизуются незональные индивиды оливина и плагиоклаза. По нашему мнению, это различие обусловлено тем, что первым кристаллизуется оливин, когда вязкость расплава минимальна вследствие более высоких температур и большей основности расплава. Плагиоклаз кристаллизуется позже из более низкотемпературного расплава, что приводит к увеличению вязкости расплава и затруднению диффузии катионов-модификаторов и соответственно к большей чувствительности расплава, к нарушению термодинамического режима кристаллизации. Такое различие в чувствительности разных минералов открывает возможность оценки степени равновесности кристаллизации в интервале всего этапа кристаллизации минеральной ассоциации (от ранних минералов к поздним).

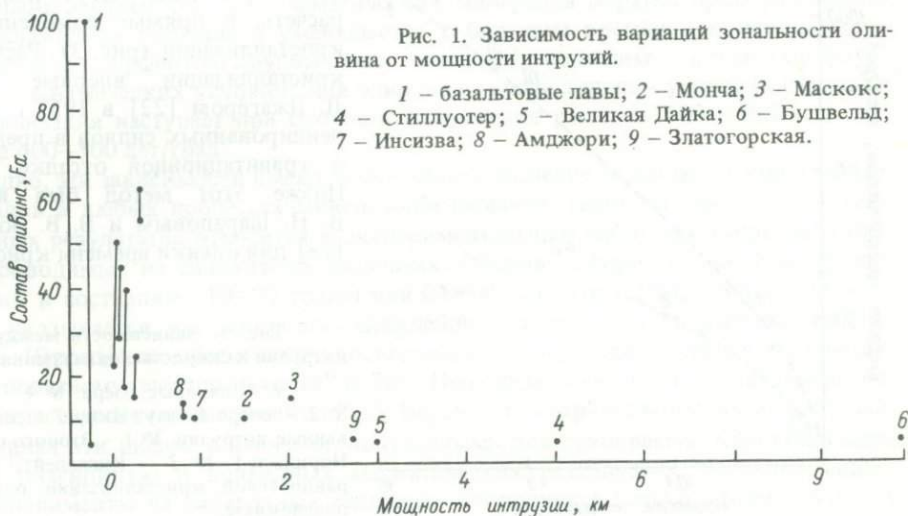


Рис. 1. Зависимость вариаций зональности оливина от мощности интрузий.

1 — базальтовые лавы; 2 — Монча; 3 — Маскокк; 4 — Стиллоутер; 5 — Великая Дайка; 6 — Бушвельд; 7 — Инсизва; 8 — Амджори; 9 — Златогорская.

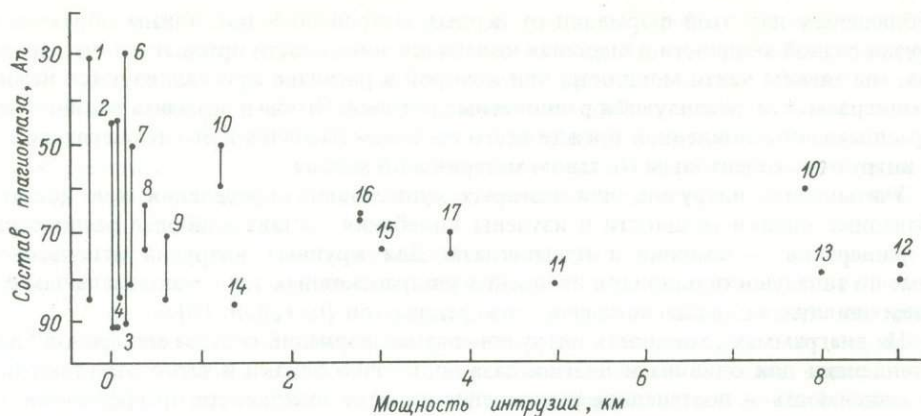
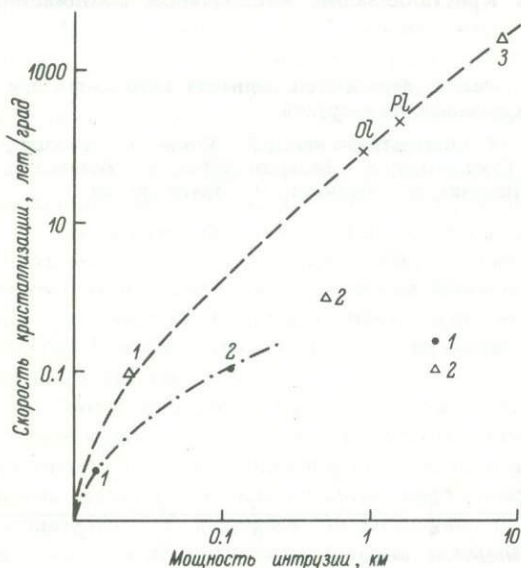


Рис. 2. Зависимость вариаций зональности плагиоклаза от мощности интрузий.

1 – эффузивы; 2 – шлаки; 3 – Уинн; 4 – Кулюмбинская; 5 – Нижний-1; 6 – Осиновская; 7 – Ринггаллен; 9 – Грайт-Лейк; 10 – Тулай-Кирыяка-Тас; 11 – Рам; 12 – Бушвельд; 13 – Стиллоутер; 14 – Капагулу; 15 – Великая Дайка; 16 – Скергаард; 17 – Кейл-Эдвард-Холм; 18 – Киглапейт.

Можно предполагать, что вследствие более высокой вязкости и более низких температур равновесные условия кристаллизации в более кислых андезитовых, дацитовых и липаритовых расплавах будут осуществляться при гораздо более значительных мощностях, чем базальтовых, а в более основных – при меньших. Однако в настоящее время представительный петрологический материал для решения этого вопроса отсутствует.

Наши данные для базальтовых интрузий получены для приповерхностных и гипабиссальных условий. Очевидно, что с глубиной за счет уменьшения теплоотдачи и общего повышения температуры вмещающих пород равновесная кристаллизация должна начинаться при меньших мощностях интрузий, а на очень большой глубине, по-видимому, возможна только равновесная кристаллизация. Эта закономерность была подчеркнута Е. Питтмэном [26, 2], О. В. Волынцем и А. В. Колосковым [2], указавшими на уменьшение зональности плагиоклаза от эффузивных пород к гипабиссальным и плутоническим.



Для определения скорости охлаждения расплава могут использоваться расчеты и прямые измерения времени кристаллизации (рис. 3). Расчет времени кристаллизации впервые произведен Д. Джагером [22] в 1957 г. для дифференцированных силлов в предположении о гравитационной отсадке минералов. Позже этот метод был использован В. Н. Шарповым и В. В. Золотухиным [18] для оценки времени кристаллизации

Рис. 3. Зависимость между мощностью интрузии и скоростью охлаждения.

1 – лавовые озера: № 1 – озеро Алаз, № 2 – озеро Килауэ-Ики; 2 – дифференцированные интрузии: № 1 – Второго порога, № 2 – Норильск-1, № 3 – Киглапейт; Ol – начало равновесной кристаллизации оливина, Pl – плагиоклаза.

дифференцированных интрузий Второго порога мощностью 24 м и Норильск-1 мощностью 10 м. Время их кристаллизации оценивалось в 45 и 500 лет соответственно, а скорость охлаждения на 1° в интервале кристаллизации 0.09 и 1.1 год. Для расслоенной интрузии Киглапейт мощностью 7800 м время охлаждения оценивается в 1 млн лет, скорость охлаждения 3000 лет/град [23].

Прямые наблюдения скорости охлаждения проведены Д. Пэком и сотрудниками [24, 25] для лавовых озер в Гаваях-Алаэ глубиной 15 м и Килауэ-Ики глубиной 10 м. Для оз. Алаэ установлено, что за 4 года температура снизилась с 1140 до 100°C , а кристаллизация силикатов происходила в интервале $1200\text{--}980^\circ\text{C}$. Отсюда скорость охлаждения составляет 14 дней на 1 град или 0.005 лет/град., для лавового оз. Килауэ-Ики скорость охлаждения составила 0.11 лет/град.

Расчеты скорости охлаждения или кристаллизации, по-видимому, далеки от совершенства из-за неучета докристаллизационной дифференциации расплава и притока тепла снизу. Данные по лавовым озерам, несмотря на прямые измерения, трудно сравнимы с интрузиями вследствие существования открытой поверхности лавовых озер, резко увеличивающей теплоотдачу и скорость охлаждения, которая еще более увеличивается на Гаваях из-за обильных тропических дождей [24, 25]. Суммирование имеющихся данных на диаграмме „мощность интрузии (или глубина озера) — скорость охлаждения” и построение кривых, соединяющих фигуративные точки лавовых озер, дифференцированных силлов, расслоенных интрузий, показывает, что с увеличением мощности скорость остывания увеличивается по логарифмической шкале. Эта скорость значительно выше для лавовых озер, чем для силлов и расслоенных интрузий. Значительное отклонение положения фигуративной точки для интрузии Норильск-1 от кривой, соединяющей силл Второго порога и расслоенную интрузию Киглапейт, показывает, что расчетное время ее остывания, вероятно, значительно занижено. Допуская справедливость линии для силлов и расслоенных интрузий, получаем, что для осуществления равновесной кристаллизации оливинов при мощности интрузий в 900 м скорость остывания должна быть 100—200 лет/град, для плагиоклазов 400—500 лет/град.

Проведенное исследование позволяет, по нашему мнению, сделать следующие выводы.

1. Зональность петрогенных ортомагматических минералов уменьшается не только с увеличением глубины кристаллизации, но и с увеличением мощности интрузии. В пластообразных базальтоидных интрузиях незональные оливины кристаллизуются при мощности интрузии свыше 900 м, а плагиоклазы — свыше 1500 м. Для более кислых интрузий эти данные увеличиваются, для более основных — уменьшаются.

2. Степень зональности ортомагматических минералов обратно пропорциональна скорости охлаждения расплава и уменьшается с большим временем кристаллизации и демпфирующим эффектом крупных масс расплавов, сводящим на нет мелкие флуктуации термодинамических условий. Для оливина в гипабиссальных условиях равновесная кристаллизация наступает при скорости охлаждения расплава 100—200 лет/град, плагиоклаза 400—500 лет/град.

Очевидно, эти зависимости имеют более общее значение и касаются кристаллизации минералов в любых процессах минералообразования. Наиболее важное следствие из полученных результатов относится к экспериментальным работам по минералообразованию, проводимых на силикатных расплавах. Обычные скорости при этом чрезвычайно велики и составляют 10—20 град/ч или 0.00003 лет/град. Например, в одной из работ [17] указывается, что „скорость охлаждения во всех опытах поддерживалась постоянной, 8—10 град/ч, что обеспечивало достаточно полную раскристаллизацию и приближение к равновесному течению процесса” (с. 709). При близких скоростях охлаждения проводились и классические эксперименты Н. Л. Боуэна, его сотрудников и последователей.

Сравнивая эти цифры с данными, полученными для равновесной кристаллизации оливина и плагиоклаза в природных магматических резервуарах, наглядно видно, что все эксперименты на силикатных расплавах проводились только в неравновесных условиях кристаллизации, соответствующих условиям кристаллизации эффузивных

пород. Поскольку состав и спектр магматических минералов зависят от условий кристаллизации, то очевидно, что распространение экспериментов, проведенных на силикатных расплавах, и выводов, основанных на этих экспериментах, на полнокристаллические породы, кристаллизовавшиеся в равновесных условиях, недопустимо или в каждом конкретном случае требует особых доказательств. Прямые экспериментальные исследования равновесной кристаллизации силикатных расплавов, по-видимому, невозможны вообще из-за значительных объемов вещества или неосуществимы по длительности опытов и требуют моделирования на менее вязких системах или использования природных объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.: ОНТИ. 1934.
2. Волюнец О. Н., Колосков А. В. Плаггиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976.
3. Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. М.: Наука, 1964. 237 с.
4. Григорьев Д. П., Жабин И. Г. Онтогенез минералов. Индивиду. М.: Наука, 1975. 339 с.
5. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Степень равновесности габброидных пород и ее генетическое значение // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск: Изд-УФАН СССР, 1969.
6. Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975. 432 с.
7. Иванов О. К. О факторах, определяющих состав оливина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 86–99.
8. Иванов О. К. Реинтерпретация диаграммы кристаллизации плаггиоклазов // Минералы и парагенезисы минералов месторождений Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1983. С. 56–62.
9. Иванов О. К., Булькин Л. Д. Эволюция состава ультраосновных зон аутигенных дифференцированных базальтоидных интрузий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 46–52.
10. Мейсен Б., Беттгер Д. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979.
11. Оллинг Г. Л. Петрология. М.: Госгеолиздат, 1941. 327 с.
12. Попов В. А. Практическая кристалломорфология минералов. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1984. 190 с.
13. Рашин Г. А. О колебаниях в составе плаггиоклазов в андезито-базальтовых породах // ЗВМО. 1962. Вып. 3. С. 271–290.
14. Саксена С. Термодинамика твердых растворов породообразующих минералов. М.: Мир. 1975.
15. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 590 с.
16. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
17. Челищев Н. Ф., Кузнецов В. А., Диков Ю. П. Экспериментальные исследования процесса кристаллизации силикатных расплавов, отвечающих по составу основным горным породам // ДАН СССР. 1963. Т. 152, № 3. С. 709–712.
18. Шарапов В. В., Золотухин В. В. К оценке условий образования рудоносных трапповых интрузий // Сов. геол. 1968. № 8. С. 72–84.
19. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 290 с.
20. Carr Y. M. Zoned plagioclase in layered gabbros of the Skaergaard intrusion // East Greenland. Min. Mag. 1954. Vol. 90. P. 367–375.
21. Day A. L., Allen E. T. The isomorphism and thermal properties of the feldspars // Amer. J. Sci. 1905. Vol. 19, N 1110. P. 93–143.
22. Jager J. C. The temperature in the neighbourhood of cooling intrusive sheet // Amer. J. Sci. 1957. Vol. 255.
23. Moore S. A. Kiglapait geochemistry: I Systematics, sampling and density // J. Petrol. 1979. Vol. 20, N 3. P. 555–590.
24. Peck D. L., Wright T. L., Decker R. W. The lava lakes of Kilauea // Amer. J. Sci. 1979. Vol. 241. N 4. P. 11–132.
25. Peck D. L., Hamilton M., Shaw H. R. Numerical analysis of lava lake cooling models. Part II: Application to Alae lava lake, Hawaii // Amer. J. Sci. 1977. Col. 277, N 4. P. 413–437.
26. Pittman E. D. Twin laws and composition of plagioclase feldspar on tuffs // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 5–6.
27. Walker K. R. The Palisade sill, New Jersey: a reinvestigation // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper III. 1969.

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

Минералоги еще не располагают достаточно четкими критериями, позволяющими однозначно судить, образовались ли гидротермалиты вследствие прямой кристаллизации из гидротермальных растворов, метасоматического замещения или перекристаллизации (сингенетической или предшествовавшей гидротермальному процессу). Трудность такого однозначного определения заключается как в конвергентности признаков [6], так и во все еще недостаточных знаниях кинетики процессов, в частности процесса перекристаллизации минеральных агрегатов.

Изучением процессов перекристаллизации занимались многие исследователи, однако, к сожалению, строгой теории этого явления к настоящему времени все еще нет. Немногочисленны и экспериментальные работы в этой области, особенно эксперименты при повышенных температурах и давлениях, т. е. в условиях, приближенных к природным. Низкотемпературное моделирование процессов перекристаллизации на примере водорастворимых солей позволяет получить определенную информацию о кинетике процесса [3, 9, 13], однако анализ перекристаллизации минеральных агрегатов с позиций эволюции дисперсных систем не вполне соответствует природным условиям. В минеральном агрегате зерна (индивиды) находятся в тесном соприкосновении друг с другом, и такой агрегат следует рассматривать как единое целое, как систему, а не собрание отдельных индивидов. И если движущей силой укрупнения отдельных зерен в растворах зачастую считают стремление к снижению поверхностной энергии [4, 5, 11], то к минеральному агрегату это утверждение неприменимо, поскольку там нет свободных поверхностей. Поэтому, прежде чем перейти к рассмотрению процессов перекристаллизации агрегатов с участием растворов (в том числе и гидротермальных), необходимо выяснить кинетику процесса в твердом состоянии. С этой целью нами проводилось экспериментальное моделирование процесса перекристаллизации в твердом состоянии в природном минеральном агрегате. В качестве модельного объекта был взят мрамор.

Перекристаллизация минеральных агрегатов в твердом состоянии проводится обычно по схеме: упругая деформация—отжиг [16, 17]. Движущей силой структурных преобразований является высвобождение энергии, накопленной при упругих деформациях. Вместе с тем предварительная деформация не является необходимым условием развития процесса перекристаллизации. Структурные преобразования минерального агрегата могут совершаться под действием термоупругих напряжений, возникающих в минеральном агрегате при нагревании и вызванных различием в тепловом расширении отдельных зерен. В полиминеральном агрегате это различие обусловлено неодинаковыми коэффициентами линейного расширения минералов, в мономинеральном агрегате — анизотропией кристаллической решетки [1].

В данном исследовании проводился отжиг кальцитового минерального агрегата (мрамора) без предварительной деформации. Естественно, при своем образовании мрамор претерпевал значительные деформации, однако ряд признаков (в частности, практически полное отсутствие двойников давления) позволяет судить, что деформационные нагрузки метаморфизма были релаксированы в соответствующих структурно-текстурных преобразованиях, и перекристаллизация кальцитового агрегата в экспериментах вызвана только нагреванием.

Методика проведения экспериментов. В качестве исходного образца использован мрамор Михалковского месторождения (НРБ), содержащий незначительное количество примесей и состоящий практически из чистого кальцита. Из исходного мрамора алмазным инструментом выпиливались кубики с ребром около 1 см, которые затем отжигались в электропечах в сухих условиях при атмосферном давлении. Температура во время опытов поддерживалась дистанционно с точностью ± 2 °С или автоматически

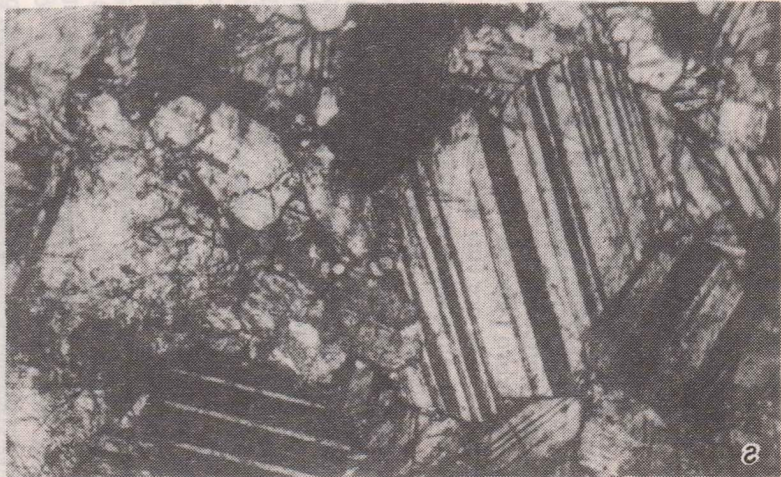
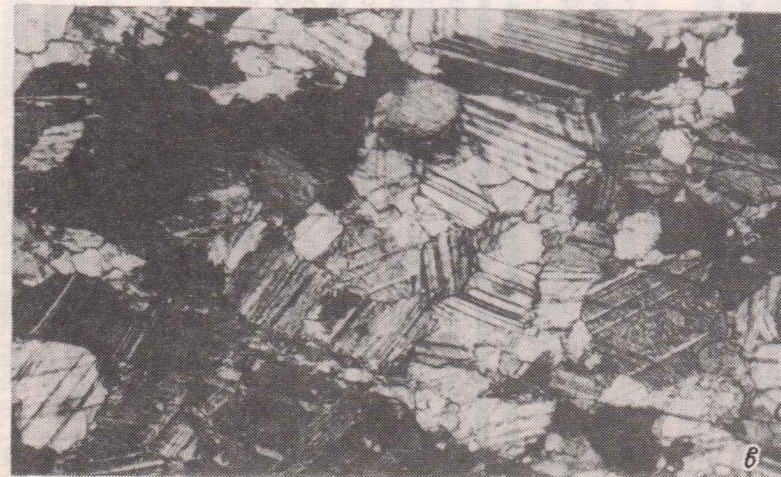
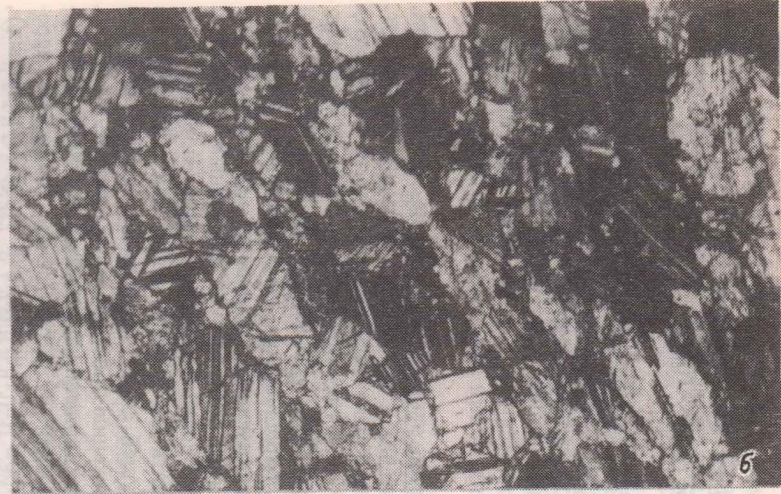


Рис. 1. Исходный мрамор (а) и мрамор, перекристаллизованный при 150 °С (б), 200 °С (в), 250 °С (г), 300 °С (д), 400 °С (е) и 500 °С (ж). Шлиф, николи скрещены, увел. 45.

