

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПРОБЛЕМЫ
ОНТОГЕНИИ
МИНЕРАЛОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

ПРОБЛЕМЫ ОНТОГЕНИИ МИНЕРАЛОВ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственные редакторы

Д. П. Григорьев, В. И. Попова, В. А. Попов

4572



ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
1985



Рассмотрены фундаментальные проблемы минералогии, генетические методы в минералогии, онтогенез ряда рудных месторождений и применение онтогенетических исследований в технологии горнодобывающей и перерабатывающей промышленности, в лабораторном анализе пород и руд.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов-геологов научных и производственных организаций.

Рецензент *Б. В. Чесноков*

Н. П. Ю ш к и н

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ МИНЕРАЛОГИИ И ОНТОГЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

В 60-х годах профессором Ленинградского горного института Д. П. Григорьевым были разработаны основы онтогении минералов — учения о генезисе и эволюции минеральных индивидов и агрегатов [5, 7, 10]. Предмет исследования онтогении — совокупность всех явлений истории минералов от их зарождения до полного разрушения. Принципиально важная особенность онтогении состоит в том, что она изучает не просто генезис, а прежде всего эволюцию минеральных индивидов и агрегатов, выявляет общие закономерности их развития. Именно этот эволюционный характер нового учения и обеспечил его широкую популярность и быстрое освоение минералогической практикой [32, 38, 39].

Онтогения минералов выдвинула по крайней мере три фундаментальных положения о минералах как объектах исследования. Первое положение определяет минеральные индивиды как элементарные объекты минералогии, а минеральный мир — как сложную динамичную систему этих элементов, связанных структурными и пространственно-временными взаимосвязями. Второе положение заключается в рассмотрении генезиса минералов как процесса их саморазвития в тесном взаимодействии с минералообразующей средой; при таком подходе обязательно учитываются не только прямые, но и обратные связи (влияние минерала на среду), а также явления минеральной наследственности. Третье положение — это идея закономерного прохождения любого минерального индивида или агрегата через неизбежно последовательные этапы „минеральной жизни”: зарождение, рост, изменение, разрушение.

Онтогения минералов предложила основанный на ее теоретических положениях принципиально новый онтогенетический метод исследования. В этом заключается ее важнейшее достижение [38, 39].

В данной статье мы попытаемся изложить основные положения онтогенетического метода и рассмотреть его место в общей системе методов генетической минералогии.

Методы генетической минералогии

Основы генетической минералогии были заложены А. Е. Ферсманом, им предложен и термин „генетическая минералогия” [30].

В современной генетической минералогии, изучающей процессы и механизмы образования минералов, историю минералов и условий их существования, познающей минеральный мир в его динамике и развитии, выделяется ряд направлений: минералозкологическое, историческое, эволюционное, геогенетическое [41]. Онтогения минералов является разделом эволюционного направления, в которое входит также филогения минералов.

Генетические исследования в минералогии характеризуются широким разнообразием решаемых задач и методических подходов, отражающих сложную структуру генетической минералогии. Однако если в настоящее время просматривается единая система генетической минералогии, пусть еще не очень четкая и общепризнанная, то единой методической системы не существует. Не было даже серьезных попыток ее создания ни на основе анализа теоретического знания, ни на основе синтеза существующих методических подходов. В этом можно убедиться, просматривая фундаментальные труды по генетической минералогии, в которых находило отражение общее состояние генетической минералогии на отдельных этапах ее развития. К их числу относятся монографии Н. М. Федоровского [28], Е. К. Лазаренко [19, 20], В. Ф. Барабанова [1] с одинаковыми или почти одинаковыми названиями „Генетическая минералогия”. В каждой из них

во введении или в специальных главах даются те или иные сведения о методах минералогических исследований.

Н. М. Федоровский [28, 29] в качестве основных методов генетической минералогии называет анализ парагенезисов минералов и искусственное воспроизведение минералов (т.е. минералогенетический эксперимент в современной терминологии). Особенно большая роль отводится парагенетическому анализу, который, по оценке Н. М. Федоровского, позволяет установить общие условия минералообразования, последовательность кристаллизации, развитие геохимического процесса.

Е. П. Лазаренко [19, 20] в качестве методических основ генетической минералогии рассматривает методические основы типоморфизма минералов.

В. Ф. Барабанов [1] главными методами генетической минералогии считает методы термодинамической оценки возможности протекания процессов минералообразования, а также методы, позволяющие оценивать положение и динамику атомов и ионов в минералах, т.е. методы изучения минералов (но среди множества последних ограничивается почему-то рассмотрением лишь ИК спектроскопии).

Отсутствие методических обобщений, работ общего теоретико-методического содержания и единой методической системы не означает, конечно, что генетическая минералогия не располагает своими специальными методами. Никакой науки не может быть без методической основы.

Методический аппарат генетической минералогии на современном этапе составляет стихийная система методических подходов, приемов, правил, которые традиционно именуются „анализами”. Среди них можно назвать:

- парагенетический анализ в его различных вариантах;
- формационный анализ;
- кристаллогенетический, морфогенетический и т.п. анализы;
- энергетический, термодинамический, физико-химический анализы;
- типоморфический анализ;
- методы минералогической термометрии и барометрии, геохронологии и т.п. методы, объединяемые в генетикоинформационный анализ;
- экспериментальное моделирование минералообразующих процессов;
- теоретическое моделирование и многие другие.

Как известно, методология генетических исследований в любой науке геологического цикла укладывается в русла двух главных методических подходов:

а) метод моделей, смысл которого состоит в генетической интерпретации установленных фактов путем их сравнения с явлениями и объектами известной природы и с генетическими моделями;

б) сравнительно-исторический метод, восстанавливающий развитие событий на основе выявления пространственно-временной последовательности формирования объектов исследования и их сравнительного анализа.

В любом из перечисленных выше методических приемов генетической минералогии (минералогенетических анализов) есть элементы обоих методических подходов, но ведущим является модельный подход. Более того, все эти анализы в своей основе являются модельными.

Главным и пока единственным методом сравнительно-исторического направления является онтогенетический метод.

О с н о в ы о н т о г е н и ч е с к о г о м е т о д а м и н е р а л о г и и

Смысл онтогенетического метода минералогии состоит в анализе анатомии минеральных индивидов и возрастных взаимоотношений между индивидами с целью установления кристаллизационной истории минеральных агрегатов и минеральных тел.

Зачатки онтогенетического метода мы находим в текстурно-структурном анализе минеральных агрегатов. Трудными минераграфов, особенно А. Г. Бетехтина, в текстурно-структурный анализ вводятся элементы сравнительно-исторического подхода, разрабатываются приемы изучения границ между минералами и выяснения последовательности кристаллизации. Вследствие развития именно этих тенденций и зародился онтогенетический метод, истоки которого находятся в первую очередь в текстурно-структурном анализе. Но эти два метода принципиально различны в своей методической основе.

Главная задача текстурно-структурного анализа — это типизация структурных построек из минералов в минеральных телах. В результате этого анализа устанавливаются структурный и текстурный типы агрегатов (например, друзовая текстура, графическая структура, микропертитовая структура и т.п.). Определив тип структуры и текстуры агрегата, можно получить представление о его генезисе исходя из аналогий. Это обычный модельный подход.

В онтогеническом анализе главной целью являются исторические реконструкции. Приемы типизации, если и используются, то во временном аспекте, для сравнительного анализа отдельных отрезков минеральной истории.

Онтогенический метод опирается на фундаментальные эволюционные закономерности минералогенезиса:

а) закон прохождения минерального индивида через этапы зарождения, роста, изменения и разрушения (для более сложных минеральных систем, чем индивид или агрегат, этот закон известен как закон стадийного развития, а метод исследования — как стадийный анализ, по А. Г. Жабину [17]);

б) закон наследования минералами структурных особенностей минералогенетических систем и особенностей минералов-предшественников.

Главный „инструмент“ онтогенического анализа — прямые и косвенные критерии одновременного и последовательного роста, критерии замещения.

Онтогенический метод в настоящее время используется не только в минералогии, но и петрологии [42], металловедении [26, 27, 33], гляциологии [18] и других аналогичных областях веществоведения и естествознания.

Онтогенический анализ — это сложный и длительный процесс минералогенетического исследования. Он осуществляется в несколько последовательных этапов:

- стереологические („телесные“) реконструкции;
- выявление анатомии индивидов и изучение границ между ними;
- выявление пространственных взаимоотношений между минералами;
- восстановление кристаллизационной истории и создание пространственно-временной модели объекта;
- минералогенетические реконструкции.

Стереологические реконструкции минеральных агрегатов проводятся в целях выявления объемного строения. Прежде чем разбираться в последовательности минералогических событий, надо понять, что представляет собой исследуемый минеральный агрегат или тело, из каких минералов он состоит, как минеральные индивиды распределяются в пространстве, как сочленяются друг с другом. Нужно мысленно или на бумаге получить объемный рисунок исследуемого объекта, воссоздать его телесную модель, по определению Д. П. Григорьева [8].

В практике онтогенических исследований нередко телесным моделированием пренебрегают, и это приводит к серьезным ошибкам. Особенно часто на основе изучения отдельных плоских разрезов за различные морфологические образования принимаются разные срезы одного и того же скелетного индивида, эвтектических структур, мirmekитов и т.п. Неправильно интерпретируется форма кристаллов, зерен. В разных разрезах минеральный агрегат может представляться по-разному.