Таблица 1

Температура, °С	Формы кристаллов	Средний диаметр, мкм	Плотность, г/см³
150	Аз/НО Е	100	2,70
200	Аз/НО Г	150	2,70
250	Аз/НО Д	200	2,70
300	Аз/НО Е	300	2,70
400	Аз/НО Ж	500	2,70
500	Аз/НО И	1000	2,70

После склеивания

Плотность

Формы кристаллов

Средний диаметр, мкм

Плотность, г/см³

Таблица 1

Зависимость степени перекристаллизации
кальцита от температуры отжига

Номер опыта	Температура отжига, °С	Средний размер зерен, мм	V, %	Укрупнение зерен, % к исход. обр.
Исходный мрамор	—	0.143	90.7	—
3 ОН/84	150	0.293	75.0	104.9
5 ОН/84	200	0.372	79.0	160.1
7 ОН/84	250	0.383	68.4	167.8
9 ОН/84	300	0.465	71.3	225.2
11 ОН/84	400	0.162	88.0	13.3
13 ОН/84	500	0.179	76.5	25.2

Таблица 2

Зависимость степени перекристаллизации
кальцита от продолжительности отжига

Номер опыта	Продолжительность отжига, сут	Средний размер зерен, мм	V, %	Укрупнение зерен, % к исход. обр.
Исходный мрамор	—	0.143	90.7	—
23 ОН/84	1	0.351	66.1	145.5
24 ОН/84	3	0.369	65.5	158.0
25 ОН/84	5	0.395	63.0	176.2
26 ОН/84	8	0.441	62.4	208.4
27 ОН/84	10	0.462	58.1	223.1

при помощи ВРТ-3 с точностью $\pm 0.5^\circ$. Продолжительность нагревания варьировала от 1 до 20 сут, температура от 150 до 500 °С. Из кубиков мрамора после отжига изготавливались петрографические шлифы, в которых и проводилось изучение структурных преобразований. В каждом шлифе делалось в среднем по 100 замеров (размеров изометричных зерен и среднего арифметического между наибольшим и наименьшим измерением неизометричных). Были поставлены две серии опытов, исходный материал для обеих серий выпилен из одного куска.

В первой серии опытов изучалась зависимость степени укрупнения зерен кальцита от температуры отжига (табл. 1), продолжительность нагревания 20 сут. Укрупнение зерен кальцита выражено отчетливо уже при 150 °С и достигает максимума при 300 °С. При температурах отжига 400 и 500 °С процесс перекристаллизации проявлен очень незначительно (рис. 1).

Во второй серии опытов изучалось влияние продолжительности нагревания на степень перекристаллизации (табл. 2). Температура отжига составляла 300 °С. Основные структурные преобразования кальцитового агрегата совершаются уже в течение первых суток. При дальнейшем отжиге средний размер зерен кальцита возрастает, но скорость укрупнения снижается.

По данным гранулометрического анализа была рассчитана информационная энтропия процесса перекристаллизации, являющаяся количественным критерием эволюции минеральных систем [19]. Увеличение относительной информационной энтропии свидетельствует о возрастании гранулометрической неоднородности агрегата, снижение энтропии — об увеличении однородности агрегата по размерам зерен. В идеальном случае в результате перекристаллизации образуется агрегат изометричных, одинаковых по размерам зерен с границами, встречающимися под углом 120 °С [7]. Относительная энтропия в таких условиях должна быть минимальной [15].

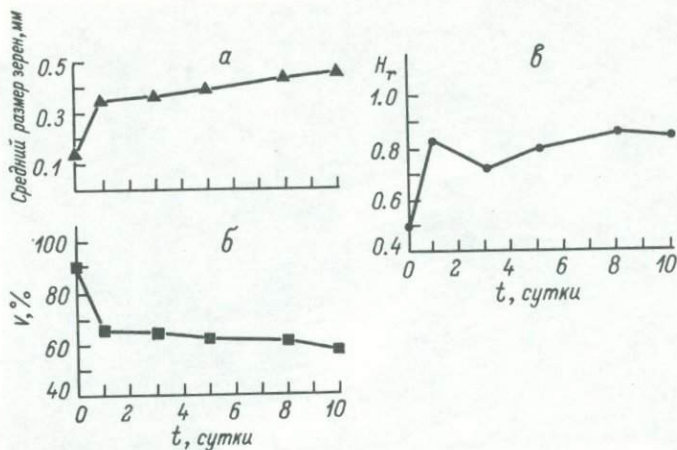


Рис. 2. Изменение среднего размера зерен (а), коэффициента вариации размеров зерен (б) и относительной информационной энтропии (в) перекристаллизованных кальцитовых агрегатов в зависимости от продолжительности отжига.

На рис. 2, а, б приведены статистические характеристики процесса перекристаллизации, а на рис. 2, в — изменение относительной информационной энтропии во второй серии опытов. Статистические характеристики показывают довольно монотонное возрастание среднего размера зерен кальцитового агрегата с увеличением времени отжига и снижение коэффициента вариации размеров зерен, т. е. со временем происходит укрупнение зерен кальцитового агрегата, он становится все более однородным. Информационно-энтропийный анализ оказывается более „чутким” и позволяет выделить два этапа в течение процесса перекристаллизации. Из рис. 2, в видно, что на начальных этапах перекристаллизации относительная энтропия возрастает, что свидетельствует о возрастании гранулометрической неоднородности агрегата (несмотря на то что коэффициент вариации размеров зерен снижается). Затем наблюдается снижение энтропии: вследствие перекристаллизации агрегат становится более равномернoзернистым. В дальнейшем ход процесса несколько меняется: на фоне общего укрупнения рост крупных зерен опережает рост более мелких. Гранулометрическая неоднородность вновь несколько возрастает, и этим обусловлено второе повышение энтропии. На поздних этапах перекристаллизации вновь намечается тенденция к снижению энтропии и, следовательно, к снижению гранулометрической неоднородности кальцитового агрегата.

Большинство перекристаллизованных зерен кальцита в обеих сериях оказались сдвойникованными, причем в отдельных зернах наблюдаются изогнутые двойники давления (рис. 3), отсутствовавшие в исходном образце. Это служит подтверждением существенного влияния термоупругих напряжений, возникающих в кальцитовом агрегате при нагревании, на перекристаллизацию с укрупнением зерен.

Обсуждение результатов и модель перекристаллизации минеральных агрегатов. Долгое время перекристаллизацию с укрупнением зерен объясняли стремлением системы к минимуму поверхностной энергии, который достигается за счет уменьшения общей поверхности зерен вследствие увеличения их размеров. Было принято допущение о связи размеров зерен с их растворимостью, т. е. укрупнение объяснялось тем, что для мелких зерен раствор был недосыщенным, а для крупных — пересыщенным. Однако далее было установлено, что вклад поверхностной энергии в общую свободную энергию дисперсионной фазы имеет ощутимое значение лишь при размерах частиц 10^{-7} — 10^{-6} см, при более крупных размерах этот вклад ничтожен и не может служить движущей силой перекристаллизации с укрупнением зерен [14].

Ю. О. Пуниным [14] была предложена модель укрупнения зерен минерального агрегата при периодических колебаниях температуры: перекристаллизация обусловлена

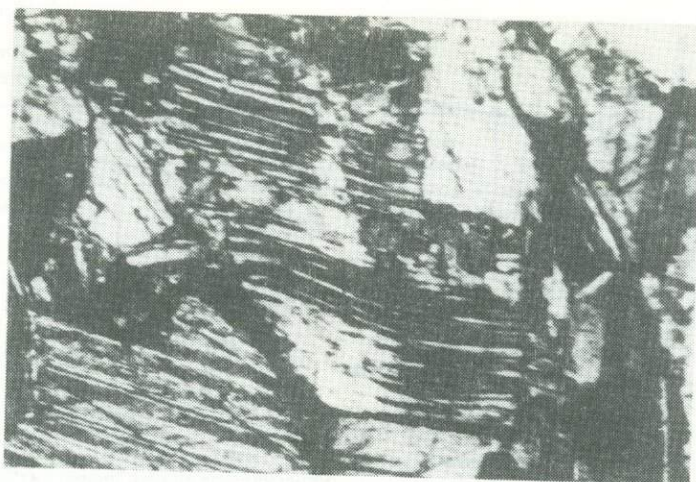


Рис. 3. Двойники давления в зернах перекристаллизованного кальцитового агрегата. Шлиф, николи скрещены, увел. 80.

различной дефектностью зерен. Однако эта модель не объясняет причин развития процесса перекристаллизации в твердом состоянии.

В существующих в настоящее время моделях перекристаллизации упорно повторяется одна и та же ошибка: принимая минеральный агрегат за систему, не учитывается одно из основных свойств систем — по свойствам отдельного элемента системы нельзя судить о свойствах самой системы, поскольку при выделении элемента из системы она теряет эмерджентные свойства, т. е. свойства, присущие всей системе в целом [2]. Если принимать минеральный агрегат за систему, то и рассматривать его надо как единое целое, а не как собрание отдельных индивидов.

На основании экспериментальных исследований предлагается принципиально другая модель перекристаллизации мономинеральных агрегатов.

Известно, что реальный кристалл (зерно) состоит из микроблоков размером $10^{-5} - n \cdot 10^{-6}$ см, разориентированных друг относительно друга на углы 1–3, реже до 5° [2]. При нагревании мономинерального агрегата (в зернах) вследствие термоупругих напряжений возникают разнонаправленные потоки дислокаций. Разноименные дислокации, встречаясь, могут аннигилировать [12]. В таком случае отдельные зерна могут испытывать пластический поворот. При этом межзерновая граница с большим углом разориентации кристаллических решеток соседних зерен может превратиться в малоугловую, т. е. границу между блоками. Происходит как бы слияние зерен. Это и есть перекристаллизация с укрупнением зерен минерального агрегата по дислокационному механизму. Кроме того, именно наличием направленных потоков дислокаций можно объяснить явление, часто сопровождающее перекристаллизацию, а именно очищение зерен от примесей. Направленные потоки дислокаций выталкивают примеси в интерстиции вследствие механодиффузии [18]. При слишком больших деформационных нагрузках (не важно, чем они вызваны — термоупругими напряжениями или давлением) может возникнуть и разориентация блоков в исходном зерне: границы между блоками могут превратиться в межзерновые, и зерно распадается на ряд более мелких. Развивается процесс, широко распространенный в природных объектах в областях тектонических деформаций и известный в литературе как рекристаллизация [4, 5].

Именно синхронным развитием процессов укрупнения зерен и рекристаллизации можно объяснить незначительное укрупнение зерен мрамора в первой серии опытов при температурах отжига 400 и 500 °С. Поскольку электропечи для всей серии вводились в заданный режим приблизительно за одинаковое время, термоупругие напряжения

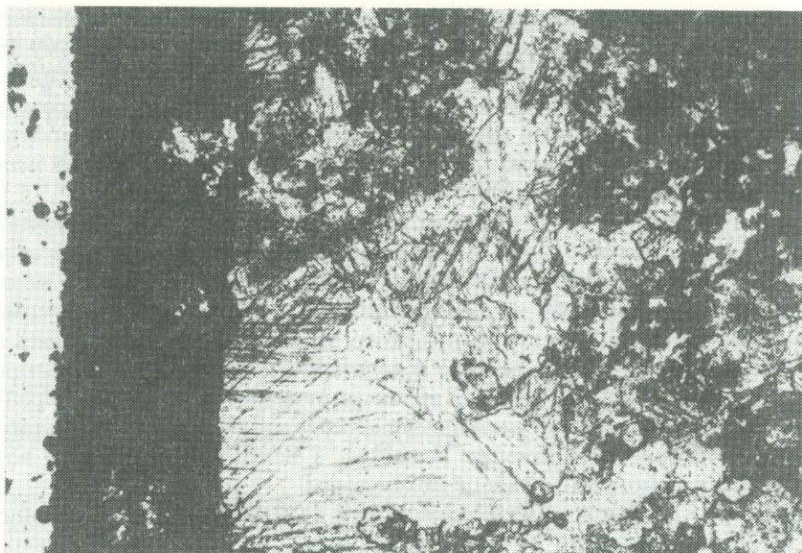


Рис. 4. Перекристаллизация известняка на фронте метасоматоза в экспериментальной колонке. Шлиф, николи скрещены, увел. 50.

Черное — зона метасоматического замещения.

в высокотемпературных опытах оказались слишком высокими, и процесс рекристаллизации доминировал над процессом укрупнения.

Релаксация термоупругих напряжений приводит к замедлению процесса перекристаллизации, и это хорошо иллюстрируется второй серией опытов (табл. 2, рис. 2, а).

При наличии порогового растворителя вступает в силу еще один механизм перекристаллизации. Вследствие термоупругих напряжений зерна минерального агрегата будут напряжены неравномерно. Удельное напряжение мелких зерен будет выше. Химический потенциал мелких зерен будет выше, чем у более крупных и, следовательно, растворимость мелких зерен будет выше, чем у крупных. Таким образом, связь размеров зерен с их растворимостью не прямая, как в формуле Оствальда—Фрейндлиха [11], а косвенная. Мелкие зерна будут растворяться не потому, что они мелкие, а потому, что они напряжены в большей степени.

Если принять мономинеральный агрегат за систему, то такая система в свою очередь будет состоять из множеств — минеральных зерен. Элемент множества — блок размером 10^{-5} — $n \cdot 10^{-6}$ см. С учетом этого можно дать следующее определение процесса перекристаллизации: перекристаллизация мономинерального агрегата — это перераспределение элементов множеств среди множеств системы без изменения величины самой системы.

В соответствии с правилом Ле-Шателье при воздействии на систему какого-либо фактора, выводящего ее из равновесия, система изменяется таким образом, чтобы устранить влияние этого фактора. Следовательно, для развития процесса перекристаллизации (укрупнения зерен или рекристаллизации) необходимо и достаточно воздействия хотя бы одного фактора — температуры или давления. И в том, и в другом случае возникают разнонаправленные потоки дислокаций, релаксирующие напряжения и приводящие к структурным преобразованиям минерального агрегата.

Роль перекристаллизации в гидротермальном минералообразовании. При перекристаллизации карбонатных пород вследствие пластических деформаций в них часто формируются ориентированно-зернистые структуры и своеобразные линзовидные текстуры перекристаллизации. Неравномерность перекристаллизации обусловлена микро неоднородностями состава, напряжений, а также наличием отдельных, более крупных

зерен, где создаются тени давления. При взаимодействии таких неравномерно перекристаллизованных пород с гидротермальными растворами метасоматическому замещению подвергаются в первую очередь именно перекристаллизованные участки. Процессы перекристаллизации как бы подготавливают породы к последующему метасоматическому замещению. Тогда характер такой перекристаллизации может во многом обуславливать характер гидротермально-метасоматической минерализации, что можно использовать при поисково-оценочных работах.

Подготовка породы к гидротермально-метасоматическому замещению перекристаллизацией (укрупнение зерен минеральных агрегатов и очищение их от примесей) может происходить и при самом гидротермальном процессе — на фронте метасоматоза. На рис. 4 приведена фотография экспериментальной гидротермально-метасоматической колонки в известняке. Зона метасоматического замещения сформировалась при моделировании диффузионного метасоматоза вследствие взаимодействия известняка с фторидными растворами [10]. Отчетливо видно укрупнение и очищение зерен кальцита на фронте метасоматоза. Перекристаллизация совершается не в результате полного растворения и повторного отложения вещества, а вследствие теплового воздействия флюида по обоим рассмотренным выше механизмам.

Действительно, по теории метасоматической зональности Д. С. Коржинского [8] число зон в метасоматической колонке на единицу превышает число минералов. При взаимодействии мономинерального агрегата с раствором, не несущим в себе никаких новых компонентов, будут формироваться одновременно две зоны — зона частичного растворения и зона перекристаллизации. Во второй зоне не может идти растворение вещества, поскольку раствор достиг стадии насыщения уже в первой зоне, следовательно, перекристаллизация вызвана тепловым воздействием флюида. Развивается процесс перекристаллизации как в результате слияния зерен по дислокационному механизму, так и вследствие перекристаллизации—переотложения неравномерно напряженных зерен.

При интенсивном развитии процесса перекристаллизации вследствие конвергентности признаков зона перекристаллизации может быть ошибочно трактована как ранняя кальцитизация. Следовательно, кинетику процесса перекристаллизации, его причины и следствия необходимо учитывать при выяснении генезиса гидротермально-метасоматического минералообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов В. Н., Зарайский Г. П. Экспериментальное и теоретическое исследование процесса разуплотнения горных пород при нагревании // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1982, вып. 10. С. 69–109.
2. Бокый Г. Б. Индивиды минеральных видов в свете общей теории систем // Методологические проблемы кристаллографии. М.: Наука, 1985. С. 267–273.
3. Гордеева Н. В., Шубников А. В. Укрупнение зерен порошка сегнетовой соли, находящегося в собственном растворе, под действием колебаний температуры // Кристаллография. 1967. Т. 12, вып. 2.
4. Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов // ЗВМО. Ч. 85, № 2. 1956. С. 147–170.
5. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов // Львов: Изд-во Львовского гос. ун-та. 1961.
6. Жабин А. Г. Об одной первичной текстуре карбонатитов и ее изменение при перекристаллизации // Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966. С. 227–234.
7. Жабин А. Г., Харченков А. Г. Равновесная структура мономинерального агрегата // Кристаллография и минералогия. Л.: Изд-во ЛГИ, 1972. С. 61–71.
8. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.
9. Краснова Н. И., Петров Т. Г., Золотарева Н. Ю. Экспериментальное изучение процесса собирательной перекристаллизации // Минер. журн. 1985. Т. 7, № 4. С. 66–73.
10. Кунц А. Ф. Экспериментальные модели гидротермального минералообразования в карбонатных породах // Экспериментальные модели минералообразования и рост кристаллов. Сыктывкар, 1985. С. 3–23. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 51).
11. Лемлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 327 с.
12. Орлов А. Н. Введение в теорию дефектов в кристаллах. М.: Наука, 1983. 144 с.

13. Пунин Ю. О. Перекристаллизация с укрупнением зерна в водном растворе // ЗВМО. 1964. Ч. 93, № 3. С. 364–367.
14. Пунин Ю. О. К вопросу о механизме перекристаллизации // ЗВМО. 1965. Ч. 94, № 4. С. 495–462.
15. Силаев В. И., Петровский В. А. Об энтропии процесса перекристаллизации // Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1976, вып. 20.
16. Цимбаленко М. Н. Опыты по перекристаллизации альбита и мусковита // ДАН СССР. Т. 84, № 1. 1952. С. 121–122.
17. Червяковский Г. Ф. Опыты по перекристаллизации некоторых сульфидных минералов // ДАН СССР. 1952. Т. 83, № 5. С. 737–738.
18. Юшкин Н. П. МеханоDIFFУЗИЯ в кристаллах и ее геологические следствия // Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1976, вып. 20. С. 17–28.
19. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии // Л.: Наука, 1977. 291 с.

Н. З. Евзикова

ПОЛЯРНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Понятие о полярности минералообразования берет начало от плюс-минералов и минус-минералов, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [12], и правила полярности, по В. Н. Лодочникову [13]. Уже в момент появления понятие о полярности минералообразования имело два аспекта: 1 – кристаллохимический, ассимилированный позднее учением о типоморфизме минералов, 2 – геохимический, ассимилированный позднее учением о кислотно-основных свойствах природных минералообразующих систем. Учения о типоморфизме минералов и кислотно-основных свойствах природных минералообразующих систем уже в наше время обнаружили тенденцию сближения через длительную дискуссию о форме и размерах атомов в кристаллах, способах выражения компактности кристаллов и значениях компактности кристаллов для последовательности минералообразования (см. ЗВМО за 1969–1975 гг.). Именно в период этой дискуссии были замечены дивергентные замещения минералов [3, 7], влияние дивергентных замещений на физическое различие горных пород [4, 6] и прямое отношение того и другого к правилу полярности Лодочникова [5]. К 1983 г. двуединство компактности (структурного сжатия–расширения) и полярности (пространственно-временной дифференциации атомов) стало очевидным [8]. Ниже полярность минералообразования будет обсуждена с позиций прикладного использования этого феномена, для чего существующие рамки приложения понятия „полярность минералообразования” придется значительно расширить.