Методика стереологических реконструкций достаточно хорошо разработана и в минералогии [2, 5, 8], и особенно в металловедении [26, 33], но технически она осуществления нелегко.

Наиболее широко применяются три метода стереологических исследований.

1. Метод расчленения минеральных агрегатов на индивиды. Смысл его достаточно ясен: каким-то способом агрегат расчленяется на отдельные составляющие его кристаллы или зерна, и таким образом познается пространственное строение агрегата. Самое сложное в этом методе — препарировка индивидов. Специальной техники разделения агрегата на зерна без их разрушения нет, и в каждом отдельном случае приходится подыскивать подходящий метод. Наиболее обычный прием — это последовательное скалывание кусочков, соизмеримых с размерами индивидов, слагающих агрегат. Конечно, таким образом отдельные индивиды отделить не удастся, но строение агрегата при достаточно большом числе сколов выясняется вполне достоверно. Иногда оказывается эффективной обработка агрегата перед препарировкой ультразвуком, растворителями, нагреванием или охлаждением. Под действием этих факторов зерна могут „расшатываться“, сцепление между ними ослабевает и препарировка осуществляется легче.

2. Метод параллельных срезов. Если разрезать агрегат на пластины небольшой толщины, то по срезам легко восстановить объемное строение. Разработаны даже машинные методы анализа среза и синтеза на их основе телесной модели объекта [33].

3. Метод пересекающихся срезов. Он мало отличается от предыдущего, но позволяет ограничиться меньшим количеством (2–3) срезов для получения достоверной картины благодаря выбору наиболее оптимальных их направлений.

Часто надежная информация о внутреннем строении агрегата может быть получена путем изучения его поверхности. Существует немало аналитических методов, позволяющих осуществить стереологические реконструкции на основе ограниченных данных [26, 33], но надежность построенной таким образом телесной модели вряд ли будет высокой. Как в математике, чтобы выявить все простые числа в пределах данного отрезка, нет другого пути, как сосчитать их, так и в онтогении минералов единственный надежный способ разобраться во взаимоотношениях минеральных индивидов в агрегате — это перебрать, пересмотреть все индивиды.

Стереологический анализ минеральных индивидов должен опираться не только на визуальные, но и на микроскопические наблюдения.

Выявление анатомии индивидов и исследование поверхностей срастания между ними помогает восстановить пространственно-временную картину минералообразования.

Анатомия индивидов выявляется легко в плоских препаратах, если индивиды имеют видимую зональность. Но такие случаи представляются очень редко. Как правило, для исследования анатомии требуется специальная обработка образцов или специальные методы наблюдения. Они в последнее время широко обсуждались в литературе [6, 9, 11, 37], поэтому мы останавливаться на них здесь не будем.

В настоящее время для выявления невидимых визуально деталей анатомического строения кристаллов наиболее широко применяется травление сильными и слабыми растворителями, гамма и нейтронное облучение, рентгеновская топография, наблюдение в ИК и УФ свете и др. Весьма эффективным методом обещает быть нейтронография [25].

Исследование поверхностей срастания между индивидами необходимо главным образом для определения относительного возраста индивидов. Выявляется общий рисунок границ между индивидами, отражающий геометрию агрегата, а также морфология поверхностей срастания, отражающая их природу. Для изучения поверхностей срастания эффективными являются методы гониометрии, фотогониометрии, растровой электронной микроскопии, но даже визуальными наблюдениями можно получить принципиально важную для онтогенического анализа информацию: какого типа поверхность срастания — гранная, ксеноморфная или индукционная. Для индукционных поверхностей особенно важно дать количественную морфологическую характеристику (кристаллографическая ориентировка, огранка и размеры индукционных ступенек), от которой можно перейти к оценке скоростей роста [4, 12, 35].

Выявление пространственно-временных взаимоотношений между минералами должно дать ответ на вопрос: что в исследуемом объекте сформировалось раньше, что позже, что одновременно? В книге автора [40] есть специальный методический раздел, посвященный решению этой задачи, и здесь мы не будем разбирать ее подробно, а остановимся лишь на узловых моментах.

Выявление пространственно-временных взаимоотношений частей минерального индивида не вызывает затруднений. Оно основано на анализе зональности, к которой применим главный принцип стратиграфии: каждый покрывающий слой моложе подстилающего. Необходимо, конечно, учитывать возможное искажение зональности наложенными процессами замещения, перераспределения вещества, диффузии и др. Надо иметь в виду, что и первичная зональность может иметь различную природу (связана с колебаниями параметров минералообразующей среды, с автоколебаниями системы минерал—среда, эволюционная или онтогеническая зональность, диффузионная и др.).

Пространственно-временные взаимоотношения между индивидами в агрегатах устанавливаются на основе критериев одновременного и последовательного роста, критериев замещения, которые подробно разбираются в работах Б. В. Чеснокова [34], Д. П. Григорьева [5], А. Г. Жабина [14, 15], В. А. Попова [21, 22], В. И. Поповой [23, 24], автора [40] и других.

Главный признак одновременного роста минеральных индивидов — наличие индукционных границ между ними. Впервые понятия об индукционных границах, которые

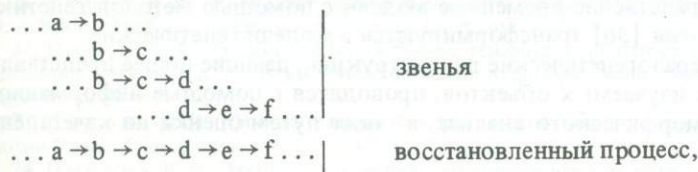
отличаются наличием индукционной штриховки, образующейся в результате пульсационных колебаний относительных скоростей роста соприкасающихся индивидов, ввел в 1915 г. А. Е. Ферсман. В 1922 г. он сформулировал закон кристаллографической индукции [31], уточненный и расширенный до закона минералогической индукции В. А. Поповым [22]. Наличие индукционной границы свидетельствует об одновременном росте двух индивидов, а по морфологическим особенностям границы можно рассчитать относительную скорость роста любого из двух индивидов, проследить ее изменение во времени [4].

Критерии последовательного роста основаны на анализе распределения центров зарождения индивидов в пространстве и анализе границ между ними, причем в основе анализа лежит тот же основной принцип стратиграфии: что сверху, то моложе. Прямые и косвенные критерии относительного возраста подробно рассмотрены в известной книге Б. В. Чеснокова [34]. Прямыми критериями являются лишь критерии нарастания или обрастания, критерий пересечения и критерий формы границ между индивидами. Все другие – косвенные, и использование их обязательно должно сопровождаться проверкой по двум-трем критериям.

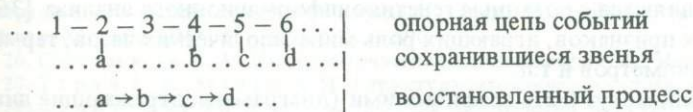
Критерии замещения менее определены, чем критерии роста. Здесь, кроме установления факта нарастания нового минерального вещества, надо учитывать и направление нарастания.

В онтогенической практике часто приходится решать вопрос об относительном возрасте не соприкасающихся, а пространственно разобщенных минералогических объектов (скажем, кристаллов, растущих в разных полостях или даже в разных месторождениях) или увязывать между собой сохранившиеся остатки разрушенного минерального объекта (обломки раздробленных индивидов, реликты замещенных минералов и т.п.).

Д. П. Григорьев и А. Г. Жабин [10] предлагают два методических приема увязки фрагментарно сохранившихся звеньев минералогического процесса: по перекрывающимся отрезкам процессов



путем корреляции сохранившихся звеньев с какой-либо другой непрерывной цепью событий



Теоретико-методические основы возрастной корреляции пространственно-разобщенных минералогических объектов разрабатывались Д. П. Григорьевым с соавторами [9, 11], В. И. Поповой [23, 24], А. Г. Жабиным [16] и автором [37].

Возрастная корреляция пространственно-разобщенных минералов или минеральных ассоциаций проводится по различным синхронным реперам: каким-либо явлениям, произошедшим в одно и то же время, охватившим всю совокупность изучаемых минералов и нашедших то или иное отражение во всех сравниваемых объектах.

Таковыми реперами могут быть:

– аномальные явления в анатомии минеральных индивидов и агрегатов (семейство включений, присыпки в зонах роста, следы дробления или пластических деформаций, следы растворения и регенерации и т.п.);

– зональность кристаллов (наличие специфических зон или системы зон, отражающих какие-то глобальные изменения в минералообразующей среде и легко диагностируемых в каждом индивиде). В литературе имеются удачные примеры использования зональности для возрастной корреляции разобщенных минералогических объектов [9, 11].

Одной из задач онтогенического анализа является выделение различных зарождений и генераций минералов, и эта задача решается уже на рассматриваемой стадии путем изучения возрастных взаимоотношений между индивидами. Генерации, как известно

[5], устанавливаются по наличию перерыва в кристаллизации минерала. Признаками таких перерывов можно считать следующие онтогенетические явления [24]:

- растворение минерала с последующей регенерацией и дорастанием;
- нарастание внутри минерального индивида других минералов, разделяющих зоны;
- нарастание на индивид других минералов без индукционных поверхностей или захват их в виде включений;
- пересечение минерала прожилком минерала того же состава без дорастания зон.

Использование онтогенетического анализа для установления генераций минералов с картированием распространения отдельных генераций в объеме минеральных тел позволило установить тот новый факт, что определенные генерации могли на ряде участков исчезать, разрушаться [21]. С учетом этого факта более достоверно расшифровывается история минеральных месторождений и более надежно проводится их оценка.

Восстановление кристаллизационной истории минералогических объектов дает возможность создания временных и пространственно-временных моделей, наглядно и по возможности полно раскрывающих их кристаллизационную историю [40].

Таковыми моделями индивидов или простых агрегатов могут быть обычные геометрические реконструкции, как правило, не требующие дополнительных пояснений. Пространственно-временное моделирование сложных агрегатов, минеральных тел, месторождений включает очень большое количество информации и требует создания совокупности моделей — частных и общих. Модели эти могут быть словесно-знаковыми, включающими для наглядности графический материал: диаграммы последовательности кристаллизации минералов, часто с дополнительной нагрузкой (см. [13]), онтогенетические (эволюционные) ряды [40] и т.п. информация. Рядом исследователей, в частности Г. Н. Вертушковым [3], предлагается применять для этой цели графы.

Минералогенетические реконструкции осуществляются на основе результатов онтогенетического анализа. О них мы подробно писали в целом ряде работ [36, 37, 40]. Пространственно-временные модели с помощью методов генетикиоформационной минералогии [36] трансформируются в модели генетические.

Качественные минералогенетические реконструкции, дающие общее представление о генетической природе изучаемых объектов, проводятся с помощью информационно-энтропийного или типоморфического анализа, а также путем оценки по качественным индикаторам генезиса.

Количественные минералогенетические реконструкции, дающие достаточно точную оценку минералогенетических явлений и количественную оценку параметров, в которых они протекали, осуществляются с помощью генетикиоформационного анализа [36, 37] на основе индикаторных признаков, играющих роль минералогических часов, термометров, барометров, потенциометров и т.п.

Генетические модели могут быть графическими (диаграммы, отражающие динамику параметров минералообразования, специальные карты), графо-описательными, описательными.

З а к л ю ч е н и е. В этом аналитическом обзоре мы не ставили задачу раскрыть все особенности и приемы онтогенетического метода исследования минералов. Обзор дает общее представление о методе и помогает ориентироваться в той теоретической и методической литературе, которая может быть использована в практической деятельности минералога. Очевидно, назрела необходимость создания специального методического руководства по онтогенетическому методу минералогии.

В числе ближайших задач нужно назвать разработку новых методических приемов, особенно полевых, обобщение всего имеющегося онтогенетического опыта, применение методов онтогенеза к минералогическим объектам различного типа, всесторонняя практическая проверка метода. Необходимо проанализировать с онтогенетических позиций основополагающие гипотезы минералогии и петрологии, так как уже сейчас видно, что некоторые их положения находятся в противоречии с фактическим материалом. Наконец, назрела необходимость создания единой методической системы генетической минералогии на базе теоретических представлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барабанов В. Ф. Генетическая минералогия. Л., 1977. 327 с.
2. Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., 1958. 435 с.
3. Вертушков Г. Н. Минералогическое картирование. — В кн.: Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1972, с. 3—12.
4. Григорьев Д. П. О скорости кристаллизации минералов. — ЗВМО, 1959, ч. 88, вып. 5, с. 497—511.
5. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, 1961. 284 с.
6. Григорьев Д. П. О законах анатомии кристаллов. — Кристаллография, 1971, т. 16, вып. 6, с. 1226—1229.
7. Григорьев Д. П. Положения онтогенеза минералов. — ЗВМО, 1978, ч. 107, вып. 4, с. 407—415.
8. Григорьев Д. П. Телесные модели генезиса минералов. — ЗВМО, 1979, ч. 108, вып. 2, с. 129—140.
9. Григорьев Д. П., Буканов В. В., Маркова Г. А. Синхронизация процессов кристаллизации по зональности кристаллов. — ДАН СССР, 1969, т. 183, № 5, с. 1129—1132.
10. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов: Индивиды. М., 1975. 339 с.
11. Григорьев Д. П., Маркова Г. А. Фотометрическое исследование зонально-секториального строения мусковита. — В кн.: Проблемы кристаллогенеза. М., 1971, с. 171—178.
12. Долово-Добровольская Г. И. Морфология индукционных граней на кристаллах. — Зап. ЛГИ, 1968, т. 54, вып. 2, с. 78—82.
13. Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., 1960. 100 с.
14. Жабин А. Г. Границы зерен в агрегатах — В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М., 1970, с. 11—27.
15. Жабин А. Г. Онтогенез минералов: Агрегаты. М., 1979, 276 с.
16. Жабин А. Г. Диагностика синхронности продуктов минералообразования. — Минерал. журн., 1979, № 1, с. 42—56.
17. Жабин А. Г. Стадиальный анализ в генетической минералогии. — В кн.: Исследование рудообразующих минеральных систем. Свердловск, 1981, с. 45—55.
18. Коломыц Э. Г. Методы кристалломорфологического анализа структуры снега. М., 1977. 200 с.
19. Лазаренко Е. К. Основы генетической минералогии. Львов, 1963. 410 с.
20. Лазаренко Е. К. Генетическая классификация минералов. Киев, 1979. 314 с.
21. Попов В. А. К модели гидротермального процесса на основе онтогенетических наблюдений. — В кн.: Проблемы минералогии Урала. Свердловск, 1976, с. 3—17.
22. Попов В. А. О состоянии проблемы генезиса и некоторых задачах онтогенетических исследований пегматитов. — В кн.: Исследование рудообразующих минеральных систем. Свердловск, 1981, с. 83—94.
23. Попова В. И. Синхронизация минералов. Состояние вопроса. — В кн.: Проблемы минералогии Урала. Свердловск, 1976, с. 23—43.
24. Попова В. И. Методы синхронизации минералов в геолого-минералогических исследованиях: Автореф. канд. дис. Л., 1977. 28 с.
25. Попова В. И. Нейтронная радиография — эффективный метод изучения зональности и секториальности состава кристаллов циркона. — В кн.: Неоднородность минералов и рост кристаллов: Матер. XI съезда ММА. М., 1980, с. 203—206.
26. Салтыков С. А. Стереометрическая металлография. М., Металлургия, 1970. 376 с.
27. Таран Ю. Н., Мазур В. И. Структура эвтоктических сплавов. М., 1978. 312 с.
28. Федоровский Н. М. Генетическая минералогия. М., 1920. 152 с.
29. Федоровский Н. М. Минералогия. М., 1932. 456 с.
30. Ферсман А. Е. По вопросу о генезисе минералов и их взаимных превращениях. — Тр. СПб о-ва естествоиспыт., 1912, ч. 3, вып. 1, с. 255—273.
31. Ферсман А. Е. Элементы разграничения одновременно кристаллизующихся веществ. — ДАН СССР, 1922, сер. А, декабрь—январь, с. 7—8.
32. Черепанов В. А., Шафрановский И. И., Рундквист Д. В. Веха в развитии минералогической науки. — ЗВМО, 1977, ч. 106, вып. 3, с. 367—389.
33. Чернявский К. С. Стереология в металловедении. М., 1977. 280 с.
34. Чесноков Б. В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М., 1974. 104 с.
35. Шафрановский И. И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л., 1974. 152 с.
36. Юшкин Н. П. Проблемы и методы генетикоинформационной минералогии. — ЗВМО, 1976, ч. 105, вып. 6, с. 633—647.
37. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977. 292 с.
38. Юшкин Н. П. Онтогенез минералов: успехи и перспективы. — Минер. журн., 1979, № 1, с. 86—89.
39. Юшкин Н. П. Практическое значение онтогенеза минералов. — ЗВМО, 1980, ч. 109, вып. 4, с. 385—395.
40. Юшкин Н. П. Топоминаералогия. М., 1982. 288 с.
41. Юшкин Н. П., Жабин А. Г. Перспективные направления генетической минералогии. — ЗВМО, 1978, ч. 107, вып. 5, с. 305—318.
42. James O. B. Crystallization history of lunar feldspathic basalt. — U. S. Dep. Geol. Surv. Prof. pap., 1973, N. 841, p. 86.

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ

„...Прикладное направление, характеризующее младенчество науки, не может быть, не должно быть ее целью. По мере развития чистой науки приложения являются сами собой. Развитие науки может определяться только внутренней логикой фактов...”

К. А. Тимирязев (1914)

Президент Всесоюзного минералогического общества академик А. В. Сидоренко в докладе на съезде ВМО 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” [37, с. 130].

В данной статье предпринята попытка обсудить общенаучные понятия „фундаментального” и „прикладного”, информационно-познавательные функции минералогии, дать ее структуру и сформулировать на этой основе стратегию научного поиска в фундаментальных направлениях советской минералогии.

Фундаментальные информационно-познавательные функции минералогии

Применение, выявление свойств и классификация минералов на донаучной стадии — самые древние знания в системе естествознания. Развившаяся позднее наука минералогия выделила из своих недр новые научные дисциплины, первичные данные которых также восходят к минеральным индивидам и агрегатам, — кристаллографию, петрографию, литологию, геохимию, учение о полезных ископаемых. Но выделение этих дисциплин не помешало минералогии сохранить свою специфичность. Можно привести некоторые положения, подтверждающие это.