Модели полярного минералообразования. Полярность минералообразования возникает вследствие образования полярных (в смысле контрастных, полюсных, противоположных) продуктов естественного эволюционного процесса. Главной чертой этого процесса является направленность во времени и в пространстве. В какую-то стадию или в какой-то зоне процесс протекает оптимально, и эта часть пространственно-временной оси минералообразования отмечается статистическим большинством, задающим фон или норму любого качества минерала (рис. 1). Так, например, нормой ограничения минерала является его соответствие закону Браве. Кристалломорфологические аномалии, т. е. отступления ограничения от закона Браве, наблюдаются по периферии рудных жил, что используется при оценке уровня эрозийного среза жил и решении других практически важных задач [9]. С помощью модели на рис. 1 можно, следовательно, через разновременные (и разноместные) продукты минералообразования исследовать полярность времени–пространства. Существует и обратная возможность: через одновременность и однородность (т. е. в пределах одной и той же стадии или зоны) исследовать полярность продуктов минералообразования. Соответствующая модель изображена в виде примера на рис. 2 и описывается формулой дивергентного замещения:

$$\omega_m \approx \frac{\omega_d + \omega_r}{2}, \quad (1)$$

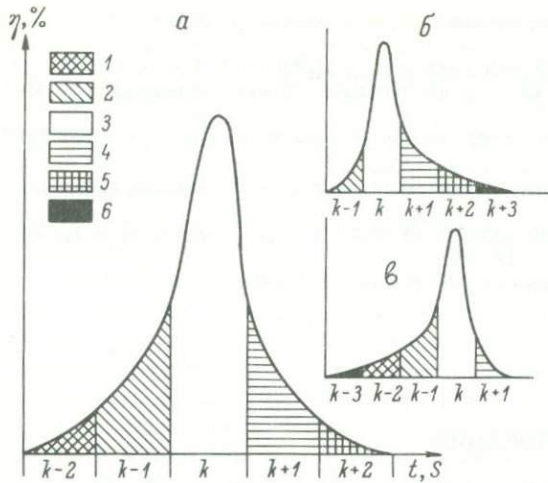


Рис. 1. Пространственно-возрастные аномалии на основе ряда направленно изменяющегося качества минерала (руды, горной породы).

a – случай симметричного ряда; *б, в* – случаи несимметричных рядов; *t* – время, по стадиям; *S* – пространство, по зонам; η – распространенность качества, %; *k, k+1* и т. д. – номера членов качественного ряда. 1 – сильная отрицательная аномалия; 2 – она же, слабая; 3 – норма; 4 – слабая положительная аномалия; 5 – она же, сильная; 6 – сильнейшие положительная или отрицательная аномалии.

где ω_m – структурная рыхлость исходной (материнской) кристаллической фазы, $\text{см}^3/\text{г} \cdot \text{атом}$; ω_d и ω_r – то же для новообразованных (дочерних) фаз: *d* – доминантной (накапливающейся), *r* – рецессивной (рассеивающейся).

Полярными при дивергентных замещениях являются новообразования *d* и *r*, ибо крайность значений их ω означает крайность всех коррелирующихся с ω свойств: основности, щелочности, плотности, упругости, твердости, теплоемкости, электропроводности и пр. Пространственно-временная сопряженность полярных новообразований *d* и *r* по дивергентному принципу осуществляется в результате циклически повторяющейся в открытой системе триады следующих элементарных актов (рис. 2):

- 1) доинверсионное минералообразование: переход $m_1(d_1) \rightarrow d_2(m_2)$ и рассеяние $r_2(m_2) \approx m_1(d_1) - d_2(m_2)$;
- 2) инверсия: смена направлений процесса;
- 3) послейинверсионное минералообразование: переход $d_2(m_2) \rightarrow r_2(m_2)$ и начало нового витка.

Следы инверсии материально закреплены в признаках временного прекращения замещений, установления приблизительного равновесия между минералами, их

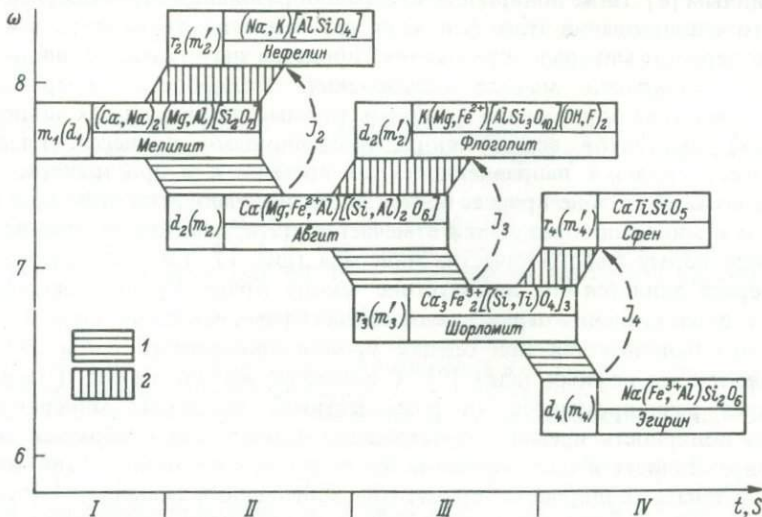
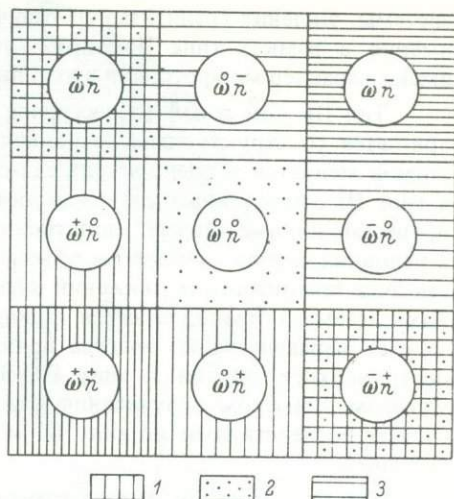


Рис. 2. Пример дивергентного замещения в щелочных пегматитах с образованием пар полярных минералов: авгит + нефелин; флогопит + шорломит; эгирин + сфен.

Координаты: *t* – время, по стадиям; *S* – пространство, по зонам; ω – структурная рыхлость, $\text{см}^3/\text{г} \cdot \text{атом}$; I–IV – номера стадий или зон. *J* – инверсия; 1 – переход по линии уменьшения ω ; 2 – переход по линии увеличения ω .

Рис. 3. Теоретические случаи изменения объема земного вещества.

1 — увеличение; 2 — постоянство; 3 — уменьшение. Структурная рыхлость: $\overset{+}{\omega}$ — увеличивающаяся; $\overset{0}{\omega}$ — постоянная, $\overset{-}{\omega}$ — уменьшающаяся. Число атомов: $\overset{+}{n}$ — увеличивающееся, $\overset{0}{n}$ — постоянное, $\overset{-}{n}$ — уменьшающееся. Сопряженные системы располагаются в противоположных углах и на противоположных сторонах квадрата.



перекристаллизации; инверсией маркируются границы между стадиями и зонами. Инверсия наступает как следствие перерыва в пульсационном поступлении энергии, вызывающей переходы типа $m \rightarrow d$. Вид энергии значения не имеет. Минералообразование по образцу (рис. 2) происходит с частичной компенсацией энергетических затрат экзотермическим эффектом при образовании фазы d . Поэтому, будучи однажды запущенным, механизм дивергенции в состоянии функционировать длительное время по затухающей синусоиде. Постепенно происходит все более и более детальное фракционирование материнского вещества, доходящее на конечных стадиях до промышленных концентраций одних элементов и до полного рассеяния других.

Типы сопряженных природных систем. С позиций дивергентного принципа каждой ограниченной пространственно-временными рамками области минералообразования должна соответствовать другая область со значением антипода. Иначе говоря, при рассмотрении природных процессов следует всегда иметь в виду не одну какую-либо минералообразующую систему, а совокупность сопряженных систем числом

$$L = 2p - k, \quad (2)$$

где p — целое положительное число; k — число систем, выполняющих функции общих (коллективных) антиподов при условии $k < p$. Для вывода типов сопряженных природных систем объем (в см^3) каждой одиночной системы надо представить в виде

$$V = N^{-1} \omega n, \quad (3)$$

где N — число Авогадро; ω — структурная рыхлость кристаллов, $\text{см}^3/\text{г} \cdot \text{атом}$; n — число атомов в объеме V .

Из рассмотрения различных комбинаций увеличивающихся (+), уменьшающихся (−) или остающихся постоянными (0) значений V , ω и n (рис. 3) выводится только четыре типа сопряженных природных систем. Они различаются между собою по характеру структурно-химических (конституционных) превращений и отчасти по знаку объемного эффекта, сопровождающего эти превращения. Сопряжение систем обозначим знаком \geq .

Тип I: $\overset{-}{\omega} \overset{+}{n} \geq \overset{+}{\omega} \overset{-}{n}$. Структурное сжатие с привнесом атомов (слева) сопрягается со структурным расширением, сопровождающимся выносом атомов (справа). В итоге сопряженные процессы дают весьма малое изменение объема в обеих частях системы вплоть до сохранения его начального значения. При тонко сбалансированном обмене атомами между частями системы возникают условия для образования псевдоморфоз. К типу I сопряженных систем относится большинство рудных жил с окружающими их зонами окolorудного метасоматоза. Кристаллохимические превращения имеют характер морфотропии в условиях приблизительного постоянства объема.

Тип II: $\overset{-}{\omega} \overset{-}{n} \geq \overset{+}{\omega} \overset{+}{n}$. Структурное сжатие с выносом атомов (слева) сопрягается со структурным расширением, сопровождающимся привнесом атомов (справа). Слева происходит максимально возможное уменьшение объема, тогда как справа — его максимальное увеличение. Тип II сопряженных систем выдает себя предельно высокой тектонической активностью, разрывами сплошности среды на границе между частями

системы. Явления гранитизации—базификации земной коры происходят, по-видимому, именно в рамках типа II сопряженных систем. Кристаллохимические превращения имеют характер морфотропии в условиях непостоянства объема.

Тип III: $\dot{\omega}_n^0 \approx \dot{\omega}_n^0$. Структурное сжатие при сохранении числа атомов (слева) сопрягается со структурным расширением при сохранении числа атомов (справа). Вид атомов меняется в обеих частях системы, поэтому кристаллохимические превращения в типе III сопряженных систем включают в себя наиболее изученные среди минералов процессы полиморфизма, политипии, изоморфизма, гетерометрии и морфотропии в условиях слабого изменения объема. Последнее, впрочем, считается достаточным для генезиса тектонических движений в верхней мантии, где (на основании опытов в закрытых системах) предполагаются фазовые переходы, исключающие объемные эффекты за счет неравенства количества привнесенного и вынесенного вещества. Принадлежность верхней мантии к типу III сопряженных систем неочевидна, поэтому более удачным примером вспучивания и усадок земного вещества со всеми вытекающими отсюда последствиями по типу III можно считать специфику грунтов в зонах вечной мерзлоты.

Тип IV: $\dot{\omega}_n^- \approx \dot{\omega}_n^+$. Вынос атомов при сохранении структурной рыхлости вещества (слева) сопрягается с привнесением атомов при сохранении структурной рыхлости вещества (справа). Структура минералов меняется как слева, так и справа. Объем слева сокращается, а справа возрастает за счет явлений роста и растворения одних и тех же или гомологичных минералов. Тектонические движения в типе IV сопряженных систем слабые, подобные тем, что наблюдаются в карстовых районах или в областях влияния альпийских жил и аналогичных им образований.

Благодаря обычному загрязнению и дефектности строения природных кристаллов резкого разграничения между вышеохарактеризованными типами сопряженных систем I—IV нет. По-видимому, следует считать правилом, что не только вхождение в минерал или вынос из минерала части атомов почти всегда сопровождается структурным сжатием—расширением, но и периодически наступающее (безразлично по каким причинам) структурное сжатие—расширение имеет следствием выброс или захват порции атомов. При этом обычно меняется объем вещества, создавая вокруг очагов полярного минералообразования физические поля разного наименования. Кристаллохимический, геохимический, структурно-тектонический, геофизический и другие эффекты минералообразования являются, таким образом, очень тесно связанными между собою, так что изменение любого параметра состояния минерала (руды, породы) по любому из каналов внешнего воздействия на него отражается на таких качествах, которые в силу традиции рассматриваются до сих пор порознь.

Карты полярного минерально-, рудо- и породообразования. Под картами полярного минерало-, рудо- и породообразования следует понимать карты количественного (в изолиниях) представления геологической информации в виде системы особых (аномальных) точек (полюсов) геологического пространства—времени.

Метод построения карт полярного минералообразования по модели на рис. 2 пока не разработан, а модель на рис. 1 (без трактовки ее как полярной модели) была уже использована при кристалломорфологическом картировании. Метод построения карт полярного минералообразования по модели на рис. 1 заключается в следующем:

- 1) установить последовательность изменения картируемого качества во времени (по стадиям) или в пространстве (по зонам);
- 2) разбить установленный ряд изменчивого качества на нечетное число диапазонов и представить последние сменяющимися друг друга типами кристаллов, руд, горных пород;
- 3) пронумеровать каждый тип кристаллов, руд, горных пород, начиная с начала ряда (I, II, III и т. д.);
- 4) установить наиболее распространенный (фоновый) член ряда, относительно которого другие члены ряда будут считаться аномальными со знаком плюс или минус;

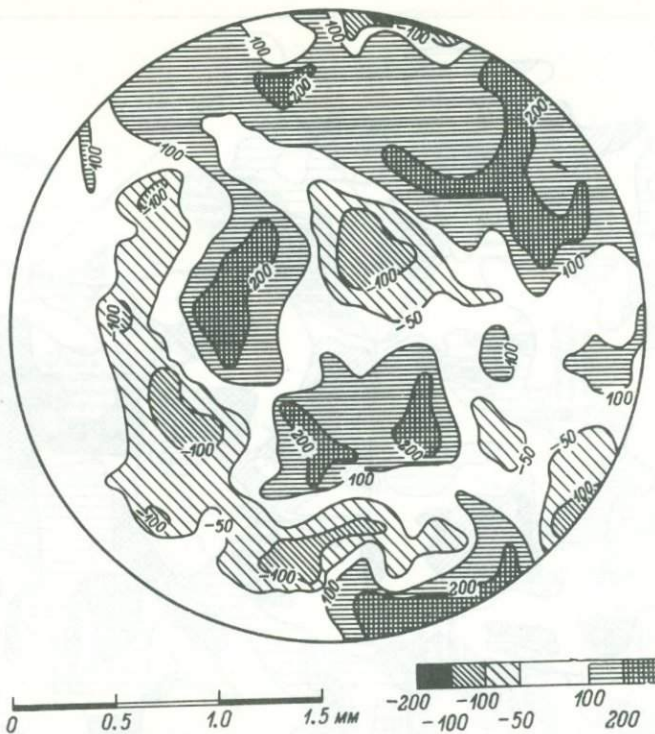


Рис. 4. Карта полярного минералообразования на примере шлифа гранат-кордиерит-ставролит-биотитового сланца.

Обсчитанное качество – конституция. В изобаллах X_5 . Полюса (аномалии конституции) – места экстремальных значений упругости и плотности.

5) подсчитать в каждом квадрате, площадь которого определяется масштабом карты, процентное соотношение пронумерованных членов ряда, считая выражением их количества площади, мощности, интенсивности и т. п.;

6) подсчитать для каждого квадрата балл X_q по одной из формул, указанных ниже;

7) выделить по значениям X_q фон и аномальные участки карты.

В простейшем случае при нормальном (симметричном) распределении аномалий относительно фона и пяти членах эволюционного ряда ($q = 5$)

$$X_5 = (2C_V + C_{IV}) - (C_{II} + 2C_I), \quad (4)$$

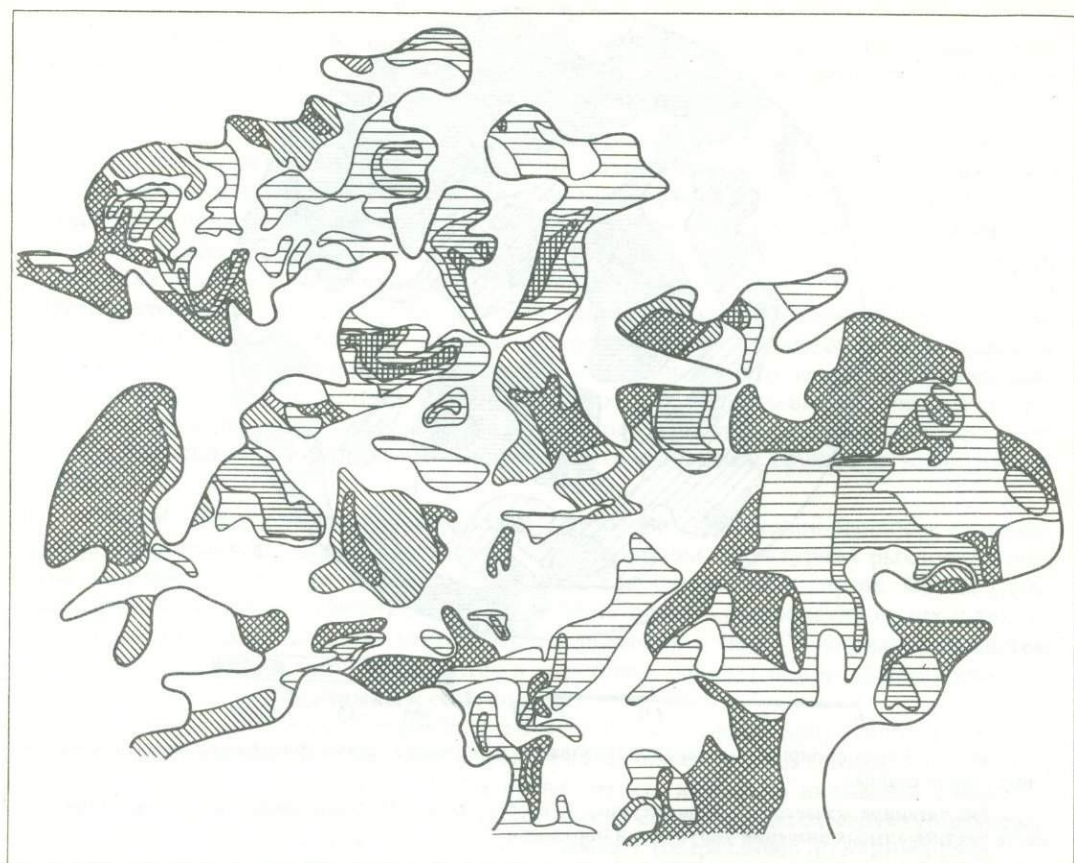
где C_{I-V} – процентное содержание соответствующих членов эволюционного ряда. Из формулы (4) путем увеличения коэффициентов перед C и переноса значения нормы на разные члены ряда получаются ее модификации, учитывающие левизну и правизну ряда и пригодные для любого нечетного числа членов q (см. таблицу).

На рис. 4, 5 даны примеры карт полярного минералообразования, построенные путем обсчета по формуле (4) следующих эволюционных рядов:

а) кристаллохимического – по площади шлифа (рис. 4);

б) кристалломорфологического – по площади рудного района (рис. 5).

На всех картах (могут быть составлены и другие карты, например, геохимических, литологических и других рядов) полярность минералообразования проявляется одинаковым образом, а именно сопряженностью участков с максимально контрастными параметрами: физических свойств (рис. 4), температурой и составом рудных растворов, интенсивностью вертикальных движений кристаллического фундамента. Очевидно, что, используя формулы $X_7, X_9, X_{11} \dots X_q$ (см. таблицу), можно построить карты



1000 0 1000 м

1 2 3 4 5 6 7

Рис. 5. Карта полярного рудообразования на примере рудного района с метасоматически переработанными эффузивами мелового возраста.

Обчислительное качество – габитус пирита. В изобаллах X_g . 1 – нет пирита; 2 – от (-200) до (-100); 3 – от (-100) до (-75); 4 – от (-75) до (-50); 5 – от (-50) до 0; 6 – более 0; 7 – граница шлихового опробования. Полюса (аномалии огираения) – места экстремальных значений параметров рудоотложения.

полярного минералообразования с любой степенью детальности. Первоочередными представляются карты полярного минералообразования на геохимической основе не только потому, что они одни из важнейших в геологоразведочном деле, но и потому, что эволюционные ряды элементов в различных по составу рудных месторождениях и ореолах хорошо известны [10]. Введением в обиход карт полярного минералообразования решается задача представления структуры геологического пространства в виде системы точек, могущих быть связанными между собою одним или несколькими видами геометрического соответствия [16, 2, 18].