1. Никакой иной наукой, кроме минералогии, не может быть получена историческая генетическая информация на минерально-породном (агрегатном) уровне организации вещества. Смежные с минералогией научные дисциплины (кристаллография, литология, петрография, геохимия) исходные, первичные факты получают также при изучении именно минеральных агрегатов — осадочных, метаморфических, метасоматических горных пород и руд, но у них есть и свои дополнительные специфические задачи [26, 36].

2. Минеральные индивиды, кристаллы — самые древние носители информации о минеральном каркасе нашей планеты, Луны, метеоритов и о взаимодействии Земли с космосом. Пока неизвестны естественные пределы длительности существования кристаллических построек минералов, если они находятся в физико-химическом „поле” их устойчивости.

3. Если жизнь — специфическое, редкое качество твердых космических тел, то кристаллы минералов — типическое, универсальное качество. Кристаллы минералов в отличие от промежуточных (вирусы) систем и от собственно биологических систем устойчиво возникают и „размножаются” в большом диапазоне физико-химических условий. Возникает небольшое число универсальных исходных типов кристаллических структур [35], общих для минералов Земли и родственных космических тел.

4. Уже сформулированы первые варианты законов генетической минералогии [49].

5. Модельная имитация растущим кристаллом (зарождение → рост → изменение → уничтожение) развивающегося живого организма дает основание применять в генетической минералогии эволюционные понятия биологии: онтогенез, филогенез, экология, анатомия и т. п.

6. Вслед за физикой и техникой минералогия вошла в космос и превратилась ныне во всеобщую минералогию космоса [15, 16].

В двух естественных науках — минералогии и биологии — целью исследования являются вид (*species*) и индивид (*individuum*), их таксономические подразделения, распределение в пространстве, генезис и законы эволюции. Поэтому структура этих наук, методология и некоторые эволюционно-генетические понятия имеют сходство друг с другом. Но подобное сходство не означает тождества, полной аналогии. Используя термины и бесценный опыт эволюционной биологии, мы, минералоги, выполняем правомочную операцию, близкую к моделированию. Естественно, в минералогии эволюционные понятия (онтогенез, филогенез и т. п.) соответствуют процессам роста (развития) с уровня кристаллического зародыша, а в биологии — с молекулярного, генохромосомного, клеточного уровней. Отмечая ассимиляцию минералогией биологических терминов, можно также напомнить, что и в физике нередко основополагающие формулы (например, гидродинамики и электродинамики) имеют большое внешнее сходство, хотя отражают существо различных физических явлений.

Предлагаемая структура минералогии (=сумма научных данных + процедуры и методы их получения) построена системно. Она отражает внутреннюю логику ее функционирования:

1) нахождение объектов минералогии (минеральных индивидов и видов) на нескольких уровнях организации вещества [5]: а) индивид минеральный → агрегат индивидов (порода) → совокупность агрегатов (геологическое тело)... и б) вид минеральный → парагенезис видов → совокупность парагенезисов (формация);

2) соответствие истории развития науки с логической последовательностью получения научных знаний: фонд минералов, их конституция, систематика → генезис (онтогенез, филогенез) → происхождение (геологические процессы минералообразования) → проверка истинности знания (эксперимент, логический и математический анализ, практика ретрогнозов и прогнозов).

На такой основе структура минералогии как целого представляет совокупность пяти взаимосвязанных систем (разделов) [51]. Перечислим разделы и их содержание.

I. Фонд минералов Земли, Луны, метеоритов (распространение в пространстве, частоты нахождения, конституция, систематика): конституция (кристаллическая структура + состав); физика минералов; кристаллохимия как основа систематики; связи „состав—свойства”; таксономия; диагностика; прогнозы новых видов и кристаллических структур минералов на Земле и в космосе [14, 30, 31, 39, 43].

II. Историко-эволюционная минералогия на разных уровнях организации вещества (единство онтогении и филогении). Естественная история индивидов и видов минералов как компонент геологической истории Земли, Луны, метеоритов. На уровне минерального индивида: онтогенез (генезис его) — это зарождение, рост, изменение и возможное уничтожение конкретного минерального индивида (элементарный онтогенетический цикл, описанный в терминах динамики, физики и химии), а филогенез — возникновение, эволюция и возможное уничтожение всей совокупности минеральных индивидов одного вида за период существования космического тела типа планеты. Основной метод получения историко-генетической информации — стадийный анализ (сингенез, диагенез, метаморфизм). Эволюция видообразования в истории Земли (этапы „метеоритный”, „базальтовый” и „гранитоидно-коровый”). Эпохи максимумов массоотложения отдельных минеральных видов или их парагенезисов. Минеральные виды — панхронные, монокхронные и полихронные [15—21, 49].

III. Экологическая [49] минералогия (парагенезисы, физико-химические минеральные системы, внешняя среда). Видообразование. Равновесия. Парагенезисы. Структурные, хронологические и вещественные взаимодействия минеральных систем между собой и средой. Выделяются четыре варианта отношений системы и среды [48]: 1) изолированная система или самодвижение, например платиноиды (система) в норите (среда); 2) казуальность, когда система находится под воздействием среды, но сама на среду не действует — астроблемы на Земле (системы) и обусловившие их метеориты в космосе (среда); 3) взаимодействие системы и среды, т. е. сочетание самодетерминации и внешней детерминации — гидротермальный раствор (система) в горных породах (среда); 4) одностороннее активное, не спровоцированное действие системы на среду — метамиктный распад минерала (система) в пегматите (среда).

IV. Геодинамическая минералогия (геологические процессы минералообразования). Структура, динамика, хронологическая и физико-химическая эволюция характеристических геологических типов процессов минералообразования — магматического, гидротермального, метасоматического, метаморфического, пневматолитового и осадочного. В отличие от собственно генезиса минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез), информацию о котором мы считываем непосредственно в виде конкретных материальных свойств этих индивидов и агрегатов, перечисленные геологические процессы минералообразования определяют обстановку, в которой происходил генезис минералов, т.е. их происхождение. Возникающие в результате функционирования процессов минералообразования геологические тела (пегматиты, рудные жилы, дайки магматических пород и т.п.) также анализируются в онтогенетическом аспекте (зарождение → рост → метаморфизм). А на основе онтогенеза одиночных геологических тел делаются важные в научно-теоретическом и прикладном отношении выводы по филогенезу [34] конкретных формаций, т.е. по историко-эволюционному развитию всех одиночных месторождений этой формации в геологической истории нашей планеты. Топоминералогия. Типоморфизм. Термобарогеохимия.

V. Экспериментальная минералогия (лабораторный и природный варианты). Синтез минеральных фаз. Диаграммы: фазового состояния, „состав—свойства”, фазового соответствия составов. Геотермометры, геобарометры и т.п. Проверка истинности минералогических гипотез, основанных на расшифровывании онтогенеза минеральных индивидов и агрегатов (собственно минералогический эксперимент). Все большую роль приобретают эксперимент и активные наблюдения в условиях современного природного минералообразования — в морях, океанах, корях выветривания, пещерах, вулканах, геотермальных полях, пустынях. Бактериальный синтез минералов. Все виды экспериментов — путь проверки минералогических гипотез, основанных на принципе эволюционного актуализма, на операциях ретросказания. Логический и логико-математический анализ гипотез. Практика прогнозов и ретрогнозов. Моделирование с веществом. Моделирование на ЭВМ.

Подобная структура минералогии отражает характерную для современных естественных наук тенденцию перехода от предметной к проблемной ориентации. Например, проблема „Минералогия литосферы”, за которую будет нести ответственность главным образом минералогия, не может быть решена без интегральных усилий со стороны других наук о Земле. В этой связи хотелось бы обратить внимание минералогов на монографию И. В. Крутя [24], способную служить основой, на которой в будущем будет производиться систематика фундаментальных минералогических закономерностей.

Уровни фундаментальных исследований

Фундаментальными принято считать исследования с целью обнаружения новых явлений природы и формулировки соответствующих фундаментальных законов, т.е. прямо не сводящихся к другим. Основу фундаментальных исследований составляют теоретические знания, обладающие признаком всеобщности, т.е. законы природы со статусом всеобщности.

Существуют понятия „фундаментальных наук” и „фундаментальных исследований”, „фундаментальных тенденций”. На основе системного анализа выделяются три уровня фундаментальности [1, 33].

A. Общая фундаментальность характеризует не те или иные виды исследований, а отдельные естественные науки. Она заключается в теоретической невыводимости основных положений данной науки ни из каких других наук (глобальная фундаментальность). Считается, что в настоящее время на статус глобальной фундаментальности претендуют лишь две науки — физика и биология.

Б. Дисциплинарная фундаментальность отражает наличие научных дисциплин (отдельных наук), ориентированных на проведение фундаментальных (теоретических) исследований. Различают фундаментальные науки, достигшие теоретической зрелости (развитые фундаментальные науки), и эмпирические (в узком смысле), описательные науки, которые характеризуются фундаментальностью лишь по тенденции своего развития (потенциально фундаментальные науки).

В. Внутридисциплинарная фундаментальность определяет соотношение фундаментальных и прикладных исследований (тенденций) внутри той или иной дисциплины.

Фундаментальные исследования могут возникать при решении сугубо практических задач („отраженная волна” фундаментальности”).