Практическое использование карт полярного минералообразования. Можно отметить три направления практического использования карт полярного минералообразования: а – прогнозирование глубинного оруденения; б – установление роли геофизических полей в процессах эндогенного минералообразования; в – реконструкция исчезнувших геофизических полей.

Прогнозирование глубинного оруденения становится возможным, если находится закономерность связи точек структуры геологического пространства (ими могут быть

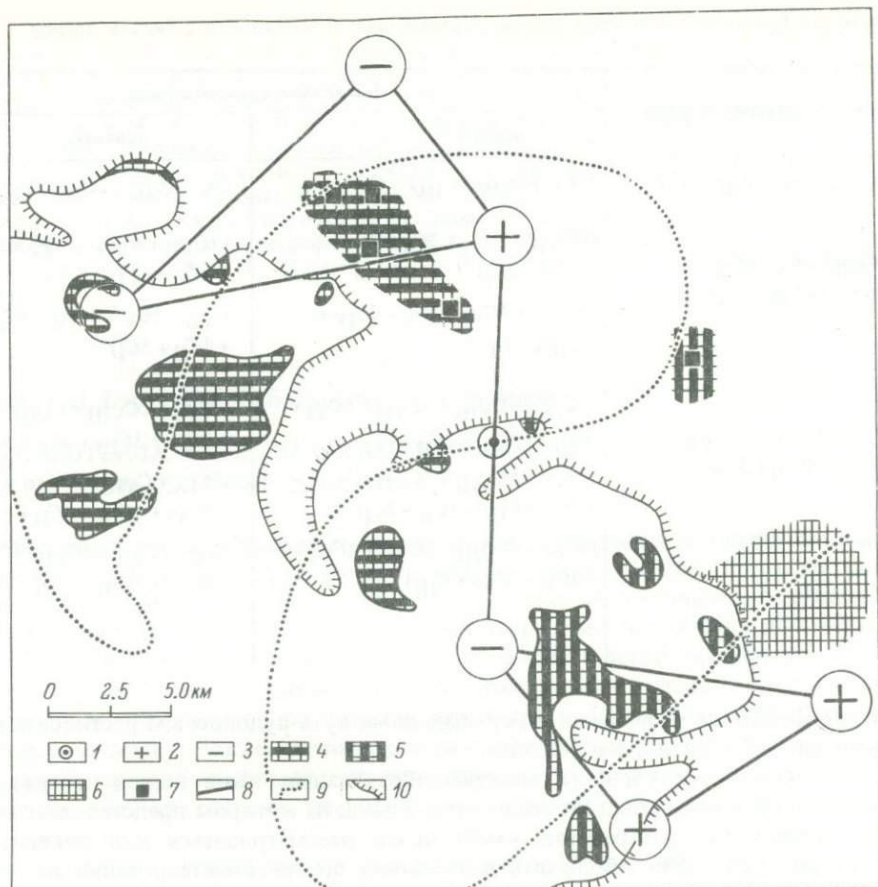


Рис. 6. Правильная структура геофизико-геологического пространства в рудном районе, позволяющая прогнозировать участок глубинного оруденения.

1 — черно-белая (полярная) ось соответствия 2-го порядка; 2 — положительные полюса электрического поля глубинного происхождения; 3 — отрицательные полюса того же поля; 4 — рудные поля, связанные с гранитоидами повышенной кислотности; 5 — рудные поля, связанные с гранитоидами повышенной основности; 6 — рудное поле, предполагаемое на глубине по результатам анализа структуры геофизико-геологического пространства; 7 — рудопоявления за пределами площади шлихового опробования; 8 — направления главной трещиноватости; 9 — изолиния $\Delta U=250$ мВ; 10 — граница площади шлихового опробования.

и рудные объекты) с точками структуры геофизического поля. На рис. 6 показана, например, закономерность связи между разноименными полюсами глубинного естественного электрического поля [1] и расположением рудных полей в одном из районов Кавказа. Участки, отвечающие соответствующим точкам известных крупных рудных объектов, должны быть, по логике этого метода, проверены на глубинное оруденение как минимум высокочувствительной геохимической съемкой. Установление роли геофизических полей в процессах эндогенного минералообразования [14, 15 и др.] с введением в обиход карт полярного минералообразования облегчается тем, что прочный эмпирический фундамент, заложенный в этих картах, не может быть изменен никакими переменами воззрений на процессы, генезирующие как минералы (руды, породы), так и геофизические поля [17, 11]. Не исключено, что во время мощных электромагнитных бурь, сопровождающих извержения вулканов и землетрясения, минералы растут гораздо быстрее, чем принято считать. Известная приуроченность рудных месторождений к зонам активной тектонической деятельности кроме общепризнанного

X_q	Для симметричного ряда	Для асимметричного ряда	
		левого	правого
X_5	$(2C_V + C_{IV}) - (C_{II} + 2C_I)$	$(3C_V + 2C_{IV} + C_{III}) - C_I$	$C_V - (C_{III} + 2C_{II} + 3C_I)$
X_7	$(3C_{VII} + 2C_{VI} + C_V) - (C_{III} + 2C_{II} + 3C_I)$	$(4C_{VII} + 3C_{VI} + 2C_V + C_{IV}) - (C_{II} + 2C_I)$ $(5C_{VII} + 4C_{VI} + 3C_V + 2C_{IV} + C_{III}) - C_I$	$(2C_{VII} + C_{VI}) - (C_{IV} + 2C_{III} + 3C_{II} + 4C_I)$ $C_{VII} - (C_V + 2C_{IV} + 3C_{III} + 4C_{II} + 5C_I)$
X_9	$(4C_{IX} + 3C_{VIII} + 2C_{VII} + C_{VI}) - (C_{IV} + 2C_{III} + 3C_{II} + 4C_I)$	$(5C_{IX} + 4C_{VIII} + 3C_{VII} + 2C_{VI} + C_V) - (C_{III} + 2C_{II} + 3C_I)$ $(6C_{IX} + 5C_{VIII} + 4C_{VII} + 3C_{VI} + 2C_V + C_{IV}) - (C_{II} + 2C_I)$ $(7C_{IX} + 6C_{VIII} + 5C_{VII} + 4C_{VI} + 3C_V + 2C_{IV} + C_{III}) - C_I$	$(3C_{IX} + 2C_{VIII} + C_{VII}) - (C_V + 2C_{IV} + 3C_{III} + 4C_{II} + 5C_I)$ $(2C_{IX} + C_{VIII}) - (C_{VI} + 2C_V + 3C_{VI} + 4C_{III} + 5C_{II} + 6C_I)$ $C_{IX} - (C_{VII} + 2C_{VI} + 3C_V + 4C_{IV} + 5C_{III} + 6C_{II} + 7C_I)$
.....

объяснения феномена разрывами, открывающими путь рудоносным растворам, имеет, возможно, еще и геофизическую основу.

Таким образом, полярность минералообразования, имея выход в различные отрасли геологии и объединяя их общностью языка, на котором представляется структура геологического пространства, имеет право рассматриваться как явление, изучение которого способно обеспечить дальнейший прогресс металлогении на ближайшие годы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамишвили Т. Д., Джаши Г. Г., Рысс Ю. С. Естественное электрическое поле глубинного происхождения // Сов. геол. 1983. № 2. С. 103–110.
2. Дубов П. Л., Франк-Каменецкий В. В., Шафрановский И. И. Обобщенная симметрия (учебное пособие). Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 74 с.
3. Евзикова Н. З. К вопросу о поведении земного вещества при сверхвысоком давлении // Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы (материалы к совещанию). Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1969. С. 37–40.
4. Евзикова Н. З. Эмпирическая зависимость скорости упругих волн от атомного строения минералов // Геология и геофизика. 1972. № 8. С. 94–99.
5. Евзикова Н. З. Дивергентные замещения и правило полярности Лодочникова (в связи со статьей Н. И. Наковника) // ЗВМО. 1973. Ч. 102, вып. 6. С. 661–671.
6. Евзикова Н. З. Дивергентные замещения как причина физического различия минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах // Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах: (материалы совещания). Тбилиси: Изд-во Ин-та геофизики АН ГССР, 1974. С. 34–36.
7. Евзикова Н. З. Дивергентные замещения // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1975. С. 226–236.
8. Евзикова Н. З. Конституционное родство и генетические ряды минералов // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С. 12–21.
9. Евзикова Н. З. Поисковая кристалломорфология. М.: Недра, 1984. 143 с.
10. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 191 с.
11. Козловский М. И., Бурчакова В. И., Мелентьев И. И. Электрическое поле и кристаллизация. Кишинев: Изд-во Штиница, 1976. 61 с.

12. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Ч. 1. Л., 1925. 395 с.
13. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные // Труды ЦНИГРИ. 1936. Вып. 38. 817 с.
14. Нюссик Я. М., Комов И. Л. Электрохимия в геологии. Л.: Наука, 1981. 240 с.
15. Рысс Ю. С. Геоэлектрохимические методы разведки. Л.: Недра, 1983. 255 с.
16. Франк-Каменецкий В. А., Дубов П. Л., Шафрановский И. И. Классическая симметрия (учебное пособие). Л.: Изд-во ЛГУ, 1984. 86 с.
17. Чернов А. А., Мельникова А. М. Теория электрических явлений, сопровождающих кристаллизацию // Кристаллография. 1971. Т. 16, вып. 3. С. 477–492.
18. Шафрановский И. И., Плотников Л. М. Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144 с.

Викт. Л. Барсуков, О. Б. Рыжов, П. Л. Федоров

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЖИЛЫ В СКОЛОВЫХ ТРЕЩИННЫХ ЗОНАХ

Многие кварцевые, баритовые, флюоритовые, настурановые, галенитовые и другие гидротермальные жилы формировались путем замещения классического материала сколовых трещин или полос дробления пород между сближенными, сочленяющимися и пересекающимися сколами, совокупности которых мы называем в дальнейшем сколовыми зонами (рис. 1). Хорошо видно, что разные участки сколовых зон испытали при их формировании неодинаковые механические разрушения. В одних участках сохраняется много реликтов вмещающих пород, другие целиком превращены в рыхлую кластическую массу. Такие рыхлые, высокопроницаемые участки сколовых зон служили главными путями фильтрации гидротермальных растворов и в первую очередь замещались метакристаллами кварца, барита, галенита, ангидрита, метасферолитами настурана и т. д.

О широком развитии такого рода жил еще в 1962 г. писал Ф. И. Вольфсон [6]. В ряде работ были рассмотрены принципиальные схемы образования макроструктур таких жил, доказательства метасоматической природы слагающих их индивидов, особенности агрегации метакристаллов и метаиндивидов и ряд других вопросов [1–5, 7].

Межсколовый кластический материал быстро обводняется за счет стягивания в него поровых растворов пород. При этом неизбежно происходят реакции гидратации и гидролиза дробленных породообразующих минералов. Но особой интенсивности переработка кластического материала сколовых зон достигала тогда, когда по ним начиналась фильтрация гидротермальных растворов, неравновесных с вмещающей средой вообще, а с ее истертыми фракциями в особенности. Именно в таком высокопроницаемом материале сколовых зон гидротермальные растворы формируют растянутые на десятки и сотни метров по восстанию (или вообще по направлению движения растворов) инфильтрационные метасоматические колонки, резко отграниченные зернами скольжения от боковых, иногда практически неизменных пород (рис. 2). При прочих равных условиях скорость фильтрации гидротерм, а вместе с тем и скорость разрастания инфильтрационных метасоматических колонок по направлению тока растворов прямо пропорциональны проницаемости среды (K_{Π}), через которую просачиваются растворы. Для интрузивов K_{Π} обычно не превышает 10^{-3} – 10^{-5} мД, для эффузивов она бывает несколько выше – 10^{-2} – 10^{-4} мД, а для рыхлого кластического материала сколовых зон K_{Π} составляет 500–700 мД [3] и, очевидно, может быть и более высокой. Если растворы, фильтрующиеся по сколовой зоне, формируют в ней метасоматическую колонку „длинную” (или „высоту” – эти слова больше отражают суть дела, чем слово „мощность”) в 1 км, то те же растворы, растекающиеся в обе стороны от сколовой зоны, смогут в эффузивах образовать вокруг нее ореолы инфильтрационного метасоматоза (такую же, как и в сколе колонку) мощностью в дециметры

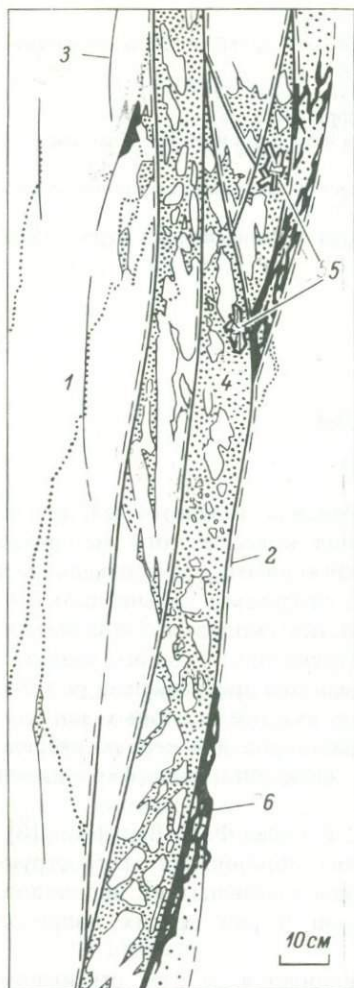


Рис. 1. Общий вид сколовой зоны.

1 — липарит; 2 — сколовые трещины с глиной трения; 3 — чешуйчатые сколы без видимой глины трения; 4 — рыхлый гидротермально измененный кластический материал; 5 — метакристаллы барита; 6 — галенит.

или сантиметры. Если массообмен через стенки сколовой зоны осуществляется не инфильтрацией растворов, а диффузионным путем — несравненно более медленным механизмом, то мощность околосколовых изменений пород может оказаться близкой к нулю.

Интенсивность метасоматической переработки рыхлого материала сколовых зон во много крат выше, чем во вмещающих эти зоны породах, из-за огромной величины удельной поверхности такого материала. При этом не только тыловые зоны внутрисколовых колонок имеют, как это считается в теории метасоматоза, мономинеральный состав. Часто и в промежуточных полиминеральных зонах из-за большой растянутости их по восстанию или протяжению сколовых зон агрегаты отдельных минералов, как в хроматографической колонке, обособляются один от другого, „разгоняются” в пространстве. Так формируются мономинеральные баритовые, кварцевые, галенитовые, настурановые или иные жилы-зоны или части зон внутрисколовых инфильтрационных метасоматических колонок.

Д. С. Коржинский еще в 1953 г. говорил о том, что поскольку гидротермальные растворы всегда имеют сложный химический состав, кристаллизация из них переносимого материала должна иметь эвтектический характер с одновременным осаждением нескольких минералов, отложение же мономинерального продукта может быть обеспечено только метасоматическими процессами. По его мнению, конечным продуктом метасоматоза должны быть мономинеральные породы, которые будут возникать вдоль главных путей следования растворов, образуя жильное выполнение трещинных зон.

Колонки, составной частью которых являются мономинеральные жильные выполнения, реконструируются обычными минералогическими и петрографическими методами, химанализами проб, отбираемых по падению или простиранию сколовой зоны.

Возьмем, например, самые обычные баритовые жилы Кармазара, формировавшиеся при 250–300 °С. Тыловую зону внутрисколовой метасоматической колонки в них составляет монокварцевый агрегат (так называемый „сахаровидный кварц”), обычно „наступающий” снизу на следующую существенно баритовую зону и псевдоморфно замещающий пластины барита. Мощность баритовой зоны, т.е. протяженность баритовых жил по простиранию и по восстанию сколовых трещин составляет сотни метров. Строго говоря, эта зона не бывает абсолютно мономинеральной, хотя барит и составляет в ней до 95 и более процентов объема. Вместе с ним всегда присутствует и некоторое количество новообразованного кварца, глинистых минералов, гематита и иногда пирита. Между пластинчатыми метакристаллами барита нередко остаются реликты рыхлого кластического материала, гидротермально измененные до парагенезисов кварц—каолинит (диксит), кварц—серицит и другие, характерных для следующей метасоматической зоны единой внутрисколовой колонки. Эта метасоматическая зона неодинакова на разных месторождениях Кармазара (рис. 3).

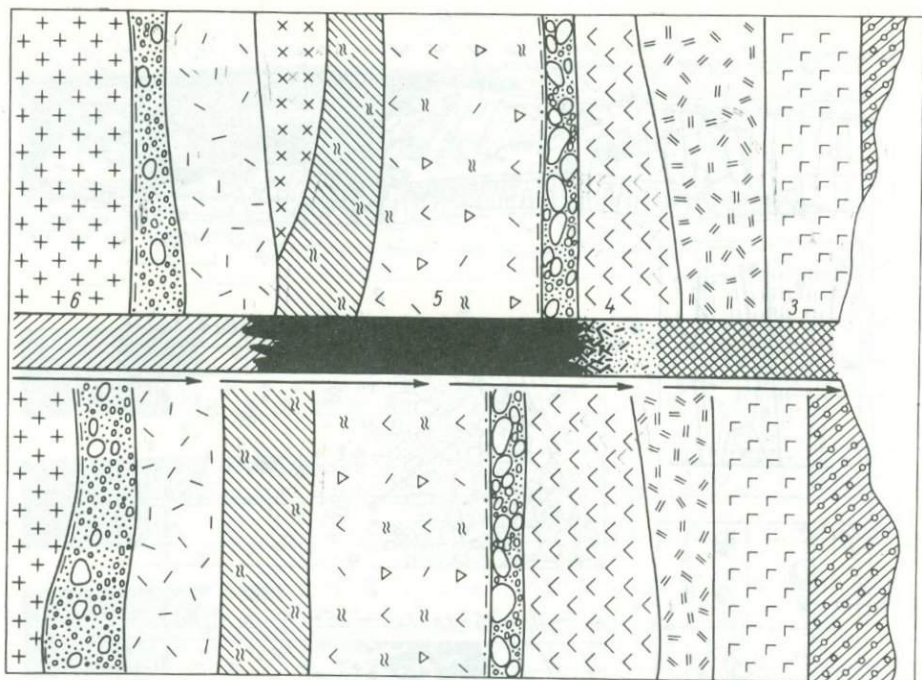


Рис. 2. Принципиальная схема строения растянутой по вертикали (по сколовой зоне) на сотни метров инфильтрационной метасоматической колонки баритовых месторождений Карамазара.

Зоны колонки: 3 – кварц-серицитовая; 4 – кварц-каолининовая; 5 – баритовая; 6 – кварцевая.

Иногда она представляет собой скопления разноориентированных крупных метакристаллов кварца в каолините, окружающие узкой каймой пластины барита. Иногда метакристаллы кварца составляют сплошную друзовую корку (друзы замещения) на гранях метапластин барита, но и в этом случае цементируются каолинитом. Редко вместо кварца пластины барита бывают одеты рубашками из метакристаллов пирита, цементируемых каолинитом и кварцем. Мощность таких каемок всегда невелика – 1–5 мм. Постепенно кварц-каолининовые (пирит-каолининовые) каймы переходят в более мощные (протяженные) кварц-серицитовые с примесью каолинита, пирита, кальцита зоны, прослеживающиеся по восстанию или простиранию сколов на десятки, а чаще на сотни метров. Если искать продолжение этой колонки в горных выработках, то не всегда нам это удалось бы сделать, так как проходить выработки по пустому сколу мы, естественно, не имеем возможности. Но в этом и нет особой необходимости. В кварц-серицитовой зоне, да и в барите, встречаются крупные обломки вмещающей породы (липарита, гранита), по периферии которых в сжатом виде четко выделяются (бывает в пределах одного шлифа) все зоны колонки, более внешние по отношению к той, где находится обломок: зона появления микроклина и уменьшения количества кварца и серицита, зона появления альбита и, наконец, относительно неизменная порода. Все минералы колонки, которые удается отобрать, имеют, естественно, одну и ту же температуру образования и относятся к одной стадии гидротермального процесса (кварц, барит, кальцит, пирит и некоторые другие). Все местные видоизменения этой колонки, о которых говорилось выше (много пирита в кайме вокруг баритовых пластин вместо кварца и т. п.) не принципиальны. Можно поэтому утверждать, что главная масса карамазарского барита выделялась в колонках интенсивнейшего кислотного выщелачивания внутрисколовых дробленых и истертых пород гранитного состава.