Едва ли правильно мнение, что фундаментальные законы природы, т.е. не выводимые из других „первичных”, основополагающих”, имеются только в физике. Теорема Гёделя, исследования акад. Н. Н. Боголюбова и других разрушили надежду, что на основе законов квантовой физики можно построить цепочку уравнений и связать формулы микро- и макромира в единое целое.

Можно говорить о принципиальной иерархии фундаментальности. Например, квантовая физика более фундаментальна, чем химия, а химия более фундаментальна, чем геохимия, минералогия, биология.

Лишь для самых простых закономерностей менее фундаментальной науки можно получить из более фундаментальной науки (начало ряда) некие феноменологические коэффициенты „подобия”. Но если окажется превышен некоторый минимальный уровень сложности в ряду наук, то становится невозможным и дедуктивное выведение таких коэффициентов.

Действительно, мы уже давно знаем, что многие системные свойства минеральных агрегатов (горных пород) в принципе прямо не выводятся из свойств отдельных составляющих их кристаллических индивидов. Например, возникновение в агрегате равновесного зерна в форме „ячейки Коксетера” может быть моделировано не только минералами разной кристаллической структуры, металлами, полимерами, но и аморфным веществом. Учитывая эмерджентные свойства (X) систем „минералогия” и „петрология”, можно записать следующие схематические соотношения. Минералогия = физика и химия твердого тела, жидкостей, газов +X₁, где X₁ — историко-эволюционная генетическая информация (онтогенез и филогенез), отсутствующие в физике и химии. Петрология = минералогия + X₂, где X₂ — кристаллизационная и гравитационная дифференциация, эволюция магматических формаций, рудоотщепление, массоперемещение при эволюции коры и т.п.

Таким образом, можно согласиться с идеей Г. А. Скоробогатова [38]: чем выше форма движения материи, тем больше содержится фундаментальных законов в области действия соответствующих ей наук. Из этого общего положения вытекает вывод: в геологии есть не только собственные фундаментальные законы, но и их число больше, чем число законов при физической форме движения материи (элементарные частицы, атомы, молекулы, радикалы). Развивая эту мысль далее, предположим, что в ряду наук геологического семейства, соответствующему повышению уровня организации вещества „геохимия → кристаллография → минералогия → петрология”, количество „собственных” фундаментальных законов будет повышаться.

Непосредственной же целью прикладных дисциплин является применение результатов фундаментальных наук для решения не только познавательных, но и социально-практических проблем. Поэтому здесь критерием успеха служит не только достижение истины, но и мера удовлетворения социального задания (БСЭ, т. 17, с. 325).

На эмпирическом уровне мы используем сравнение, измерение, индукцию, дедукцию, анализ, синтез, а на теоретическом — гипотезу, моделирование, идеализацию, абстракцию и обобщение.

Исследования фундаментальные приводят к революции в производстве, а исследования прикладные — лишь к реформам (Дж. Дж. Томсон). Фундаментальные исследования называют точками роста организма науки. Разрушение или деформация этих точек к гибели организма науки не приводит, но темпы ее роста резко уменьшает. Возникают уродливые диспропорции [42].

После вышесказанного приходим к выводу, что минералогия по своим информационно-познавательным функциям и проблематике является фундаментальной научной дисциплиной в семействе наук о Земле и о других „твердых” космических телах.

Как регулируется соотношение фундаментальных и прикладных исследований в минералогии?

Последние полтора десятилетия подарили нам ряд талантливых поисковых исследований по общим теоретическим направлениям минералогии. Однако в целом нужно констатировать отставание наших минералогов по фундаментальной проблематике. Это подтверждается данными таблицы. Подобная же статистика имеет место среди монографических исследований и проблемных планов разных ведомств.

Относительное количество статей по общим теоретическим, методическим и методологическим проблемам минералогии в ЗВМО

Разделы	1967—1971 гг. 680 статей		1972—1976 гг. 796 статей		1967—1976 гг. 1476 статей	
	абс. кол.	%	абс. кол.	%	абс. кол.	%
А	3	0.44	3	0.37	6	0.40
Б	4	0.58	9	1.13	13	0.88
В	14	2.06	17	2.14	31	2.11
Г	5	0.74	8	1.01	13	0.88
Д	1	0.14	1	0.12	2	0.13
Е	—	—	—	—	—	—
Ж	2	0.29	6	0.75	8	0.54
Сумма	29	4.26	44	5.52	73	4.94

Примечание. А — общие проблемные обзоры состояния и развития минералогии (например, А. В. Сидоренко, Е. К. Лазаренко. „Состояние и задачи современной минералогии”. — ЗВМО, 1972, №2); Б — общие проблемы минералогии (например, В. А. Жариков. „Некоторые актуальные проблемы экспериментальной минералогии”. — ЗВМО, 1976, № 5; Д. В. Рундквист. „Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых”. — ЗВМО, 1968, № 2); В — новые проблемы, гипотезы, обзоры (например, Н. В. Евзикова. „Практический аспект кристалломорфологии касситерита”. — ЗВМО, 1972, № 2); Г — новые методы общеминералогические (например, Р. Л. Бродская. „К вопросу метризации структур горных пород”. — ЗВМО, 1972, № 5); Д — топоминералогические обобщения (например, Б. В. Бродин. „Основы крупномасштабных регионально-минералогических исследований”. — ЗВМО, 1976, № 5); Е — сводки и обобщения по современному минералообразованию (отсутствуют); Ж — общеминералогические системы понятий, номенклатура, классификация (например, Е. К. Лазаренко, И. С. Квитко. „О минералогической номенклатуре и терминологии”. — ЗВМО, 1972, № 4).

Критерием отмеченного отставания является наличие обширных областей в нашей науке, загроможденных неисчислимым количеством прекрасных частных самого различного вида.

Живой самоорганизующийся механизм науки, движимый внутренней логикой ее развития, сам регулирует равновесие фундаментального и прикладного. Издавна существуют два толкования факторов развития науки: экстерналистский и интерналистский [47]. В первом случае определяющими считаются внешние по отношению к науке факторы (экономические, политические, эстетические, военно-промышленные, богословские и т.п.), во втором — внутренняя логика развития самой науки (эмпирическое накопление фактов, периодическая их кумуляция, фазы стагнации, революций, выдвижение и конкурс гипотез, появление теорий, формулирование законов, смена парадигм, превращение науки в производительную силу общества). Развитие, прогресс минералогии зависит, естественно, от прогресса в глобально фундаментальной науке — физике. Зависит, но полностью этим не определяется: проблема конституции кристаллов минералов, будучи по своей сущности проблемой физической, — лишь одна из проблем минералогии, являющейся наукой естественно-исторической.

Чем обусловлены очевидные диспропорции фундаментального и прикладного в минералогии? Как ни парадоксально звучит, но диспропорции являются свидетельством внешнего искусственного влияния или, напротив, полного его отсутствия. В нашу эпоху очередной НТР самоорганизующийся механизм науки минералогии может давать перебои. Их причина заключается в преобладающем прикладном характере планируемых проблемных задач, на которые ориентируют минералогов разные руководящие ведомства. Если Министерство геологии СССР считает, и во многом объективно (=справедливо), что в недрах его НИИ должны преимущественно развиваться прикладные исследования, то почему же тогда Академия наук СССР все более и более утрачивает руководящие позиции в области минералогической теории, поиска фундаментальных закономерностей и разработки методологии?

В настоящее время в области оценки некоторыми советскими авторитетными минералогами соотношения фундаментальных и прикладных исследований возникла парадоксальная ситуация. Она заключается в том, что минералогия издревле была ярко выраженной прикладной дисциплиной, и в ней частные, прикладные, бытовые исследо-

вания еще в начале этого столетия были резко преобладающими. И лишь в последние 15—20 лет у нас появились исследования обобщающего и теоретического характера, которые являются объективным свидетельством созревания — в фундаментальном направлении — нашей минералогии [32]. Поэтому появление необычно большого количества публикаций, решений и постановлений, призывающих именно к прикладным исследованиям, выделяющих прикладную минералогию и именующих ее то самостоятельным разделом, то новым (?) направлением, то вообще новой научной дисциплиной, объективно свидетельствуют не только о нашем желании работать эффективнее, но одновременно и о принципиальном перекосе представлений, касающихся рационального и нормального соотношения фундаментального и прикладного в нашей науке [3, 6—12, 28].

Каковы же причины того, что из наших планов, в идеале призванных способствовать развитию наук и их связи с производством, часто выпадают проблемы фундаментальные, поисковые, кумулятивные?

Основная причина полицентровость руководства целым неделимым организмом науки минералогии. Конкретно это выражается в следующем: 1) в расчлененности минералогии в кадровом и материально-техническом отношении по многим автономным ведомствам (в отношении кадров это естественно); 2) в отсутствии центра, планирующего долгосрочное развитие минералогии как науки с учетом опыта истории естествознания, экспертных коллективных оценок и т.п.; 3) в ориентировании проблемных планов не только Мингео СССР, но и ГНТК, АН СССР и Минвуза СССР главным образом на прикладные исследования, без синхронного выполнения и фундаментальных задач.