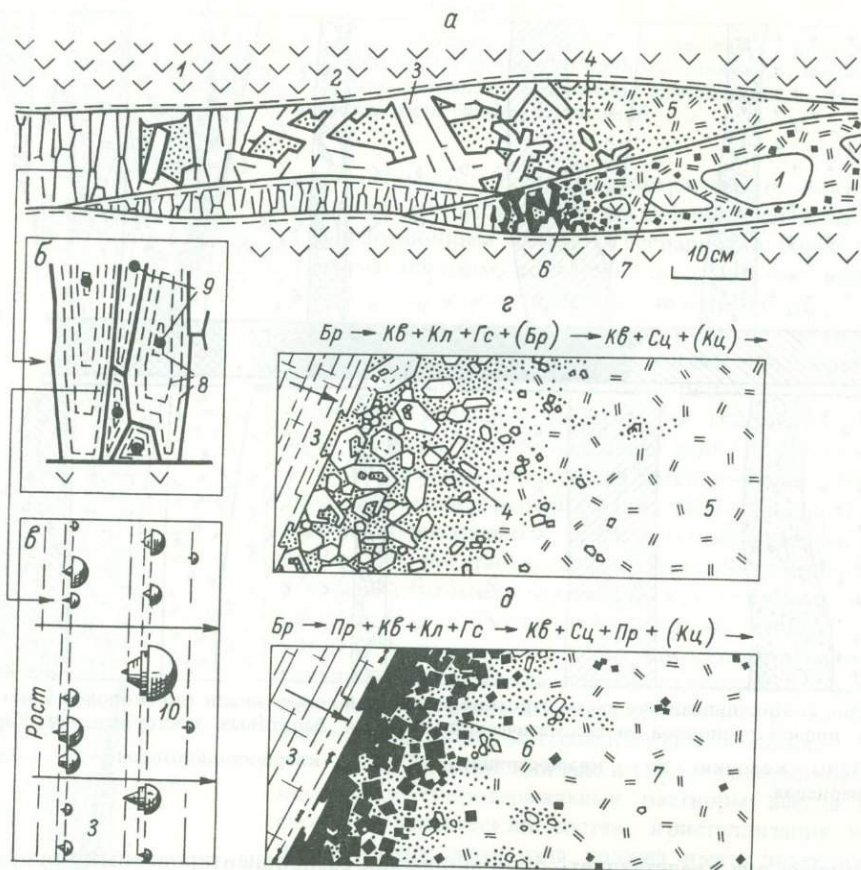


Рис. 3. Метасоматическая баритовая жила полиметаллического месторождения (Карамазар, Средняя Азия).

a – общий вид; *б* – деталь „а”; *в* – деталь „б”; *г, д* – разновидности строения внутренних метасоматических зон внутрисколовых колонок с мономинерально-баритовой тыловой зоной (Бр – барит, Кв – кварц, Кл – каолинит, Гс – гидрослюда, Сц – серицит, Пр – пирит, Кц – кальцит). 1 – липарит; 2 – плоскость скольжения с так называемой „глинкой трения”; 3 – барит; 4 – кварц-каолинит-гидрослюдистый агрегат; 5 – кварц-серицитовый агрегат; 6 – агрегат метакристаллов пирита в кварц-каолинит-гидрослюдистой мелкозернистой массе; 7 – кварц-серицитовый агрегат с вкрапленностью пирита; 8 – зоны роста метакристаллов пирита, маркированные гематитом, по которым легко устанавливается, что зародыши (центры кристаллизации) баритовых метаминералов фиксировались в основном не у зальбандовых сколов; 9 – положение центров кристаллизации барита; 10 – метасферолиты гематита на плоскостях роста пластинчатых метакристаллов барита.

Разумеется, такие метасоматические колонки, тыловой зоной которых является мономинеральный баритовый (кварцевый, ангидритовый или иной) агрегат, а фронтальной – неизменная вмещающая порода, наблюдаются только в тех случаях, когда в сколовой зоне не происходили более ранние гидротермальные процессы. Так это и было с баритовыми жилами Карамазара, формировавшимися в ходе одной из самых ранних стадий минералообразования. После барита (при 180–200 °С) в части сколовых зон возникла более поздняя метасоматическая ассоциация медно-висмутовых сульфидов, сфалерита и сидерита, сопровождавшаяся преобразованием оставшегося в этих сколах кварц-серицитового агрегата в агрегат преимущественно хлоритового состава. И когда в этих сколовых зонах начинался один из последних метасоматических процессов (при 120–150 °С), приводивший к созданию мономинеральных галенитовых жил (зон), нулевой исходной зоной возникавших при этом внутрисколовых колонок служил

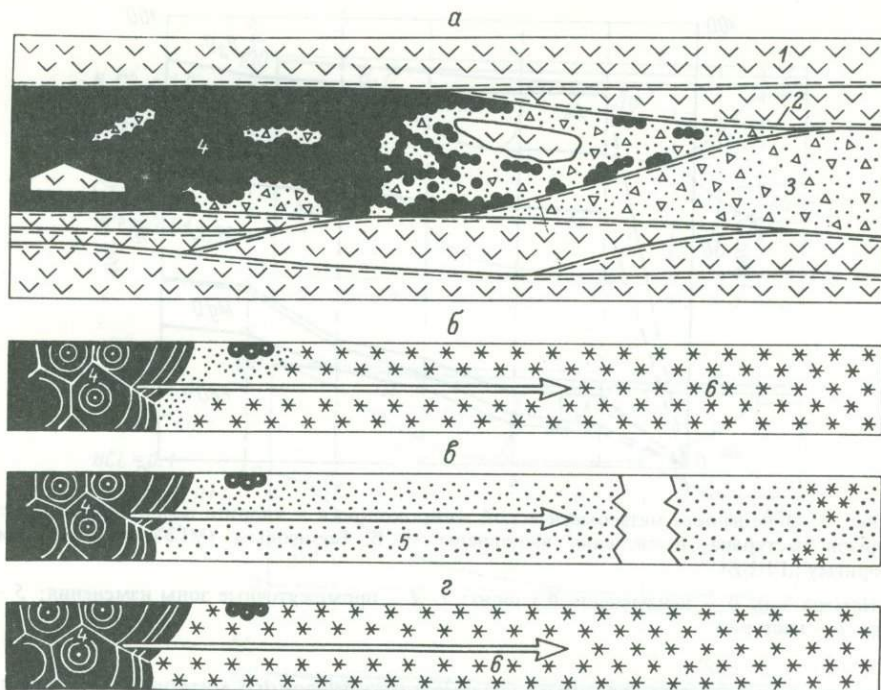


Рис. 4. Общий вид метасоматического прожилка настурана мощностью около 1 см.

a – возможные варианты строения метасоматической зоны, сложенной слоистыми силикатами перед фронтом развития метасферолитов настурана (*б–г*). 1 – липарит; 2 – сколовые трещины; 3 – измененный кластический материал; 4 – настуран; 5 – серицит (гидросерицит); 6 – хлорит. Стрелкой указано направление развития метасоматических процессов.

уже не измененный липарит, а хлоритовый агрегат. Поэтому знание общей истории гидротермальных процессов в регионах, где есть метасоматические жилы, совершенно необходимо для правильных реконструкций внутрисколовых колонок.

При более слабом механическом разрушении пород между двумя субпараллельными сколами (при относительно невысокой поэтому скорости фильтрации растворов, все же избирательно движущихся по межсколовой полосе пород) всю колонку, генерирующую те или иные мономинеральные зоны (жилы), удастся наблюдать в одном забое (обнажении) и даже в одном штупе, если жила невелика по мощности. Так обстоит дело с некоторыми из метасоматических кварцевых жил (зон) Полярного и Приполярного Урала, возникавшими на отдельных интервалах полосы слабо нарушенных сланцев между двумя параллельными сколовыми трещинами, прослеживающимися далеко за пределы данного интервала. В зависимости от состава пород, в которых развиты жилы, метасоматическая колонка несколько видоизменяется. Например, в серицит-хлорит-эпидот-плаггиоклазовых сланцах она выглядит следующим образом: относительно неизменная порода (0 зона) → зона исчезновения плаггиоклаза (1 зона) → серицит-хлоритовая зона (2 зона) → хлоритовая зона (3 зона) → монокварцевая зона (4 зона).

В результате исследования образцов и шлифов было выявлено, что внутрисколовая колонка, при образовании которой возникают метасоматические ангидритовые жилы Алмалыка, похожа на баритовую.

Однако в некоторых регионах петрографические и обычные химические исследования оказываются бессильными при расшифровке деталей метасоматических реакций, протекающих на фронте кристаллизации метаиндивидов рудного минерала. Такой случай встретился при изучении метасоматических мономинеральных жил настурана. Известно, что настурановые метасферолиты в таких жилах развиваются избирательно

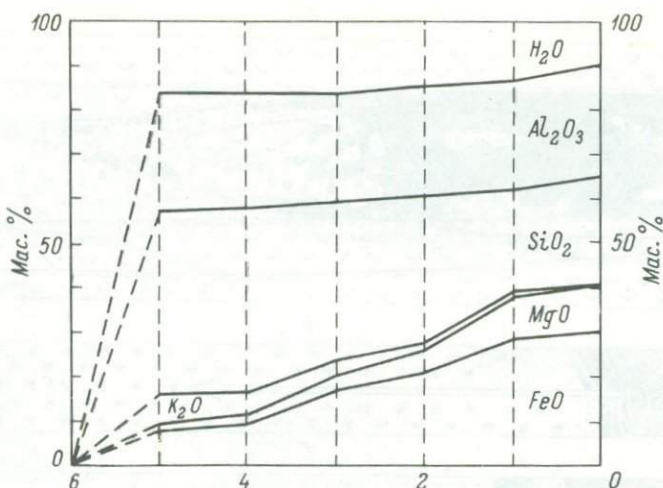


Рис. 5. Зональность метасоматической микроколоники в хлорите перед фронтом роста метасферолитов настурана. Вычисления выполнены М. В. Борисовым (МГУ) на ЭВМ „Минск-32” по алгоритму „ГНББС”.

Номера зон: 0 — неизменный хлорит; 1–4 — промежуточные зоны изменения; 5 — гидросерицит; 6 — настуран.

по интенсивно хлоритизированным участкам кластического материала, а в них по самому хлориту [2]. Сравнительно редко при этом бывает видна белая кайма гидросерицита вокруг растущих метасферолитов настурана. Это позволяет выстроить три минерала в закономерный ряд: хлорит замещается гидросерицитом, а гидросерицит — настураном. Но чаще серицитовая кайма либо сужается до неразличимой в оптический микроскоп ширины, либо, наоборот, растягивается на десятки и сотни метров, сохраняя в себе разрозненные реликты хлорита (рис. 4). При этом создается впечатление, будто настуран кристаллизуется только за счет растворения неизмененных хлорита и серицита в том объеме, какой он сам занимает в жиле. В этом случае лишь микрозондовые разрезы вкрест контакта метавыделений настурана позволяют доказать, что развитие его и по хлориту, и по серициту всегда сопровождается предварительным изменением данных слоистых силикатов — образованием вокруг них четких метасоматических микроколонок (кайм) шириной в доли миллиметра. Зональность такой микроколоники в хлорите показана на рис. 5.

Таким образом, мы можем утверждать, что гениальное предвидение Д. С. Коржинского (а это было тогда именно предвидением) о неперменном и решающем участии метасоматоза в формировании мономинеральных жил полностью справедливо. Метасоматические колонки, частью которых являются мономинеральные жилы (зоны), можно для разных объектов наблюдать в масштабах всего месторождения, отдельной сколовой зоны в обнажении или в одной горной выработке, штуфа или шлифа, и, наконец, лишь под микрозондом.

Чем интересны метасоматические жилы? Для производителей — это вождеденный объект эксплуатации, поскольку содержание полезного минерала в них часто близко к 100 %.

Не менее важно изучение таких жил и для теории рудо- и минералообразования. Анализ внутрисколовых колонок с теми или иными мономинеральными тыловыми зонами дает основание выбрать достоверный химический механизм формирования метасоматических жил изучаемого состава из нескольких альтернативных, кажущихся теоретически равновероятными, механизмов. Например, Н. И. Хитаров, Н. Е. Учайев-швили и С. Д. Малинин показали, что существует по меньшей мере 5 теоретически вероятных химических механизмов осаждения гидротермального барита [8]. Исследовав

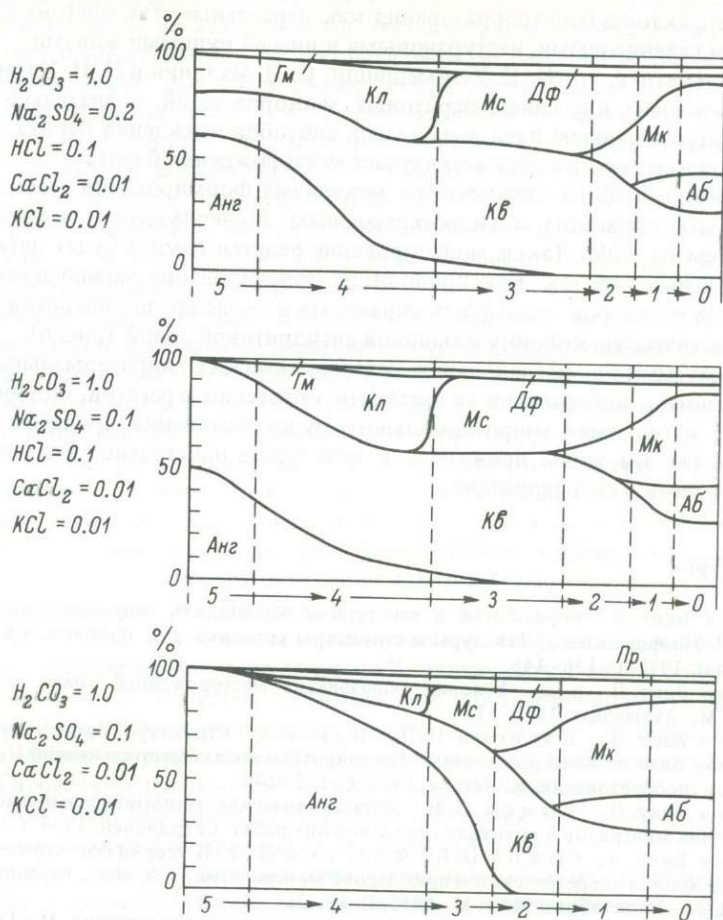


Рис. 6. Пример поиска растворов с помощью моделирования на ЭВМ, способных образовывать в сколе среди липаритов метасоматическую колонку с тыловой ангидритовой зоной.

0–5 – метасоматические зоны; Анг – ангидрит; Кв – кварц; Кл – каолинит; Мс – мусковит; Мк – микроклин; Аб – альбит; Дф – дафнит; Гм – гематит; Пр – пирит. Состав воздействующего на липарит раствора приведен в колонках слева (моль/кг H_2O).

Карамазарские жилы, равно как и жилы ряда других регионов, мы можем утверждать, что из этих пяти вероятных механизмов активнее всего работает один – осаждение барита из кислых растворов (переносивших Ba^{2-} и серную кислоту в виде иона HSO_4^- при температурах 250–300°) за счет нейтрализации и подщелачивания этих растворов при их реакциях с измельченным материалом пород гранитного состава. Рост pH сдвигает равновесие реакции $HSO_4^- \rightleftharpoons SO_4^{2-}$ вправо и может обеспечить превышение произведения растворимости $BaSO_4$. Если есть перед глазами метасоматическая колонка, одной из зон которой является мономинеральная зона (жила) – рудный интервал сколовой зоны, мы обязаны „вписать” химизм образования данного минерала в общий процесс формирования внутрисколовой колонки. В случае с баритом мы не можем, например, считать фактором осаждения его ни смешение двух растворов (один с Ва, другой с H_2SO_4), ни дегазацию раствора, ни понижение его температуры. Теоретически и экспериментально можно осадить барит и этими приемами, но если речь идет о формировании природных метасоматических баритовых жил, то наш выбор возможных механизмов осаждения $BaSO_4$ лимитируется условиями, которые реальны для возникновения баритосодержащих колонок кислотного выщелачивания гранитных пород. Знание реальных колонок с баритовыми зонами (жилами) и заставляет отбраковать другие

перечисленные факторы баритообразования как нереальные. Так обстоит дело и с метасоматическими галенитовыми, настурановыми и иными рудными жилами.

Следует отметить, что Н. Е. Учаймешвили, С. Д. Малинин и Н. И. Хитаров, не занимаясь систематичным изучением баритовых месторождений, сознательно ограничили свои выводы перечислением пяти возможных способов осаждения барита, предоставив право выбора тем, кто более детально изучает месторождения барита.

Правильность выбора химического механизма формирования метасоматических жил может быть проверена и гидротермальным экспериментом, и математическим моделированием на ЭВМ. Такое моделирование ведется нами и будет детально обсуждено в специальных работах. Как проводится моделирование, можно показать на примере с поиском растворов, способных образовать в сколе среди липаритов упомянутую выше метасоматическую колонку с тыловой ангидритовой зоной (рис. 6).

По нашему мнению, исследования метасоматических гидротермальных жил могут дать много нового в минералогии (в частности, онтогении агрегатов, теории геометрического отбора) и геохимии гидротермального рудообразования. Было бы, безусловно, полезно, если бы эти жилы привлекли к себе более пристальное внимание геологов и минералогов разной специализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков Викт. Л. Морфология и текстурные особенности гидротермальных жил месторождений U-Мо формации // Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений. М.: Атомиздат, 1977. С. 136–146.
2. Барсуков Викт. Л. и др. Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях. М.: Атомиздат, 1972. 312 с.
3. Барсуков Викт. Л., Лаверов Н. П., Пэк А. А. Структура потока рудообразующих растворов как один из факторов зональности гидротермальных месторождений // Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С. 132–145.
4. Барсуков Викт. Л., Рыжов О. Б. Метасоматические мономинерально-настурановые жилы // Онтогения минералов в практике геологических работ. Свердловск, 1984. С. 56–66.
5. Барсуков Викт. Л., Рыжов О. Б., Федоров П. Л. К теории геометрического отбора // Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии: Тез. докл. научной конференции, Звенигород, 23–26 октября 1985 г. М., 1985. С. 19–21.
6. Вольфсон Ф. И. Проблема изучения гидротермальных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 306 с.
7. Рыжов О. Б., Кононкова Н. Н. Реакционные каймы на фронте замещения хлорита и мусковита метасферолитами настурана // Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии: Тезд. докл. научной конференции, Звенигород, 23–26 октября 1985 г. М., 1985. С. 58–60.
8. Учаймешвили Н. Е., Малинин С. Д., Хитаров Н. И. Геохимические данные к процессам формирования баритовых месторождений. М.: Наука, 1980. 124 с.

Д. Н. Литошко

ОСНОВЫ ОЦЕНКИ МИНЕРАЛОПРОЯВЛЕНИЙ ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Важнейшей задачей минералогии является ее прикладной аспект, заключающийся в выработке способов и методов прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых (МПИ). Особенно актуальна задача разработки количественных методов. Ведущая роль здесь в оценке и прогнозировании рудоносности регионов принадлежит формационному анализу, в котором можно выделить два направления. Первое направление, развиваемое ВСЕГЕИ [10, 13 и др.], основывается на парагенетических связях определенных геологических и рудных формаций, второе — на приуроченности крупных месторождений к узлам пересечения зон глубинных разломов и использовании „принципа аномальности”, разрабатываемого ИГЕМ АН СССР [6 и др.]. Применительно

рудным районам разработаны и методики количественного прогнозирования рудоносности, основывающиеся на статистически закономерном распределении числа месторождений определенного масштаба, закономерном вертикальном размещении месторождений определенного состава в геологических структурах и др. [2, 11, 17, 25]. По мнению ряда исследователей [19], прогнозирование не может быть „количественным” и его следует считать „квазиколичественным”, а „количественным” может являться только подсчет запасов. Вряд ли этот вывод справедлив, поскольку и подсчет запасов имеет определенную вероятность и нередко, что выясняется при эксплуатации, она гораздо ниже ожидаемой. Поэтому методики, конечной целью которых является „оценка запасов” в недрах, следует именовать „количественным прогнозированием”, хотя и в этом больше даны традиции, чем логике.

Большинство существующих методик количественного прогнозирования разработано применительно к крупным минерагеническим системам, обычно рудным районам и провинциям. Значительно меньшей популярностью, если не игнорированием, пользуется проблема разработок методик количественного прогнозирования в масштабах отдельного месторождения или рудного тела. Это обусловлено в основном двумя причинами. Во-первых, неизмеримо возрастающей ответственностью за результат количественного прогнозирования, поскольку выводы и оценки могут быть проверены в течение нескольких лет, а то и в меньшие сроки. Во-вторых, с повышением ранга объекта возрастает роль локальных факторов, влияние многих из которых на параметры рудного объекта иногда трудно предвидеть, тем более оценить.

Следует также отметить, что большинство разработанных методик количественного прогнозирования основано на сравнительном анализе — „методе эталонов”. Очевидно, что применение „метода эталонов”, являющегося основой формационного анализа, ограничивается областью регионального прогнозирования, и вряд ли этот метод может быть успешно применен для количественного прогнозирования на отдельных месторождениях и рудных телах. Весьма показательный пример приведен для Соколовско-Сарбайской группы железорудных месторождений [12], в котором показано, что перенесение модели крупного месторождения на другие даже в пределах одной группы месторождений приводит к серьезным ошибкам.