Примат теории при решении общенаучных и прикладных проблем минералогии

Планирование исследований в межведомственно расчлененной минералогии реализуется так, словно не существует опыта естествознания, часть которого сосредоточена в афоризме: „Нет ничего практичнее хорошей теории“. Можно игнорировать этот опыт и, пользуясь лишь административной властью, требовать быстрого, конкретного, прикладного экономического эффекта научных разработок. В частном отношении такие требования полезны, поскольку некоторые научные учреждения периодически забывают задачи, поставленные при их создании.

Такие требования легко ставить и еще легче выполнять. Но именно в этой легкости и таится опасность. Она заключается в иллюзии, что мы будто бы получаем максимальный практический и экономический эффект от данной конкретной научной разработки. Но весь опыт прошлого учит, что максимальный прикладной эффект мы не получим, если прикладному заданию не будет предшествовать та или иная степень теоретической проработки (классификация, системный анализ, выявление тенденций и факторов, закономерностей, граничных условий и т.п.). Без примата теорий результат в подавляющем большинстве случаев получается частным, с ограниченной областью применения, с малой вероятностной достоверностью прогноза на его основе и соответственно с малой экономической эффективностью.

Минералоги в последнее десятилетие продемонстрировали эффективность решения конкретных задач при учете предшествующего теоретического опыта. Если такого опыта не было, они его создавали.

Хорошо известен пример, когда на основе творческого использования теоретического опыта кристалломорфологии И. И. Шафрановским и Н. З. Евзиковой предложены методы определения зональной структуры рудных объектов, основывающиеся на эволюции форм кристаллов во времени и в пространстве. Этот пример демонстрирует гармоничную связь теории и практики. Технологические свойства цеолитов вскрыты после многочисленных теоретических разработок, среди которых и монография Н. Ф. Челышева „Ионнообменные свойства минералов“.

Яркий по своей экономической эффективности пример выявления общей структуры Березовского рудного района на Урале методом минералогического картирования конституционных меняющихся свойств минералов продемонстрировал Б. В. Чесноков.

С другой стороны, каждый из нас может назвать множество примеров, когда формулируются минералогические критерии поисков, оценки рудных месторождений лишь

после длительной их эксплуатации или даже после их полной выработки. Такой критерий получает нередко общенаучную ценность как еще один факт, но практическое, прикладное значение его ничтожно. Не раз приходилось сталкиваться в подобных случаях с тем, что достоверная обнаруженная на минералах закономерность, эффективно облегчающая, например, оценку глубоких горизонтов на основе изучения верхних частей, при переносе на другое рудное поле с объектами той же формации, не „работает” столь же эффективно. И таких частных решений прикладных задач великое множество.

Так почему же столь мал диапазон практических следствий из таких практических разработок?

Мы захлебываемся в лавине статей, книг, реферативных журналов, справочников, наполненных частными фактами, частными обобщениями, сводками. Обобщений более высокого ранга, в которых систематизируются и анализируются исходные данные отдельных направлений минералогии или в целом всей минералогии, считанные единицы (например: [31, 35, 49]).

Возник острый дефицит теоретических обобщений, которые бы после систематизации, анализа и разбраковки больших массивов частных данных, заканчивались формулированием фундаментальных закономерностей и законов. Без подобного периодического обобщения, которое приводило бы к решению научных проблем в универсальном, общем виде, мы будем продолжать накапливать частные факты, локальные закономерности, рекомендации ограниченного применения, которые, естественно, будут мало пригодны и для практического использования в ходе поисковых, разведочных и технологических работ.

В качестве впечатляющего примера отсутствия теоретических разработок проблемы при великом множестве частных данных можно привести учение о типоморфизме и типохимизме минералов. Это учение имеет большое теоретическое и практическое значение [29, 46, 49]. Частный фактический материал, составляющий основу наших знаний о типоморфизме нескольких сотен наиболее распространенных минералов, представляет к настоящему времени внушительную совокупность. Однако мы не можем привести даже для наиболее распространенных минералов примера обобщений по их типоморфизму в полном виде, т.е. для большинства обстановок их нахождения в земной коре с учетом эволюции. Естественно, уже сделаны промежуточные обобщения для отдельных магматических и рудных формаций. Эффективность научного осмысливания и практического использования этого колоссального объема¹ частных данных о типоморфизме будет низкой до тех пор, пока не будет реализована долгосрочная междуведомственная программа обобщения данных о типоморфизме. Реализации этой программы должен предшествовать системный анализ данных, сортированных по уровням организации вещества: типоморфные особенности минерала в конкретной ассоциации, в рудном теле, месторождении, данной рудной формации в целом (филогенезе), в земной коре. Без подобной систематики первичных частных данных мы окажемся неспособными определить саму сущность типоморфизма — вероятную дисперсию варьирующих свойств минерала на каждом из вышеперечисленных уровней. Например, на стадии поисков рудных месторождений и первичной оценки обнаруженных рудопроявлений и минеральных аномалий „работать” будут лишь неперекрывающиеся, характеристические признаки обнаруженных минералов. Практическая польза будет эфемерной, если мы, например, в обнаруженных галените и пирите выявим примеси, которые по частному набору и количественному уровню не отличимы от таковых свойств галенитов и пиритов нескольких различных рудных формаций.

Мы уже знаем, что существуют конкретные рудные формации, „эволюционирующие” в течение геологического времени (например, фанерозоя): увеличивается их сложность, уровень концентрации главных и редких элементов, начинают преобладать более сложные в конституционном отношении минералы и т.п. (Д. В. Рундквист, Ю. Б. Марин). Но автору неизвестны исследования по типоморфизму, в которых бы учитывался этот более чем существенный фактор в соответствующем масштабе времени.

Полезно также предложение Н. П. Юшкина [49] ввести в теорию и практику типоморфизма новые понятия о локатипе, норме, чувствительности и емкости реакции

¹ Например, в доступной нам отечественной и зарубежной литературе лишь в 1970–1980 гг. было опубликовано частных работ по типоморфизму полевых шпатов — 1976, слюд — 1340, пирита — 1422 и т.п., не считая данных этого рода, рассеянных в изобилии в источниках иной тематики и по иным минералам.

минералов. Их нужно осваивать и опробовать. Уже прикладываются усилия по обобщению, генерализации типоморфных свойств наиболее важных материалов, и досадно предугадывать малоэффективный будущий результат этой сверхтрудной и кропотливой работы, если ей не будет предшествовать теоретическая, системная проработка.

Стратегия, тактика планирования фундаментальных и прикладных исследований

В вопросе о соотношении и соподчинении фундаментальных и прикладных исследований мы присоединяемся к оценке К. А. Тимирязева [40], помещенной в качестве эпиграфа к данной статье. Отмеченная К. А. Тимирязевым внутренняя логика фактов является регулятором развития науки, представляющей собой сложную самоорганизующуюся систему. Изнутри этой системы выдвигаются в логическом соподчинении и логической последовательности проблемы, требующие первоначального решения, т.е. такие проблемы и такие поисковые, общенаучные направления, без которых замедляется прогресс в фундаментальных направлениях и соответственно понижается глубина, эффективность прикладных разработок. Бесспорно, планирование научно-исследовательских работ необходимо. Но нужно помнить, что, если однажды не сказать: „Стоп! Пора подумать!”, многоцентровое планирование может увести науку с главной прямой дороги на параллельную ей, но извилистую.

Если мы согласимся с философами-естественниками и некоторыми геологами, что геология и минералогия находятся в данный период в состоянии нормальной науки [25], т.е. накануне научной революции [7], то становится очевидной неэффективность любой искусственной диспропорциональности фундаментального и прикладного. Т. Кун [25, с. 57] отмечает, что „самая удивительная особенность проблем нормальной науки... состоит в том, что они в очень малой степени ориентированы на крупные открытия...” Если принять за основу этот вывод, то мы с неизбежностью приходим к основному тезису стратегии фундаментальных исследований в минералогии — планированию комплексных межведомственных программ, посвященных обобщению, теоретическому осмысливанию накопленной частной и промежуточной информации о конституции, эволюции, генезисе и распределении в земной коре минералов нашей планеты. Нельзя более откладывать эту многотрудную работу, как раз и составляющую компонент научной революции. Нельзя забывать, что помимо массива данных, сосредоточенных в опубликованной научной литературе, имеются также и другие, столь же колоссальные и практически нетронутые обобщением источники сведений о минералах, например Всесоюзный геологический фонд („Союзгеолфонд”) Мингео СССР, фонды территориальных производственных геологических объединений (ПГО) и институтов АН СССР.

Характеризуя стратегию планирования фундаментальных и поисковых исследований в минералогии, нужно назвать четыре основных источника первичных фактов, на которых базируются теоретические и прикладные проблемы и которые соответственно в первую очередь требуют обобщения, теоретического и прикладного осмысливания.