Возможность оценки отдельных месторождений вызывает сомнения в силу чрезвычайного многообразия факторов, определяющих в конечном счете их формирование. Естественно, любые оценки и прогнозы, равно как и устанавливаемые для природных объектов закономерности, имеют вероятностный характер. Разные исследователи оценивают величину этой вероятности неодинаково. Так, В. А. Попов [23] считает, что „неверно ставить ... задачи разработки количественного прогноза по минералогическим данным. Рудные тела и месторождения могут быть выявлены только путем разведки и получения экономических параметров” (с. 56). По мнению же И. И. Куприяновой [16], „в общем случае решение ... задачи определения (прогнозирования) масштабов оруденения ... возможно на основе минералогического картирования тех или иных типоморфных признаков и определения соотношений между рудной зональностью, масштабами месторождений и пространственным распределением индикаторных свойств минералов” (с. 141). Эти высказывания наглядно отражают сложность проблемы оценки МПИ, особенно на ранних стадиях изучения.

Комплекс исследований по выявлению и оценке МПИ, рассматриваемых как минералогические аномалии [1, 29], включает [32] поиски минералогических аномалий, определение их генетического типа, изучение структуры, определение масштабов и эрозионного среза.

В настоящее время разработан широкий спектр критериев и индикаторов рудоносности для месторождений различного состава, особенно редкометалльных [4, 5, 7]. В качестве индикаторов рудоносности используются: а) содержание примесей рудных элементов в минералах вмещающих пород, например содержание Ta, Sn, W в биотитах и других феррических минералах или Pb в полевых шпатах; б) индикаторные соотношения элементов K/Rb, Cs/Rb, Li/Zn, Li/Mg; в) наличие определенных минералов

и ассоциаций. Отмечается, что при использовании в качестве индикаторов комплекса признаков или минеральных ассоциаций надежность прогнозов существенно повышается.

Определение генетического типа (формационной принадлежности) подразумевает оценку масштабности МПИ по аналогии с известными объектами. Однако на практике определение формационной принадлежности объекта оказывается весьма субъективным. Так, одно и то же месторождение может быть отнесено различными исследователями к нескольким рудным или рудно-метасоматическим формациям, а в пределах одного месторождения или жилы может быть выделено несколько рудных формаций. Со временем ориентация поисков МПИ определенных формаций меняется. Так, для молибдена наиболее перспективными последовательно рассматривались: пегматитовая, кварц-молибденитовая, вольфрам-молибденитовая грейзеновая, вольфрам-молибденитовая скарновая, кварц-молибденит-серицитовая, медно-молибденитовая порфирировая формации.

Оценка масштабности МПИ производится главным образом на основе тектонических, литолого-петрографических и геохимических критериев. Весьма редко используются собственно минералогические критерии и индикаторы масштабности оруденения. К последним можно отнести: многостадийность минерализации, предлагаемую в качестве критерия масштабности для МПИ различного состава — золоторудных [14, 20], вольфрамовых [15], молибденовых [22], ртутных [28]; полиформационность месторождений [21]; обратная зональность примесей Mn, Eu, Yb во флюорите [3].

Определение эрозионного среза МПИ по минералогическим признакам разработано хорошо. Достаточно полно эти способы охарактеризованы в монографии А. И. Гинзбурга и др. [5]. В основе этих разработок лежит принцип выявления структуры минералогенетической системы — зональности, проявляющейся на концентрационном [24] и конституционном [29, 32] уровнях.

Наименее разработанной является проблема оценки масштабности МПИ. Путь к решению задач, связанных с прогнозом и оценкой МПИ, лежит через построение количественной энергетико-вещественной модели их формирования. На данном этапе представляется возможным наметить ее общие черты.

МПИ — минералов или элементов в виде минералов — понятие экономическое и характеризуется двумя основными параметрами: объемной размерностью и удельным содержанием полезного компонента. Лишь при согласованном достижении этими двумя параметрами определенных величин какой-то блок земной коры может именоваться МПИ. Вопросы оценки и разведки месторождений сводятся как раз к выяснению в основном этих двух параметров, конечно, с учетом технологических свойств руд, так как технологические ограничения в ряде случаев могут быть решающими. Мы остановимся только на проблеме оценки запасов в недрах без учета их технологичности.

В процессе образования МПИ (минералогических аномалий или аномального минералогического поля) основная роль принадлежит трем факторам, среди которых следует выделять необходимые и достаточные. К необходимым факторам относятся: 1) наличие рассеянного вещества, источником которого могут выступать различные типы осадочных, изверженных или метаморфических пород; 2) источник энергии для мобилизации и транспортировки вещества; вероятно, это „глубинное дыхание” Земли, поскольку интрузии не обладают достаточными запасами тепла для продуцирования крупных месторождений [26]. Достаточным фактором рассматривается структурный контроль как совокупность литолого-петрографического и собственно структурного контроля, определяющих способность геологической структуры локализовать наложенную минерализацию. Определяющая роль принадлежит необходимым факторам, в основном энергетическому, следствием эволюции которого может быть создание достаточного фактора.

Ранее интересные данные по оценке рудных районов и месторождений с энергетических позиций были получены целым рядом исследователей [9, 24, 26]. В качестве способа оценки рудообразующей энергии обычно применялись операции с кларками

концентрации элементов. Мы считаем, что информация о параметрах МПИ – аномальных объемных концентрациях определенных минералов – содержится прежде всего в самих „рудных” минералах. Это неизбежное следствие принципа детерминизма.

Энергию рудообразования можно представить как

$$E_p = \sum_{i=1}^n Ne_i,$$

где N – количество индивидов данного минерала; n – количество минеральных видов на МА; e_i – удельная энергия образования минерального вещества. Отсюда масштаб МА пропорционален количеству минеральных видов и количеству индивидов минеральных видов. Для отдельного минерального вида

$$E_p = Ne_m,$$

и эта зависимость описывается уравнением

$$y = \frac{a}{x},$$

где коэффициент a – масштабность минерализации. Величина e_m для каждого индивида равна $e_k + e_{и}$, где e_k – энергия кристаллизации данного вещества, являющаяся постоянной; $e_{и}$ – „информационная энергия”, равная приращению энтропии, обусловленному отражением в конституции минерала минералогенетической информации. Таким образом, энергия рудообразования и масштаб МА могут быть оценены по информации, содержащейся в минерале, т. е. по его типоморфным признакам.

При возрастании энергетики рудообразующего процесса будет происходить увеличение как количества индивидов, так и удельной энергии их формирования. Последняя может увеличиваться только за счет информационной составляющей ($e_{и}$), а это будет выражаться в аномальных конституционных параметрах минералов. Следовательно, минералогическую аномальность следует рассматривать как показатель масштабности процессов рудообразования.

Следует подробнее остановиться на способе выражения аномальности в минералогенетической системе. Каждому минеральному виду свойственна экологическая ниша, размеры которой ограничены областью существования минерального вида [31]. Конституционные параметры минералов достигают аномальных значений при условиях, отвечающих приграничным областям экологической ниши. Величину аномальности можно выразить в процентах к норме реакции, представляющей естественные пределы изменчивости конституционных особенностей и свойств минералов, ограничивающие возможность сохранения ими целостности и качественной определенности [30]. При аномальности, равной 100 %, минеральный вид прекращает формирование в данной минералогенетической системе и начинают формироваться другие минеральные виды. Наиболее широко распространенные рудные минералы – халькопирит, сфалерит, пирит, т. е. минералы, формирующиеся в широком спектре условий, имеют экологические ниши значительных размеров. Но многие минералы имеют экологические ниши незначительного размера, и оказываются „вписанными” в экологические ниши широко распространенных „сквозных” минералов. Поэтому наиболее важными с точки зрения возможности оценки аномальности минералогенетической системы являются „сквозные” минералы, а также минералы, экологические ниши которых выходят за пределы ниш „сквозных” минералов. Следовательно, такие минералы сами по себе являются показателями аномальности. Это выражается, в частности, в усложнении минеральных комплексов крупных месторождений. При изучении минеральных комплексов рудных формаций была подмечена эмпирическая закономерность [18]: в крупных месторождениях, характеризующихся всегда более сложным составом (для данного формационного типа), присутствуют минералы, которые можно рассматривать как индикаторы аномальности или масштабности минерализации. Это сульфосоли, сложные сульфиды и теллуриды серебра, кобальта, висмута, никеля, т. е. комплекс минералов, наличие которых свидетельствует о значительной дифференциации вещества.

Для определения масштабов МПИ, как уже говорилось выше, необходимо и достаточно знать два параметра — это объемные размеры МА и удельное содержание полезного компонента. Мы считаем, что можно производить оценку этих параметров и на ранних стадиях исследования.

В пределах МА наблюдается статистически закономерное изменение конституционных свойств минерализации — количественных соотношений разновременных минералов, вариации содержания и состава изоморфных компонентов и примесей, вариации структуры и физических свойств отдельных минералов. Состав и свойства минерализации меняются в определенных пределах. Рамки этих пределов отражают суперпозицию вариаций термодинамических и физико-химических условий минералогенетической системы, при которых возможно формирование данной минерализации.

Само существование рудного минерала уже свидетельствует о том, что в данной системе были благоприятные условия для его формирования. Естественно, что чем шире область этих условий, тем больше будут параметры минерализованных участков при наличии необходимых условий. Для характеристики изменчивости условий минералообразования предлагается использовать градиент конституционных параметров минерализации:

$$\Gamma = \frac{e_i - e_{i+1}}{l_i - l_{i+1}} = \frac{\Delta e}{\Delta l},$$

где e — параметр минерализации; l — размерные характеристики МА. Величина e изменяется в определенных пределах, что вытекает из ограниченности условий, при которых формируется данная минерализация. Следовательно, величина градиента в основном определяется вариациями l , т. е. размерными параметрами МА.

Принадлежность минерализации к единой системе предопределяет закономерное (функциональное) изменение параметров минерализации. Следовательно, по величине градиента, устанавливаемого для части структуры МА, можно судить об ее размерах

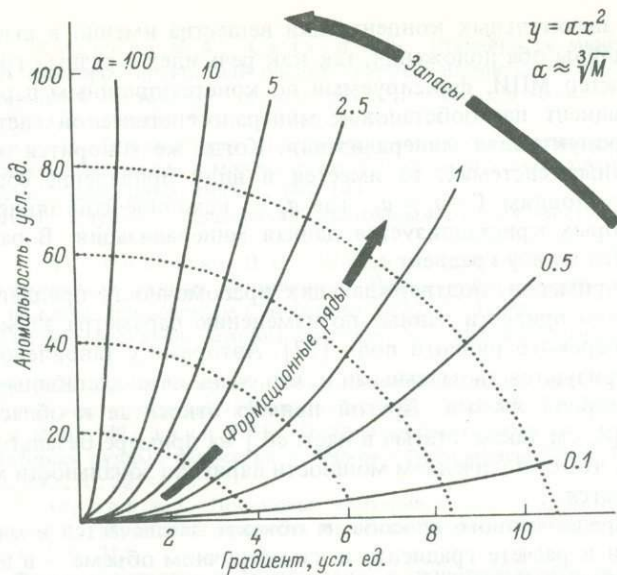
в целом на основании $l \sim \frac{\Delta e}{\Gamma}$. Параметры МА, согласно приведенной формуле, оцениваются по известным Δe и Γ . Таким образом, МА со значительными размерными параметрами характеризуются низкими градиентами.

Низкий градиент свидетельствует о длительности существования определенных условий, а так как мы устанавливаем это на примере рудного минерала, то из этого следует, что рудный минерал распространен на значительной площади (в значительном объеме) и в данной системе длительное время существовали условия, благоприятные для формирования данной минерализации.

Определение удельного содержания полезного компонента для данной системы представляется более трудным и не может выходить за рамки качественных оценок. Это обусловлено многофункциональной зависимостью формирования удельных концентраций. Но решение этой трудной проблемы облегчается тем, что стандартной задачей по оценке МА является определение ее параметров по ограниченно вскрытой части, т. е. какого-то объекта с уже известной удельной концентрацией полезных компонентов, но неизвестными размерами.

Но даже при отсутствии или ограниченности данных об удельной концентрации компонента, ее можно оценивать на основании того, что величина удельной концентрации есть показатель аномальности. А для всех минералогических объектов, согласно закону минералогенетического резонанса [31], информация отражается на всех уровнях организации системы. Следовательно, концентрационные аномалии предопределяют наличие конституционных и наоборот.

Таким образом, оценка МПИ производится по двум параметрам: а) по степени аномальности системы, которая может быть оценена по количеству минеральных видов в минералогенетической системе; по степени аномальности конституционных признаков минералов, определяемой в виде процента от известного предела изменчивости данного параметра; представляется, что наиболее удобно использовать конституционные



Зависимость масштабов месторождений полезных ископаемых от степени аномальности и величины градиента конституционных параметров минерализации.

$y = \alpha x^2$, $x > 0$; где α – масштабность минерализации; $\alpha \approx \sqrt[3]{M}$, где M – величина запасов полезного ископаемого (в усл. ед.).

параметры важных с точки зрения рудоперспектив минералов, причем предпочтительно высоконормативных; б) по градиенту аномального параметра – его пространственной устойчивости.

Масштаб МПИ, аномальность системы и ее градиент описываются уравнением $y = \alpha x^2$, где $x > 0$, т. е. одна ветвь параболы; α – коэффициент, характеризующий масштаб объекта. Согласно расчетам $\alpha \approx \sqrt[3]{M}$, где M – запасы полезного компонента (см. рисунок). На графике отражен широкий диапазон термодинамических и физико-химических условий формирования МПИ – от низкопараметрических условий осадочного рудогенеза до высокопараметрических и высокоградиентных условий жильных гидротермальных систем, которые показаны рядом зон, близких рядом рудных формаций.

Каждая из ветвей параболы описывает объекты определенного масштаба: ветвь $y = 0.1x^2$ – объекты, которые принято называть точками минерализации, а ветвь $y = 100x^2$ – весьма крупные объекты. Условные запасы их отличаются примерно в 10^9 раз. Следует заметить, что на рисунке изображена небольшая часть графиков. В природе обычны объекты с резко аномальными конституционными параметрами, но по запасам отвечающие „точкам минерализации”. Для таких объектов на приведенном рисунке величина градиента составит $20 \div 30$ усл. ед., и им будет отвечать величина аномальности порядка 100 усл. ед. Приведенные графические зависимости показывают, что, используя предлагаемый способ оценки масштабности объектов, с большей надежностью могут быть оценены гидротермальные месторождения и с меньшей – осадочные, так как при близких к нулевым значениям аномальности и градиента (а ближе всего к этим условиям именно осадочные рудные формации) графики объектов различного масштаба сливаются. Хотя такие объекты скорее абстрактны, чем реальны.

Изложенный материал позволяет сделать вывод о том, что крупные геологические системы, в том числе минералогенетические (МПИ), характеризуются низкими градиентами конституционных (для данной системы) параметров. Этот всеобщий принцип справедлив для любых природных систем, не только геологических.

Утверждение „низкоградиентности” крупных МПИ, казалось бы, находится в явном противоречии с общеизвестными представлениями и экспериментальными данными

о формировании значительных концентраций вещества именно в высокоградиентных системах. Справедливы оба положения, так как речь идет о разных градиентах. Низкоградиентный характер МПИ, фиксируемый по конституционным параметрам минералов, отражает градиент палеообстановок минералогенетической системы, в которой формировалась продуктивная минерализация. Когда же говорится о кристаллизации в высокоградиентных системах, то имеется в виду приведение состояния системы к определенным условиям $\Gamma = a_i - a_j$, где a_i — исходное состояние системы; a_j — условия, при которых кристаллизуется данная минерализация. В рассмотренном же выше случае имеется в виду градиент a_j .

В качестве примеров, подтверждающих правомочность предлагаемых способов оценки МПИ, можно привести данные по изменению параметра элементарной ячейки арсенирита Кочкарского рудного поля [27]. Авторами установлено, что продуктивные жилы характеризуются аномальными и, что очень важно, стабильными значениями параметра элементарной ячейки. Другой пример относится к области петрографии, О. К. Ивановым [8, см также статью в наст. сб.] на примере базальтоидных интрузий было установлено, что с увеличением мощности вариации зональности минералов пород интрузии уменьшаются.

Реализация предложенного способа на объекте заключается в определении величины аномальности и расчете градиента в изометричном объеме — в идеальном случае центрированный октаэдр. Затем необходимо построить эллипсоид градиента, определить морфологию системы и величину градиента по различным осям эллипсоида. Далее на основании известных величин градиента и аномальности определить размерные параметры объекта.

Использование и разработка данной методики позволит оценивать параметры МПИ на ранних стадиях исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В. В. Поиски твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975.
2. Булкин А. Г., Мустафаев Г. В. К методике количественного прогнозирования // Геол. рудн. месторожд. 1984. № 5. С. 65–72.
3. Василькова Н. Н., Картеенок Н. Ф., Кукушкина О. А. Связь свойств флюорита с его составом и условиями образования. М.: Недра, 1972.
4. Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значение при поисках редких металлов в пегматитах // ДАН СССР. 1954. Т. 98, № 2. С. 233–235.
5. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 237 с.
6. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений / М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Баскина и др. М.: Недра, 1974. 191 с.
7. Гордиенко В. В. Концентрация лития, рубидия и цезия в калиевом полевоом шпате и мусковите как критерий прогнозной оценки редкометалльного оруденения гранитных пегматитов // ЗВМО. 1970. Ч. 99, № 2. С. 155–164.
8. Иванов О. К. Зональность петрогенных минералов как критерий оценки условий равновесной кристаллизации ортомагматитов // Теоретические и прикладные исследования в минералогии. Сыктывкар, 1985. С. 162–163.
9. Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1977. 189 с.
10. Количественное прогнозирование при региональных металлогенетических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
11. Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенетических исследованиях // Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенетических исследованиях рудных районов. М., 1965. С. 260–385.
12. Краузе Я. П. Ошибки аналогии на скарново-магнетитовых месторождениях Северного Казахстана // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. 1987, № 2. С. 81–85.
13. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., 1978.
14. Кудайбергенова Н. К., Пронин А. П. Длительность, унаследованность и эволюция эндогенного минералообразования на золоторудных полях Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 1–12.

15. Кудрин В. С., Кудрина М. А., Силаев А. Е. Стадийность минералообразования — один из главных факторов прогнозной оценки скарного-шеелитовых месторождений // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории: Тез. докл. VI съезда ВМО. Л.: Наука, 1981. С. 127–128.
16. Куприянова И. И. Типоморфизм минералов и локальное прогнозирование // Теоретические и прикладные исследования в минералогии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. „Теория и методология минералогии”. Сыктывкар, 1985. С. 140–141.
17. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 166 с.
18. Осташенко Б. А., Литошко Д. Н., Калиновский А. В. Поисковое значение минеральных комплексов рудных формаций // Новые минералогические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Сыктывкар, 1982. С. 71–90.
19. Оценка прогнозных ресурсов методом эталонов: Методические разработки. Новосибирск, 1985. 134 с.
20. Петровская Н. В. Значение продуктивных минеральных ассоциаций для поисков и разведки золоторудных месторождений // Разведка и охрана недр. 1955. № 2. С. 17–24.
21. Петровская Н. В., Шадрин Т. Н. О типоморфизме парагенетических минеральных ассоциаций некоторых рудных формаций // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972. С. 227–233.
22. Покалов В. Т., Орлов В. Г. Поисковые критерии и признаки прогнозной оценки месторождений молибдена // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977. С. 196–215.
23. Попов В. А. Форма кристаллов и „рудное тело” в гидротермальных системах // Исследования рудообразующих минеральных систем. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1981. С. 56–67.
24. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных месторождений. Л.: Недра, 1975.
25. Сафронов Н. И., Мещеряков С. С., Иванов Н. П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. Л.: Недра, 1978. 215 с.
26. Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геол. рудн. месторожд. 1981. № 1. С. 5–17.
27. Сустанов С. Г., Кайнов В. И. Закономерности изменения межплоскостных расстояний и химического состава арсениопирита Кочкарского рудного поля // Минералы месторождений Южного и Среднего Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1985. С. 12–15.
28. Тихонова Е. Г., Тихоненков Э. Г. Закономерности эволюции в пространстве и времени гидротермальной рудоносной системы в пределах Доно-Днепровского краевого прогиба // Минералы, горные породы и полезные ископаемые в геологической истории: Тез. докл. VI съезда ВМО. Л.: Наука, 1981. С. 105–106.
29. Чесноков Б. В. Минералогическое картирование как метод оценки перспективности рудных районов (на примере Березовского рудного района на Среднем Урале) // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1975. С. 27–37.
30. Юшкин Н. П. Проблема типоморфизма минералов // ЗВМО. 1972. Ч. 101, вып. 2. С. 225–236.
31. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 291 с.
32. Юшкин Н. П. Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.

Б. И. Пирогов

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Новое научное направление — *технологическая минералогия* — развивается на стыке минералогии и технологии минерального сырья [4, 5]. Развитие этого научного направления чрезвычайно важно и с экономических позиций. В частности, при современных масштабах добычи цветных и черных металлов повышение их извлечения только на 1% дает по стране прибыль порядка 100 млн. рублей в год, что равноценно освоению нового месторождения среднего размера. Задача технологической минералогии в широком понимании термина заключается в том, что она позволяет „с единых позиций проследить весь ход изменений минерального вещества литосферы в общем круговороте использования полезного ископаемого в практической деятельности человека, начиная от генетической предыстории минерала и извлечения минерального вещества из литосферы через технологию обработки и переработки до накопления в литосфере отходов, которые следует считать техногенными месторождениями” ([18], с. 4).

Технологическая минералогия, выступая в качестве раздела прикладной минералогии, тесно смыкается с общим направлением геолого-минералогических наук — кристаллографией и кристаллохимией, петрографией и геохимией, геологией и месторождениями полезных ископаемых. Широко применяя аппарат наук о Земле, она неизбежно использует методологию и аппарат физики, химии, физической химии, математики и других естественных наук. При этом особое место отводится технологическому эксперименту и выявлению взаимосвязей с минералогией и генезисом руд. Именно в этом и состоит одна из особенностей методологии нового научного направления.

Последние три десятилетия связаны с большими успехами минералогии. Расшировка целого ряда новых структур и оценка свойств минералов на основе дальнейшей разработки теорий кристаллохимии и физики минералов (Н. В. Белов, Г. Б. Бокий, А. А. Годовиков, А. С. Марфунин, А. С. Поваренных, А. Н. Платонов, А. Д. Ракчеев и др.), развитие проблем неоднородности и типоморфизма минералов (Е. К. Лазаренко, В. И. Павлишин, Н. В. Петровская, Л. В. Чернышева, Ф. В. Чухров и др.), учения об онтогении и филогении минералов (Д. П. Григорьев, Ю. М. Дымков, А. Г. Жабин, А. А. Пермяков, В. А. Попов, И. И. Шафрановский, Н. П. Юшкин и др.), регионально-минералогических исследований (А. И. Гинзбург, А. А. Кухаренко, Е. К. Лазаренко, В. А. Матиас, О. И. Матковский, Б. И. Пирогов и др.), разработки и углубления современных методов анализа минералов — микрорентгеноспектрального, лазерного спектрального, РЭМ, ИКС, ЯМР, ЭПР, ЯГР и других методов (Г. П. Барсанов, В. С. Гайдукова, В. К. Гаранин, Г. П. Кудрявцева, Г. А. Сидоренко, А. Ф. Сидоров и др.), внедрение их в практику диагностики и расшифровки особенностей конституции минералов характеризуют новый этап в развитии минералогии, в укреплении ее теоретических основ. В свою очередь это позволило глубже проникнуть в решение целого ряда прикладных вопросов, в частности, связанных с обогащением различных генетических типов руд. Широкое развитие это научное направление получило в работах советских ученых: В. З. Блисковского, Л. А. Барского, Ю. Г. Гершойга, А. И. Гинзбурга, В. А. Глазковского, Д. П. Григорьева, О. П. Иванова, О. А. Комарова, Б. И. Пирогова, В. И. Ревнивцева, Н. Ф. Челищева и др. У истоков этого научного направления стояли В. М. Севергин, Н. М. Федоровский, В. В. Доливо-Добровольский, А. Е. Ферсман, А. В. Сидоренко.

Объектами технологической минералогии следует считать как виды и их совокупности — парагенезисы минералов, так и индивиды минералов и их совокупности — агрегаты [9], а также продукты из дробления, измельчения и обогащения.

Технологическая минералогия объединяет все минералогические исследования, связанные с изучением технологических свойств минералов и руд, оценкой их обогатимости, разработкой рациональных схем обогащения, обеспечивающих наиболее полное извлечение полезных компонентов, комплексным использованием минерального сырья, интенсификацией геологоразведочных работ по приросту запасов. Минералогические знания в технологии минерального сырья используются на всех стадиях разведки, горных работ, рудоподготовки, обогащения с учетом системы минералогического контроля на обогатительной фабрике, химико-металлургической и других видах переработки, накопления техногенных отходов [18].

Методологические основы технологической минералогии определяются зависимостью технологических свойств минералов от их конституции и генезиса, обуславливающих определенную степень контрастности свойств совместно встречающихся минералов, и возможностью их изменения под влиянием различных воздействий. Поэтому позиции минералогии в обогащении руд определяются, с одной стороны, зависимостью технологических свойств от конституции и генезиса минералов, с другой — возможностями минералогических, физических и химических методов исследования для их выявления, объяснения, оценки и прогнозирования [12]. Выявление и оценка закономерностей изменения морфологических признаков, конституции и как следствия свойств минералов имеют важное принципиальное значение при выборе и оценке той или иной технологической схемы. При извлечении минералов может быть существенно

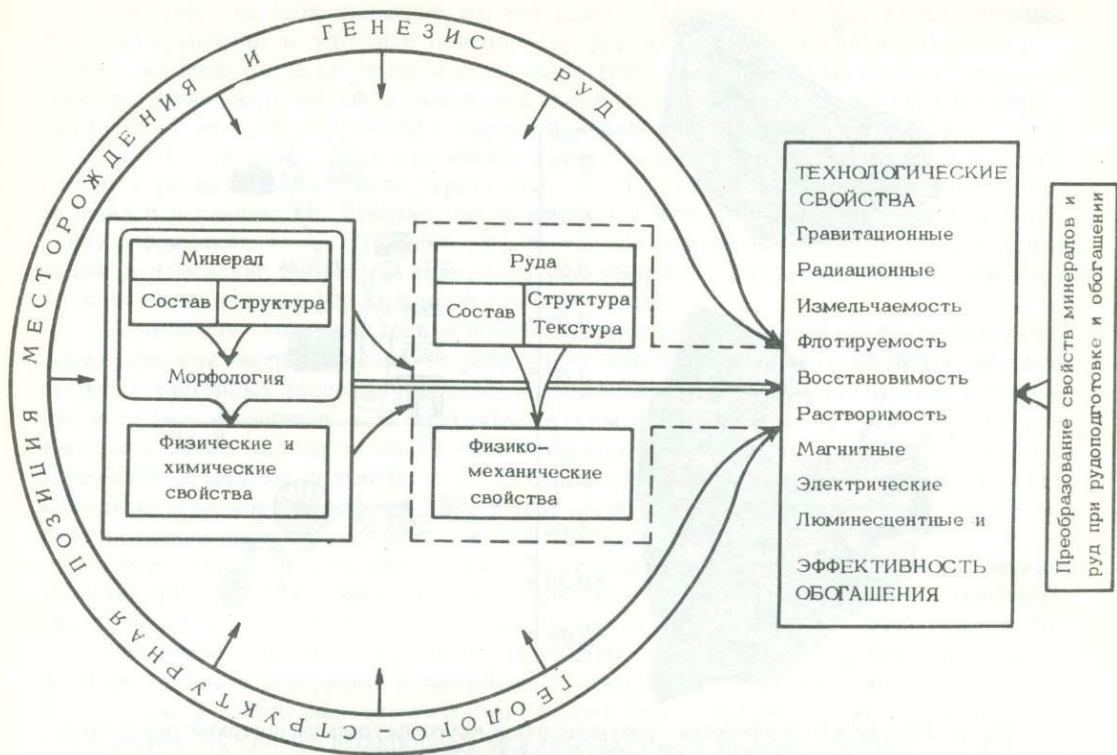


Рис. 1. Двойственная природа технологических свойств минералов.

изменена их первичная природа, т. е. „жизнь” минералов (зарождение, рост, изменение), начатая в природных процессах минералообразования, продолжается в технологических аппаратах.

Следовательно, *технологические свойства минералов имеют двойную природу* [12–14] (рис. 1). С одной стороны, они определяются взаимосвязью с генезисом, конституцией и морфологией минералов, с другой – изменением морфологии, конституции и как следствия природных свойств их при рудоподготовке и обогащении. Это требует познания природы минералов на уровне „микромира”, так как по мере изменения их природной гранулометрии многие первичные свойства могут быть существенно изменены. Можно ли понять природу технологических свойств минералов, характер и глубину изменений, научиться управлять их формированием? Несомненно, и один из наиболее эффективных методов их познания заключен в онтогенетическом подходе. Теоретические основы учения об онтогении предполагают, что генезис руд проявляется в качествах минералов – минерагенетических признаках, записанных в конституции, морфологии и свойствах минеральных индивидов и агрегатов [9]. Расшифровка его состоит в познании этих качеств – телесном воплощении генезиса минералов [8]. Позная генезис минералов, следует учитывать совокупность явлений [9], включающих собственно образование (зарождение, рост, изменение вплоть до уничтожения), способ образования (физико-химический механизм генезиса) и геологический процесс минералообразования (магматический, гидротермальный и др.). При онтогенетическом подходе необходимо определить: а) оптимальные условия раскрытия зерен полезного компонента, исследуя морфологию, гранулометрию, характер границ сростаний рудных и нерудных минералов; б) контрастность свойств разделения минералов с учетом особенностей конституции (анатомия индивидов, степень неоднородности состава и свойств зерен) для оптимизации технологического процесса; в) основные типы и разновидности руд, которые могут быть выделены при минералого-технологическом

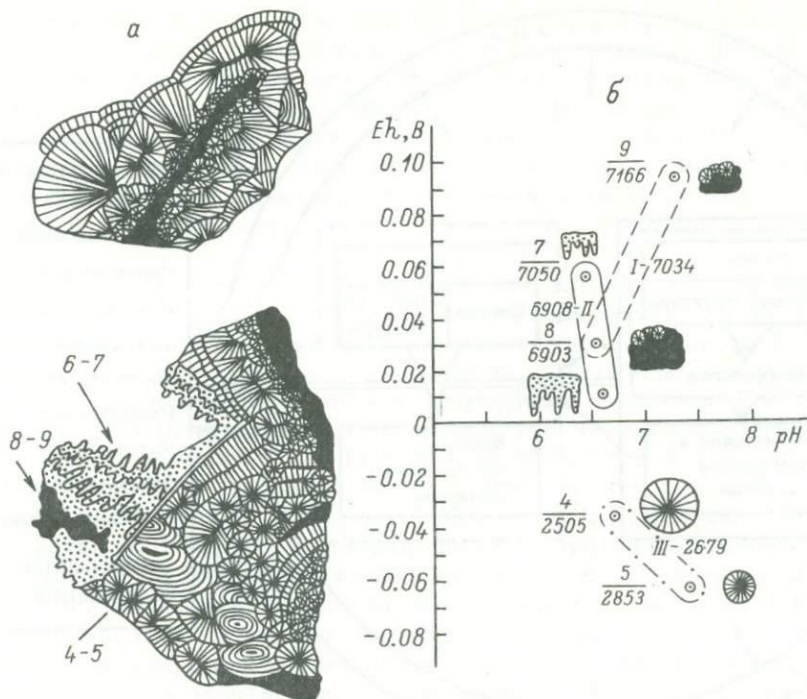


Рис. 2. Зависимость морфологии, granulометрии и величины удельной поверхности агрегатов гетита бурожелезняковых руд от Eh и pH среды минералообразования.

a – морфология выделений: 8–9 – сплошные (тонкозернистые), 4–5 – радиально-лучистые, 6–7 – сталактитовые; *б* – granulометрия: 4, 6, 8 фракции $-0.1+0.08$ мм, 5, 7, 9 – 0.05 мм; 2505 – величина удельной поверхности, $\text{м}^2/\text{кг}$.

картировании месторождений, и дать им всестороннюю минералого-технологическую характеристику.

Наглядное представление о возможностях онтогенического подхода к выявлению и оценке технологических свойств минералов показывают наши исследования по онтогении и особенностям флотуемости гетита бурожелезняковых руд Кривого Рога [17]. Значительная разница во флотуемости фракций гетита различной крупности (по извлечению на 20–40%) обусловлена, с одной стороны, особенностями онтогении выделений, с другой – избирательностью измельчения индивидов и агрегатов с изменением их природной granulометрии при рудоподготовке (рис. 2). В агрегатах сложного строения прослеживается определенная последовательность выделений (рис. 2, *a*): вначале сплошные и натечные (сталактитовые) агрегаты гетита, которые затем раскристаллизовались в открытых трещинах, жеодах и других пустотах в виде игольчатых агрегатов, расщепленных по призме $\{110\}$ кристаллов гетита. У вытягивающихся вдоль оси *c* частично расщепленных кристаллов нередко возникают две или более головки. Какое-то время кристалл растет многоглавым, а затем головки могут слиться в одну. При длительном расщеплении кристаллов в процессе роста заметно проявляется геометрический отбор сферолитов с частичным их искажением. Как и в наблюдениях по халцедону [11], здесь заметно скачкообразное изменение скорости роста различных участков сферолитовой коры (наблюдается угловое несогласие направления волокон и их изгибание в сторону, растущую наиболее медленно). Иногда заметно отклонение скорости роста волокон по направлению от центра к периферии, что в целом обуславливает неоднородность сферолитовых агрегатов гетита. Сталактитовые и радиально-лучистые агрегаты характеризуются пониженным содержанием железа (в пределах 1%) за счет захвата механических примесей в процессе расщепленного роста кристаллов и формирования сталактитов.

Обращает на себя внимание то, что резко отличаются условия кристаллизации (E_h -рН суспензий и удельная поверхность фракций) радиально-лучистых агрегатов гетита, связанных с расщеплением кристаллов (рис. 2, б). При этом почти на 3 порядка ниже величина удельной поверхности минерала и существенно изменяется его флотированность. В то же время величины удельной поверхности сталактитовых (6–7) и сплошных (8–9) агрегатов гетита отличаются незначительно и достаточно высоки по сравнению с радиально-лучистыми агрегатами (4–5), для первых двух типов невелики отличия и величины E_h . Заметно она возрастает у агрегатов всех трех типов в более тонких фракциях (5, 7, 9). Здесь уже определяющим является характер рудоподготовки и изменение природной гранулометрии минерала. Это оказывает существенное влияние на изменение эффективности флотации гетита.

Технологические свойства минералов формируются в сложной природно-техногенной системе месторождение → фабрика → хвостохранилище, в которых под действием техногенных процессов происходят изменения первичной концентрации и рассеяния полезных компонентов. В методологическом плане здесь важное значение приобретают системный подход и общая теория систем. Учитывая тот факт, что поведение минералов в системе подчиняется вероятностно-детерминированным процессам, здесь возможно широкое применение ЭВМ, в том числе и для управления процессами обогащения с использованием системы минералогического контроля.

Минеральный состав, текстурно-структурные признаки и физико-механические свойства руд являются следствием определенных условий образования (генезиса) месторождений, поэтому можно утверждать, что их технологические свойства (дробимость и измельчаемость, раскрываемость рудных и нерудных минералов, способность и эффективность сепарации измельченных продуктов) находятся в прямой связи с генезисом. Задача исследователя состоит в том, чтобы для каждого генетического типа руд выявить эту связь и использовать ее в технологической схеме. Изучение [2] и понимание процессов концентрации минералов в природных месторождениях позволяют совершенствовать процессы их технологической концентрации путем: а) создания процессов-аналогов; б) термодинамической оценки направления протекания соответствующих процессов с целью сдвига равновесия в определенном направлении для усиления концентрации тех или иных элементов или минералов; в) совместного рассмотрения и совершенствования общей „технологической схемы” концентрации элементов, включая природные и техногенные процессы. Несомненно, между природной и техногенной концентрацией компонентов есть определенное сходство, но геологические процессы формирования месторождений полезных ископаемых по сравнению с техногенными существенно отличаются по кинетике протекания процессов и реакций: медленно протекающие процессы в природе имеют достаточно времени для установления термодинамического равновесия, а для технологического процесса кинетика определяет производительность аппаратов и в конечном счете технологическую пригодность процесса [2]. Технологическая минералогия позволяет не только на основе онтогении выявить и оценить технологические особенности руд и минералов, но и получить обратную информацию для понимания их генезиса.

Технологические свойства минералов проявляются в широком спектре природной и технологической гранулометрии, что предопределяет их контрастность и эффективность разделения. Они являются функцией их конституции и генезиса [7] и формируются на различных уровнях [18]: а) на атомно-молекулярном уровне кристаллической решетки минералов; б) на микроуровне отдельных кристаллов; в) на макроуровне полиминеральной горной породы; г) в пределах природного типа руды как устойчивой в пространстве минеральной ассоциации, в объеме месторождения с учетом всего комплекса геолого-структурных и генетических факторов.

Рассматривая конституцию минералов как взаимосвязанные химический состав и структуру, с точки зрения технологических свойств важно придать понятию наряду с химическим четкий физический смысл [7], в котором закодированы важнейшие их особенности. Это позволит выразить те или иные особенности неоднородности

химического состава и кристаллической структуры минералов и анатомии реальных кристаллов (зональность, секториальность, мозаичность) в подробностях конституции второго и третьего порядков (полисинтетическое, доменное сложение, эпитаксиальные прослойки), деталях атомного и молекулярного масштаба (разнообразные дефекты кристаллической структуры), в изотопном составе, ядерной, электронной и магнитной структурах. Важно учесть различные по составу включения, поры, трещины, покрытие индивидов адсорбционным слоем и другие особенности. При расшифровке анатомии индивидов необходимо иметь в виду, что она отражает историю их роста, неоднократную смену габитусов, трансформацию скелетного роста в полногранный и наоборот. Она может быть существенно преобразована в процессе изменения и разрушения минералов за счет внешнего энергетического воздействия [22].

Если генезис определяет конституцию минералов, то их морфология отражает и конституцию, и непосредственно генезис, т. е. технологические свойства минералов тесно связаны с генезисом руд, но эта зависимость может быть прямой, а может выражаться посредством конституции [7]. Такая взаимосвязь прослеживается на всех стадиях обогащения руд: текстуры и структуры минеральных сростаний, характер сростания рудных и нерудных минералов (взаимные проникновения, морфология и характер границ сростания сил сцепления) предопределяют эффективность дробления и измельчения руд, а такие процессы, как флотация, существенно зависят от морфологии, распределения химических примесей, включений, дислокаций, деформаций, электрофизических свойств индивидов (тип проводимости, концентрация электронов и др.). Как показали многочисленные исследования [2, 6, 10, 15, 18], в процессе измельчения минералов образуются частицы по определенным кристаллографическим плоскостям раскалывания, характеризующиеся различной поверхностной неоднородностью (различная плотность распределения атомов, наличие участков с некомпенсированным электрическим полем, структурой активных центров; роль окислителей, в частности растворенного кислорода, в создании адсорбционных слоев реагентособираателей, активаторов и депрессоров на поверхности минералов и др.). Измельченный материал, проходящий через различные технологические узлы, неоднороден по крупности, структурной характеристике (открытые частицы и сростки), морфологическим особенностям частиц (природные агрегаты, индивиды, их обломки и переизмельченные частицы), физическим и физико-химическим свойствам. Это влияет на качество разделения в процессе сепарации: эффективность измельчения минералов, потери тонкоизмельченной рудной фракции, флокуляцию рудных частиц и вовлечение в концентрат раскрытых частиц нерудных минералов и другие явления.

Направленные изменения степени дефектности кристаллической решетки, обуславливающей электрические, трибоэлектрические, флотационные свойства минералов, морфологии и гранулометрии частиц, определяющих степень их шламующести, характер пористости и микрорельеф поверхности, поверхностную неоднородность в целом, обеспечивающих эффективность магнитной флокуляции, радиационных, термических свойств минералов, могут существенно повысить эффективность различных процессов обогащения [13]. Глубина структурных преобразований при измельчении, например, зависит от интенсивности и характера механических воздействий. Максимальный эффект достигается при использовании аппаратов повышенной энергонапряженности (планетарных, вибрационных, струйных мельниц, дезинтеграторов), однако при тонком измельчении в обычных шаровых мельницах [21] наблюдаются заметные физико-химические изменения. Часто применяется активирование измельчением в связи с подготовкой руд и концентратов перед процессами химического обогащения. Поэтому следует особо подчеркнуть, что в технологии морфология, конституция и свойства минералов встают перед минералогом в совершенно ином понимании, чем обычно, в связи с их изменением в процессе рудоподготовки и обогащения, необходимостью выявления, оценки характера и глубины изменений, участия совместно с технологом в разработке схемы и управления процессом обогащения руд.