I. Топоминералогия, стереоминералогия (двух- и трехмерные закономерности распределения минералов и их свойств в земной коре). Это основа выявления локальных, региональных, глобальных количественных закономерностей распределения минералов (минерогении): списки минералов по рудным месторождениям разных формаций, частоты встречаемости в разных обстановках, относительные массы, сочетание ассоциаций, типоморфизм на разных уровнях и т.п. Лучший современный пример такого рода регионального исследования — монография Н. П. Юшкина [50]. В топоминералогическом отношении полнее других республик СССР изучена Украина: монографии по Вольнскому пегматитовому полю, Криворожью, Закарпатья, Приазовью и Подолии. Вышла в свет в 1975—1977 гг. четырехтомная „Минералогия Узбекистана”, монографии по минералогии замечательного по числу минеральных видов Кольского полуострова. Но остальная огромная территория нашей страны не „покрыта” даже самым мелкомасштабным топоминералогическим обобщением. Работа такого рода была в свое время запланирована и начата под руководством ак. А. Е. Ферсмана, но прервана. Подобно бесценному многотомному труду „Геология СССР”, издаваемому Мингео СССР, и серии „Закономерности размещения полезных ископаемых”, издаваемой АН СССР, можно было бы начать издавать столь же систематическую „Топоми-

нералогию СССР". Едва ли требуются специальные доказательства того, что обобщения и теоретические разработки в этом направлении — самое крепкое основание минерагенических (металлогенических) карт и основанных на них прогнозов.

II. Эволюционные, хрономинералогические закономерности видообразования и массоотложения, частоты нахождения минералов на протяжении геологического развития Земли. В этом направлении, самым тесным образом смыкающемся с общей теорией Земли (геономией) и планетологией, мало исследований общего характера. А самих проблем много: эволюция минералообразования в докембрии в сравнении с характером эволюции в палеозое, мезозое, кайнозое; хронология эпох видообразования, массоотложения минералов разных осадочных, магматических, рудных формаций; наличие „вымерших”, зарождающихся, многократно или постоянно генерируемых минеральных ассоциаций (рудных, магматических, осадочных); сравнение земных, лунных, метеоритных эволюционных рядов минералов и т.п. Есть все объективные основания провести в ближайшее время организационную работу с целью постановки межведомственной проблемы „Минералогия литосферы”. Это будет первый общий обзор минералогии планеты Земля. Мы должны быть готовы к моменту, когда на наш стол лягут коллекции минералов с других планет Солнечной системы и сразу же возникнет необходимость сравнительного анализа.

III. Влияние космических, внеземных факторов на генезис земных минералов, горных пород. Уже ведется анализ и поиск материальных признаков такого воздействия: метеоритные астроблемы со специфической „гибридной” минерализацией, возникшей при экстремальных параметрах РТ, космическая пыль, собственно солнечное и отдаленно-космическое излучение, радиационное воздействие на воду, ритмы солнечной активности (11-летние „монары” и более крупные, зафиксированные в минералах и горных породах [20, 21, 22], ритмы галактического года (влияние на периодичность массоотложения вещества через тектоническую ритмичную активность планеты) и т.п. В этом направлении минералогия поставляет такие факты по истории взаимодействия Земли с космосом, которые никакими иными науками не могут быть получены [15, 16].

IV. Эксперименты и экспериментальное моделирование как процедура верификации историко-эволюционных и генетических гипотез о минералообразовании в геологическом прошлом. Эксперимент является действительно минералогическим [23] в отличие от чисто физико-химического и техногенного, если в его ходе мы наблюдаем способ записи генетической информации на растущих минеральных индивидах и агрегатах, набор, последовательность роста фаз и т.п. Эксперименты по динамике и кинетике кристаллизации и растворения минеральных фаз, изоморфной емкости, ионнообменным свойствам, коэффициентам распределения элементов в сосуществующих минералах, геотермометрам, геобарометрам и т.п. приобретают собственно минералогический характер, если их постановке предшествует описание моделируемого явления в терминах онтогении (зарождение → рост → изменение → уничтожение), филогении и экологических полей устойчивости фаз. Естественно, влияние взаимно: то природная ситуация диктует план эксперимента, то эксперимент заставляет искать в природных ситуациях его результаты и подсказки. Данный — четвертый — источник фундаментальных минералогических обобщений находится в наиболее благоприятном состоянии. Это обусловлено несколькими квалифицированно работающими экспериментальными лабораториями (Ин-т геологии и геофизики в Новосибирске; Ин-т геохимии и аналитической химии в Москве и другие) и созданием Института экспериментальной минералогии АН СССР (Черноголовка).

Помимо формирования долгосрочных планов фундаментальных и прикладных исследований по АН СССР, Мингео СССР и Минвузу СССР полезно функционирование активно действующего, авторитетного, наделенного правами органа, курирующего минералогическую фундаментальную тематику и состоящего из экспертов по определенным проблемам, подобного Научному совету по методам минералогических исследований, руководимого профессором А. И. Гинзбургом (Москва, ВИМС). Этот совет курирует, координирует, апробирует методические разработки в области прикладных исследований в системе Мингео СССР.

Характер предлагаемого координирующего и направляющего органа по фундаментальным исследованиям должен быть, естественно, междуведомственным. Возмож-

но, наиболее рационально аккредитование такого органа при Всесоюзном минералогическом обществе (ВМО), находящемся под эгидой Академии наук СССР.

Историей науки накоплены примеры того, что фундаментальные исследования не обязательно имеют теоретический характер именно на первой их стадии. Они, естественно, могут возникать вначале на основе экспериментальных работ поискового характера. Существуют несколько вариантов выхода исследований на фундаментальный уровень: 1) теория → эксперимент → теория; 2) эксперимент → теория; 3) эксперимент → теория → эксперимент; и т.п. Но нельзя забывать основное — все эти „варианты” реализуются на фоне развития конкретной научной дисциплины и науки в целом. Именно поэтому „примат теории” при решении общенаучных и прикладных проблем минералогии нужно понимать не столько как обязательность первого из упомянутых выше „вариантов”, а как необходимость планирования периодического обобщения, теоретического осмысливания и разбора, систематики частного фактического материала по минералогии в целом или в ее структурных разделах.

Утверждение о необходимости планирования не находится в противоречии с упоминавшимся саморегулирующимся характером механизма функционирования науки. Теоретические обобщения такого ранга трудоемкости требуется также делать планоно.

Таким образом, стремясь к эффективности научно-исследовательских разработок, мы совершаем чисто экономические промахи. Нет минералогии „министерской” или „академической”. Существует лишь возможность и необходимость ведомственного выбора минералогических проблем, соответствующих производственному профилю того или иного министерства. Но решение этих проблем наиболее эффективно произойдет лишь при соразмерном соотношении теории (1), обобщения (2) и прикладных результатов (3). Эта триада (1 + 2 + 3) и должна быть „алгоритмом” планирования НИР относительно к ведомственной принадлежности.

Первоочередные прикладные проблемы и конкретные задачи

Среди весьма большого числа разномасштабных прикладных проблем и задач [13] можно выделить те, которые уже созрели для их теоретического осмысливания и эффективного применения в практике геолого-поисково-разведочных работ и технологии минерального сырья.

Мы не будем касаться технических средств химических и физических видов анализов, определения свойств минералов, эксперимента, поскольку не сама наука минералогия определяет высоту технического уровня и степень оснащенности. Это вопрос особый, хотя и крепко связанный с уровнем фундаментальных исследований минералов как кристаллов, как сырьевых материалов.

Можно предложить в ранге первоочередных междуведомственных (народно-хозяйственных) следующие прикладные программы.

1. Топоминералогические унифицированные сводки по Уралу—Алтаю, Кольскому полуострову, Забайкалью и Кавказу—Крыму как наиболее полным по геологической изученности регионам СССР.

2. Монографические обобщения по типоморфизму для 25—30 наиболее распространенных породообразующих и рудных минералов со статистической обработкой данных по унифицированной схеме.

3. Создание справочного практического руководства по технологическим свойствам, диагностике, экономическим характеристикам и физике кристаллов важнейших сырьевых минералов.

4. Создание справочного практического руководства по минералам-индикаторам условий формирования горных пород и руд (геотермометры, геобарометры, профундометры, показатели зональности руд и ореолов и т.п.).

5. Создание методического пособия по минералогическому (в том числе и технологическому) картированию рудных месторождений.

6. Обобщение минералогических критериев оценки рудоносности.

Исследуя признаки и механизмы научных революций, Т. Кун [25] ввел понятие о парадигме. Парадигма — общенаучная (или общедисциплинарная) руководящая идея, цементирующая все компоненты знания, понятийные и инструментальные средства в единую схему. В периоды „нормальной” науки парадигма принята большинством ученых. В периоды же революционной перестройки („аномальная” наука) новая парадигма не принимается большинством ученых, воспринимается враждебно.

С помощью понятия парадигмы удобно дать предельно сконцентрированную „формулу”, характеризующую принципиальную особенность, специфику самого ближайшего будущего периода развития науки, практически сливающегося с настоящим моментом.

Пришло время сформулировать новую парадигму минералогии, в которой были бы отражены в самом общем, генерализованном виде фундаментальные проблемы минералогии. Считая себя неподготовленным дать в парадигме прогноз по минералогии в целом, автор предлагает для обсуждения следующую формулировку парадигмы ближайшего будущего генетической минералогии.