Геолого-технологическое картирование месторождений на основе типоморфных признаков обогатимости минералов и руд обеспечивает управление процессом обогащения и прогнозирование их технологических показателей. Детальные минералогические исследования руд позволяют оценить особенности их обогатимости, выявить при минералого-технологических исследованиях типоморфные признаки обогатимости минералов и руд, а на их основе выделить технологические типы и сорта руд, предусмотреть рациональную систему их подготовки к обогащению с учетом неоднородности состава и свойств мономинеральных зерен и выбора оптимальных условий их раскрытия. Для каждого генетического типа руд имеется небольшое количество ведущих параметров (типоморфных признаков), которые могут быть связаны с технологическими показателями обогащения статистической моделью прогноза, в частности на основе метода наименьших квадратов [1, 12]. Программа для ЭВМ позволяет достаточно корректно увязать параметры вещественного состава и показатели обогащения руд в статистическую модель прогноза. Однако возможность использования уравнений регрессии в каждом конкретном случае должна тщательно анализироваться, поскольку долевое участие отдельных параметров вещественного состава в определении технологических показателей обогащения различных генетических типов руд может существенно отличаться в зависимости от применяемых технологических методов и схем. Очень важно установить необходимый минимум исходных данных для составления такой модели. Опыт показывает, что эмпирические распределения показателей состава и свойств руд (минералов), однородных согласно выбранному критерию, в большинстве случаев близки к нормальному или логнормальному закону. Это обуславливает последующий выбор соответствующей теоретической функции распределения. Как показал наш опыт картирования магнетитовых руд Ковдорского месторождения [16], весьма информативными картами прогноза обогатимости могут быть карты, построенные на базе одного из ведущих свойств минерала, например, коэрцитивной силе, величине термоэДС магнетитов и др.

В заключение следует подчеркнуть, что укрепление и развитие теории и методологии этого нового научного направления имеет сегодня принципиальное значение для развития творческого подхода геологов, минералогов и технологов к проблемам оценки минерального сырья, комплексной его переработки на основе безотходной технологии и решения экологических вопросов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я. Н., Пирогов Б. И. и др. Геология железных руд докембрийских формаций. Киев: Препринт ИГФМ, 1984. 52 с.
2. Барский Л. А. Теория и технология разделения минеральных комплексов // Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы СССР. Л.: Механообр, 1983. С. 21–32.
3. Блисковский В. З. Обогащительная минералогия руд – самостоятельный раздел минералогической науки. М., 1975. С. 3–29.
4. Гинзбург А. И., Александрова И. Т. Технологическая минералогия – новое направление технологических исследований // Разведка и охрана недр. 1974. № 3. С. 17–24.
5. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 237 с.
6. Глембоцкий А. А., Бехтле Г. А. Флотация железных руд. М.: Недра, 1964. 224 с.
7. Григорьев Д. П. Позиции онтогении минералов // ЗВМО. 1978. Вып. 4. С. 407–415.
8. Григорьев Д. П. Телесные модели генезиса минералов // ЗВМО. 1979. Вып. 2. С. 129–140.
9. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. М.: Наука, 1975. 337 с.
10. Иванов О. П. Основные научно-методические и практические аспекты технологической минералогии оловорудных месторождений // Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы СССР. Л.: Механообр, 1983. С. 113–129.
11. Малеев М. Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М.: Наука, 1971. 197 с.
12. Пирогов Б. И. Роль минералогических исследований в обогащении руд // Минер. журн. 1982. № 1. С. 81–92.

13. Пирогов Б. И. Проблемы технологической минералогии // Изв. вузов. Горный журнал. 1982. № 8. С. 16–21.
14. Пирогов Б. И. Технологическая минералогия и минералого-технологическая оценка руд // Минералогия рудных месторождений Украины. Киев: Наукова Думка, 1984. С. 5–15.
15. Пирогов Б. И., Пирогова В. В. Минералогические исследования железных и марганцевых руд. М.: Недра, 1973. 216 с.
16. Пирогов Б. И., Холошин И. В. Оценка неоднородности магнетитов Ковдорского массива при регионально-минералогических исследованиях // Минер. сб. 1985. № 39, вып. 1. С. 39–48.
17. Пирогов Б. И., Аркос Видадь Х. Ф. Особенности взаимосвязи морфологии, конституции и онтогении гидроксидов железа в бурожелезняковых рудах Кривого Рога // ДАН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1985. № 3. С. 25–28.
18. Ревнивцев В. И. Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы страны и основные задачи ее формирования как нового научного направления // Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы СССР. Л.: Механобр, 1983. С. 4–20.
19. Чантурия В. А., Шафеев Р. Ш. Химия поверхностных явлений при флотации. М.: Недра, 1977. 191 с.
20. Челищев Н. Ф. Основные направления технологической минералогии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 86–94.
21. Юсупов Т. С. О структурных изменениях минералов при тонком измельчении // Интенсификация подготовительных магнитных и гравитационных процессов обогащения. М., 1980. С. 27–28.
22. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 288 с.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Юшкин Н. П. Проблемы и пути развития минералогической теории	4
Жабин А. Г. Потенциально-фундаментальный статус минералогии	10
Марин Ю. Б. Теоретический и эмпирический подходы в минералогии	15
Поваренных М. Ю. Значение понятия „поверхность” при рассмотрении основного объекта минералогии	20
Шарапов И. П. О законах минералогии.	22
Жабин А. Г. Минеральный индивид как организм, как морфопроеесс: историческая методология	27
Лапидес И. Л. Информационно-полимерная модель силикатных минералов.	34
Чепижный К. И. Новое в минералогии	42
Руссо Г. В., Чебанов С. В. Форма, стерезис и энлогия кристаллов.	47
Успенский Е. И. Минерал как система	51
Смирнов Б. И. Парагенезис как система	57
Калиновский А. В. Топоминералогические системы	62
Эстерле О. В. Статистические свойства связанных электронов и эволюция минеральных систем	71
Платонов А. Н., Мацюк С. С., Хоменко В. М., Таран М. Н., Литвин М. А. Оптически активные центры как индикаторы эволюции минерального вещества	79
Асхабов А. М. Эндогенные факторы и диссипативные структуры в эволюции системы „кристалл-среда”	86
Иванов О. К. Зональность и условия равновесной кристаллизации ортомагматических минералов	91
Низамутдинов Г. Н. Перекристаллизация минеральных агрегатов в гидротермальном минералообразовании	97
Евзикува Н. З. Полярность минералообразования	105
Барсуков Викт. Л., Рыжов О. Б., Федоров П. Л. Гидротермальные метасоматические жилы в сколовых трещинных зонах	113
Литошко Д. Н. Основы оценки минералопроявлений по минералогическим данным	120
Пирогов Б. И. Теоретические основы технологической минералогии	127

РЕФЕРАТЫ

УДК 549

Юшкин Н. П. Проблемы и пути развития минералогической теории // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 4–10.

Полями теоретического охвата минералогии является минеральное вещество в геологическом пространстве и времени. Структура теории включает разработку представлений о минералах как объектах минералогии, об их конституции и свойствах, систематике, об агрегации минералов и природных минеральных системах, о минералах как элементах геосфер Земли и космических тел, представлений о генезисе минералов, разработку общей методологии минералогических исследований, принципов и подходов к эффективному использованию минерального вещества и минералогических знаний.

УДК 549

Жабин А. Г. Потенциально-фундаментальный статус минералогии // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 10–14.

Минералогия является потенциально-фундаментальной наукой естествознания и обладает следующими гносеологическими и информационными функциями: 1) минералы – самые древние и стабильные источники информации о Земле и других телах Космоса; 2) минералы, возможно, были матрицей для постройки первых сложных органических молекул; 3) минералы способны к самосборке, число типовых кристаллических структур невелико, и они универсальны; 4) сформулированы первые законы и принципы минералогии; 5) методы и понятия онтогенеза и филогенеза оказались модельно приемлемыми и эвристичными. Перспективно исследование граничных условий существования кристаллов минералов в Космосе: время существования индивида, размерность кристаллов, влияние гравитационных полей, сверхнизкие температуры и т. п.

Библиогр. 16 назв.

УДК 549 + 552 + 553

Марин Ю. Б. Теоретический и эмпирический подходы в минералогии // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 15–20.

Анализируется соотношение теоретических и прикладных исследований в минералогии. Утверждаются необходимость реставрации в современной минералогии геологического начала, взаимодополняемость исследований на уровне индивидов и видов, рациональность выделения статических и ретроспективных типов систем и перспективность теоретического выхода на индикаторы генезиса и рудоносности. Демонстрируется необходимость использования системного анализа при создании рационального комплекса поисково-оценочных признаков.

Библиогр. 21 назв.

Поваренных М. Ю. Значение понятия „поверхность“ при рассмотрении основного объекта минералогии // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 20–22.

Современная кристаллохимическая сущность понятия „минерал“ не раскрывает важнейших особенностей его строения. Подчеркивается фундаментальное значение обладания поверхностью как сущности минерала. Минералы, являясь первыми носителями этого качества, как бы задают тон, обуславливают нахождение поверхностей во всех последующих структурных уровнях развития материи.

Библиогр. 9 назв.

УДК 549

Шарапов И. П. О законах минералогии // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 22–27.

Дается критический анализ ряда законов минералогии, на основе этого анализа и общетеоретических представлений определяются требования к формулировке законов, принципов, правил.

Библиогр. 7 назв.

УДК 548.5

Жабин А. Г. Минеральный индивид как организм, как морфопроецесс: историческая методология // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 27–33.

Применение биологических эволюционных понятий – онтогенез, филогенез, организм, анатомия и т. п. – нормальный интегративный процесс в естествознании. Исторический анализ на основе этих понятий в минералогии эвристичен. Выделены принципы: I – типологической экстраполяции, II – принцип Стенона (пространственно-хронологических свойств объекта), III – Бергсона (процессуальных реконструкций) и IV – филогенетической изменчивости. Обсуждается содержание понятий „прогноз“ и „ретрогноз“. Подчеркнута разница прогнозов наступления какого-либо процесса в будущем и прогнозов обнаружения уже существующих объектов.

Библиогр. 24 назв. Ил. 4.

УДК 541.6 : 546.284

Лапидес И. И. Информационно-полимерная модель силикатных минералов // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 34–41.

Развивается полимерная модель конституции силикатов. Показано, что с этих позиций возможно формирование атомно-физической концепции минералогии со своим формализмом и математической базой, учитывающей как химические свойства, так и структурные характеристики. Приводятся некоторые доказательства полимерной природы силикатов, реальности образования их надмолекулярных структур. Развивается представление о четырехуровневой иерархической структуре минералов. Показана возможность определения в данной модели термодинамического состояния минерала.

Библиогр. 33 назв. Ил. 5.

Чепижный К. И. Новое в минералогии // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 42–47.

Обосновывается необходимость перехода на описание строения и свойств минералов методами гомологии. Определяются основные пути развития гомологии минералов, обосновываются новые методы геометрического моделирования.

Библиогр. 7 назв. Ил. 4.

УДК 548.5

Руссо Г. В., Чебанов С. В. Форма, стерезис и энлогия кристаллов // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 47–51.

Исходя из концепции единства аристотелевых понятий формы и ее противоположности — стерезиса, обосновывается необходимость расширения полей охвата морфологических исследований в минералогии и формирование нового направления — энлогии кристаллов.

Библиогр. 27 назв. Ил. 1.

УДК 549 : 007

Успенский Е. И. Минерал как система // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 51–56.

Сделана попытка создания системной модели минерала, которая описывает процесс приема и записи сигналов из минералообразующей среды на материальном носителе. Рассматриваются связи между признаками минерала, характер заполнения признаков, их реализация и другие вопросы. Предлагаются приемы оценки индикаторной способности признаков и ее обчета во внесистемных единицах. Обсуждается проблема типоморфности и конвергентности признаков и принцип выявления иерархичности признаков и их ответственности за сигналы с разных уровней организации. Рассматриваются некоторые вопросы теоретического и прикладного характера.

Библиогр. 16 назв.

УДК 549.905.3

Смирнов Б. И. Парагенезис как система // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 56–62.

На основе критического анализа современного состояния учения о парагенезисе минералов обосновываются два этапа в исследовании естественных сообществ минералов: парагенетический анализ (I) и анализ парагенезисов (II). Разрабатывается системный подход к анализу парагенезисов минералов, который иллюстрируется рядом примеров.

Библиогр. 16 назв.

УДК 549 (I) : 549.5 : 553.22

Калиновский А. В. Топоминералогические системы // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 62–71.

С целью формализации геологического пространства предложена единая система понятий топоминералогических систем (ТМС), полей (ТМП), аномалий (ТМА), зональности (ТМЗ). ТМС рассматриваются как синминералогические системы с характерной пространственно-временной связью их элементов. Через понятие „элементарной структурной ячейки ТМС” обосновывается дискретность и непрерывность ТМС. Вводится понятие „параметрических типов ТМС, ТМП, ТМА, ТМЗ”, включающих „абсолютные”, „конституционные”, „ассоциативные”, „концентрационные”, „интеграционные (продуктивные)” типы. При изучении ТМС щелочных редкометалльных метасоматитов

на региональном и локальном уровне выявлено совпадение указанных параметрических типов ТМП с продуктивным ТМП „главного балансового минерала минералогического района” — пирохлора. Устанавливается пространственно-временная круговая правая миграция центров интенсивного минералообразования в эллипсоидно-S-образном тектоническом блоке.

Библиогр. 12 назв. Ил. 5.

УДК 549

Эстерле О. В. Статистические свойства связанных электронов и эволюция минеральных систем // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 71–78.

Из-за частых изменений параметров внешней среды минерал большую часть времени своего существования вынужден приспосабливаться к этим изменениям, т. е. превращаться. Процессы физико-химических превращений не в состоянии описать ни классическая термодинамика (наука о равновесиях), ни линейная термодинамика неравновесных процессов. Кратко излагается разработанная автором статистическая теория физико-химических превращений веществ. Рассматриваются некоторые примеры ее применения в минералогии.

Библиогр. 14 назв. Ил. 2.

УДК 549.1

Платонов А. Н., Мацюк С. С., Хоменко В. М., Таран М. Н., Литвин М. А. Оптически активные центры как индикаторы эволюции минерального вещества // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 79–86.

Оптическая спектроскопия является одним из наиболее эффективных методов из арсенала физики минералов. Экспериментально измеряемые характеристики оптических спектров — значения энергий (ν) и коэффициентов поглощения (k) полос различной природы, а также рассчитываемые из спектров параметры кристаллического поля Dq, B, C и др. конкретных координационных комплексов ионов переходных металлов являются основным фактическим материалом при использовании оптически активных центров в качестве кристаллохимических индикаторов.

Библиогр. 19 назв. Ил. 1.

УДК 548.5 : 549.07

Асхабов А. М. Эндогенные факторы и диссипативные структуры в эволюции системы „кристалл—среда” // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 87–91.

Показано, что эволюция неравновесной системы „кристалл—среда” в значительной степени определяется факторами и явлениями, генезис которых связан с протекающими в системе процессами роста и растворения кристаллов. Вводятся понятия об эндогенных и экзогенных факторах кристаллообразования, эндо- и экзоморфозе кристаллов. Эндогенные структуры пространственно-временного упорядочения интерпретируются как диссипативные структуры. Обсуждаются некоторые теоретические и прикладные следствия, вытекающие из возникновения эндогенных факторов и диссипативных структур в эволюционирующей системе „кристалл—среда”.

Библиогр. 27 назв. Ил. 1.

УДК 549.08

Иванов О. К. Зональность и условия равновесной кристаллизации ортомагматических минералов // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 91–96.

На основе анализа зональности петрогенных минералов (оливинов и плагиоклазов) из магматических тел различной мощности делается оценка длительности и скорости остывания магматического расплава в различных геологических условиях.

Библиогр. 27 назв. Ил. 3.

Низамутдинов Г. Н. Перекристаллизация минеральных агрегатов в гидротермальном минералообразовании // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 97–105.

На основе результатов экспериментального моделирования перекристаллизации мраморов в интервале температур 150–500 °С разработана новая модель перекристаллизации агрегатов, базирующаяся на динамическом поведении неоднородностей минеральных индивидов в агрегатах.

Библиогр. 19 назв. Ил. 4. Табл. 2.

УДК 550.8.011

Евзикова Н. З. Полярность минералообразования // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 105–113.

Обсуждается возникновение в процессе эволюции минерального вещества (по дивергентному принципу) разнознаковых аномалий как геохимической, так и геофизической природы. Выведены четыре случая объемных эффектов минералообразования в полярно-сопряженных системах. Введено представление о картах полярного минералообразования, благодаря которым можно получить систему особых точек геологического пространства.

Библиогр. 18 назв. Ил. 7. Табл. 1.

УДК 549.514.87

Барсуков Викт. Л., Рыжов О. Б., Федоров П. Л. Гидротермальные метасоматические жилы в сколовых трещинных зонах // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 113–120.

Мономинеральные жилы многих рудных месторождений образуются в сколовых зонах путем метасоматического замещения межсколового кластического материала новообразованными жильными и рудными минералами. Мономинеральные участки таких жил представляют собой зоны растянутых на сотни метров по восстанию скола (по направлению движения растворов) метасоматических колонок. Строение таких колонок поддается расшифровке при анализе изменяющегося по вертикали жильного выполнения сколовых зон и сопоставления его с изменениями реликтового кластического материала, участков выклинивания мономинеральных агрегатов и реакционных кайм на обломках пород в таких агрегатах. Анализ внутрисколовых колонок с кварцевыми, баритовыми, галенитовыми, настурановыми и другими мономинеральными зонами дает основание выбрать достоверный химический механизм образования метасоматических жил того или иного состава из нескольких альтернативных, кажущихся теоретически возможными механизмов.

Библиогр. 8 назв. Ил. 6.

УДК 549.0 + 553.0

Литошко Д. Н. Вопросы оценки минералопроявлений по минералогическим данным // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 120–127.

Приводится краткий обзор существующих способов и методов качественной и количественной оценки месторождений. Формирование месторождений, являющихся минералогическими аномалиями, рассмотрено с энергетических позиций с выделением необходимых и достаточных факторов. Показана принципиальная возможность оценки параметров месторождений (размеры и содержание полезного компонента) на основе топоминералогических исследований, включающих изучение минерального состава руд, особенностей конституции рудных минералов и анализа их пространственной изменчивости.

Библиогр. 30 назв. Ил. 1.

Пирогов Б. И. Теоретические основы технологической минералогии // Теория минералогии. Л.: Наука, 1987. С. 127–134.

Рассмотрены методология и теоретические основы нового научного направления – технологической минералогии, развивающейся на стыке минералогии и технологии минерального сырья. Ее методология определяется зависимостью технологических свойств минералов от их конституции и генезиса, обуславливающих определенную степень контрастности свойств минералов в ассоциации, и возможностью их изменения под влиянием различных воздействий. Определены двоякая природа месторождение → фабрика → хвостохранилище; изменчивость свойств в широком аспекте природной и технологической гранулометрии и возможность их направленного изменения с целью повышения эффективности разделения; геолого-технологическое картирование на основе типоморфных признаков обогатимости минералов и руд.

Библиогр. 22 назв. Ил. 2.

ТЕОРИЯ МИНЕРАЛОГИИ

*Утверждено к печати
Всесоюзным минералогическим обществом*

Редактор издательства *Т. Н. Токарева*
Художник *В. М. Иванов*
Технический редактор *Т. В. Шаврина*
Корректоры *И. К. Одинокова, Э. Г. Рабинович и Г. В. Семерикова*

ИБ № 32919

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающем автомате. Подписано к печати 20.01.88. М-41007. Формат 70 × 100 $\frac{1}{16}$. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,70. Усл.кр.-от. 12,02. Уч.-изд.л. 14,23. Тираж 1150. Тип.зак. № 2099. Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство „Наука”. Ленинградское отделение.
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства „Наука”.
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА” МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА”, В МЕСТНЫХ МАГАЗИНАХ КНИГОТОРГОВ ИЛИ ПОТРЕБИТЕЛЬСКОЙ КООПЕРАЦИИ.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:
117192 Москва, Мичуринский пр., 12. Магазин „Книга-почтой” Центральной конторы „Академкнига”.

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7. Магазин „Книга-почтой” Северо-Западной конторы „Академкнига”.

Или в ближайший магазин конторы „Академкнига”, имеющий отдел „Книга-почтой”:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга-почтой”);

370005 Баку, Коммунистическая ул., 51 („Книга-почтой”);

232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;

690088 Владивосток, Океанский пр., 140 („Книга-почтой”);

320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга-почтой”);

734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга-почтой”);

375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 („Книга-почтой”);

420043 Казань, ул. Достоевского, 53;

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

252142 Киев, пр. Вернадского, 79;

252030 Киев, ул. Пирогова, 2;

252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга-почтой”);

277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга-почтой”);

343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 („Книга-почтой”);

- 660049 Красноярск, пр. Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга—почтой”);
- 191104 Ленинград, Литейный пр., 57;
- 199034 Ленинград, Таможенный пер., 2;
- 194064 Ленинград, Тихорецкий пр., 4;
- 220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга—почтой”);
- 103009 Москва, ул. Горького, 19а;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный пр., 51;
- 630090 Новосибирск, Морской пр., 22 („Книга—почтой”);
- 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;
- 142292 Пущино Московской обл., МР „В”, 1;
- 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга—почтой”);
- 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700700 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга—почтой”);
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 634050 Томск, Академический пр., 5;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга—почтой”);
- 450025 Уфа, Коммунистическая ул., 49;
- 720000 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга—почтой”);
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга—почтой”).

2 р. 10 к.

5026



ИЗДАТЕЛЬСТВО
„НАУКА”
Ленинградское отделение