Новая парадигма, отражая структуру генетической минералогии (историко-эволюционный, экологический и геодинамический аспекты), ее методологию (принцип актуализма, законы детерминизма и геогенетический, стадийный анализ объектов разных уровней организации вещества в аспектах онтогенеза и филогенеза, экспериментальное моделирование), ее фактографическую основу (минеральные аномалии, зональные колонки, стерео- и топоминералогия, средние количественные и частотные распределения, типоморфизм, типохимизм), утверждает необходимость исследования связи планетарных эпох минералоотложения и видообразования с внеземными факторами (в том числе — космогенные хроноритмы, астроблемы, баланс космического вещества), новых и малоизученных процессов и явлений (физика минералов в космосе, ударный метаморфизм, биосинтез минералов, зарождение и рост в высокоградиентном гравитационном поле, при ультразвуковом воздействии, в невесомости и т.п.), утверждает необходимость теоретических разработок методов предсказания новых минеральных видов на Земле и других планетах Солнечной системы, средств автоматизированной диагностики минералов, знаковых систем записи и сравнения первичной информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов Л. Б., Евстихеев Н. Н., Кашланов М. Р., Лыманкин Е. Н. Фундаментальные и прикладные исследования — стратегия общенаучного поиска. — Воспр. философии, 1980, № 8, с. 97—106.
2. Балицкий В. С. Экспериментальное изучение геохимических условий формирования кристаллов кварца: Автореф. докт. дис. М., 1971. 30 с.
3. Блисковский В. З. Обогащительная минералогия руд — самостоятельный раздел минералогической науки. — Тр. ГИХС, 1975, вып. 30, с. 15—25.
4. Бродин Б. В., Прибытков П. В. Актуальные задачи прикладной минералогии. — Сов. геол., 1980, № 10, с. 81—89.
5. Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. „Парагенезис минералов” и „формация” в ряду образований различных уровней организации вещества. — ЗВМО, 1972, № 3, с. 281—289.
6. Гинзбург А. И. Основные проблемы современной минералогии, связанные с практикой геолого-разведочных работ. — ЗВМО, 1976, № 5, с. 513—528.
7. Гинзбург А. И. Развитие советской минералогии. — Сов. геол., 1977, № 11, с. 66—77.
8. Гинзбург А. И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. — ЗВМО, 1978, № 4, с. 385—397.
9. Гинзбург А. И. Прикладная минералогия на современном этапе. — Разведка и охрана недр, 1978, № 10, с. 11—16.
10. Гинзбург А. И. Выявление новых видов минерального сырья — важная задача прикладной минералогии. — Минер. журн., 1980, № 1, т. 2, с. 9—20.
11. Гинзбург А. И., Александрова И. Т. Технологическая минералогия — новое направление минералогических исследований. — Разведка и охрана недр, 1974, № 3, с. 12—15.
12. Гинзбург А. И., Александрова И. Т., Шманенков И. В. Задача технологической минералогии, пути и методы их решения. — Сов. геол., 1977, № 5, с. 7—20.
13. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М., 1981. 237 с.
14. Годовиков А. А. Введение в минералогия. Новосибирск, 1973. 232 с.

15. Григорьев Д. П. Космическая минералогия — новая ветвь науки. — Вестн. АН СССР, 1962, № 4, с. 21—24.
16. Григорьев Д. П. Проблемы космической минералогии. — ЗВМО, 1972, № 3, с. 264—280.
17. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов (индивиды). М., 1975. 339 с.
18. Дымков Ю. М. Природа урановой смоляной руды (вопросы генетической минералогии). М., 1973. 240 с.
19. Жабин А. Г. Онтогенез минералов (агрегаты). М., 1979. 257 с.
20. Жабин А. Г. Существует ли эволюция видообразования минералов на Земле? — ДАН СССР, 1979, т. 247, № 1, с. 199—202.
21. Жабин А. Г. Космогенные хроноритмы и зональность гипергенных минералов. — ДАН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 962—965.
22. Жабин А. Г. Отражение 11-летнего космогенного хроноритма солнечной активности в сфалерите жильного месторождения Квайса (Центральный Кавказ). — ДАН СССР, 1981, т. 259, № 2, с. 453—456.
23. Жариков В. А. Некоторые актуальные проблемы экспериментальной минералогии. — ЗВМО, 1976, № 5, с. 543—561.
24. Круть И. В. Введение в общую теорию Земли (уровни организации геосистем). М., 1978. 367 с.
25. Кун Т. Структура научных революций. М., 1975. 245 с.
26. Лазаренко Е. К. Опыт генетической классификации минералов. Киев, 1979. 316 с.
27. Лазаренко Е. К., Павлишин В. И. Роль минералогических исследований в повышении эффективности геологоразведочных пород. — ЗВМО, 1977, № 1, с. 17—29.
28. Овчинников Л. Н., Челищев Н. Ф. Актуальные вопросы технологической минералогии. — В кн.: Вопросы региональной и генетической минералогии. Киев, 1977, с. 27—36.
29. Павлишин В. И. Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях: Автореф. докт. дис. Л., 1980. 52 с.
30. Платонов А. А. Природа окраски минералов. Киев, 1976. 264 с.
31. Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, 1966. 547 с.
32. Пути развития минералогической науки и практики: Решение коллоквиума. Сыктывкар, 1981. 7 с.
33. Ржевский В. В., Семенчев В. М. Фундаментальное и прикладное в науке, их взаимосвязь и основные особенности. — Вопр. философии, 1980, № 8, с. 107—117.
34. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). Л., 1971. 326 с.
35. Смирнова Н. Л., Белов Н. В. Эволюция в системе структурных типов. — В кн.: История и методология естественных наук. М., 1979, с. 94—102.
36. Сидоренко А. В. Геология — наука будущего. М., 1964. 62 с.
37. Сидоренко А. В. Вступительное слово на съезде Всесоюзного минералогического общества 18 окт. 1977 г. — ЗВМО, 1977, № 2, с. 129—134.
38. Скоробогатов Г. А. Где искать фундаментальные законы природы. — В кн.: На перекрестках химии, Л., 1980, с. 15—25.
39. Таращан А. Н. Люминесценция минералов. Киев, 1978. 296 с.
40. Тимирязев К. А. Жизнь растений. М., 8-е изд., 1914. 10 с.
41. Урсул А. Д. Интегративно-общенаучные тенденции познания и философия. — Вопр. философии, 1977, № 1, с. 115—122.
42. Урсул А. Д. Союз философии и естествознания: некоторые итоги и направления развития. — Вопр. философии, 1980, № 6, с. 46—51.
42. Фекличев В. Г. Диагностика минералов (теория, методика, автоматизация). М., 1975. 350 с.
44. Ферсман А. Е. Задачи минералогии в нашей стране. — ЗВМО, 1945, № 1, с. 10—24.
45. Челищев Н. Ф. Основные направления технологической минералогии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 86—94.
46. Чухров Ф. В. Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии. — В кн.: Типоморфизм минералов. М., 1969, с. 3—14.
47. Шарпов И. П. Проблема научной революции в геологии. — В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поиске полезных ископаемых. Новосибирск, 1973, с. 40—62.
48. Шарпов И. П. Логический анализ некоторых проблем геологии. М., 1977. 144 с.
49. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977. 290 с.
50. Юшкин Н. П. Опыт среднемасштабной топогеологической минералогии. Л., 1980. 376 с.
51. Юшкин Н. П., Жабин А. Г. Перспективные направления генетической минералогии. — ЗВМО, 1978, № 5, с. 505—518.

Б. И. Пирогов

ОНТОГЕНИЧЕСКИЙ МЕТОД В ПОЗНАНИИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ

Изучение технологических свойств минералов — магнитных, электрических, гравитационных, флотационных и других — приобретает особо важное значение в связи с вовлечением в обогащение весьма бедных руд различных генетических типов, требующих тонкого измельчения и глубокого многостадийного обогащения. При извлечении минералов может быть существенно 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 [8]. С одной стороны, они определяются взаимосвязью и генезисом — морфологией и конституцией минералов, с другой — изменением морфологии, конституции и как следствие природных свойств их при рудоподготовке и обогащении.

Можно ли понять характер, глубину изменений и научиться управлять формированием технологических свойств минералов? Несомненно, и один из наиболее эффективных методов их познания заключен в онтогеническом подходе. Теоретические основы учения об онтогении предполагают, что генезис руд проявляется в качествах минералов — минерогенетических признаках, „записанных в конституции, морфологии и свойствах минеральных индивидов и агрегатов” [2]. Расшифровка его состоит в познании этих качеств — телесном воплощении генезиса минералов [3]. Познавая генезис минералов, следует учитывать совокупность явлений [4], включающих собственно образование (зарождение, рост, изменение, вплоть до уничтожения), способ образования (физико-химический механизм генезиса) и геологический процесс минералообразования (магматический, гидротермальный и др.).

Рассматривая конституцию минералов как взаимосвязанные химический состав и структуру, с точки зрения технологических свойств очень важно придать понятию наряду с химическим четкий физический смысл [2]. Это позволит выразить те или иные особенности неоднородности химического состава и кристаллической структуры минералов и анатомии реальных кристаллов (зональность, секториальность и мозаичность), подробностях конституций второго и третьего порядков (полисинтетическое, доменное сложение, эпитаксиальные прослойки), деталей 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 [12].

Порой довольно сложно выявить неоднородность внутреннего строения индивидов без применения специальных методов (наблюдение в поляризованном свете, под электронным микроскопом, микронзондовый анализ, облучение, химическое травление и т.п.). Технологические свойства минералов, являющиеся физической основой процессов разделения при обогащении, тесно связаны с генезисом руд, но в одном случае эта зависимость прямая, а в другом — посредством конституции [4]. Такая взаимосвязь прослеживается постоянно на всех стадиях обогащенных руд: текстуры и структуры минеральных сростаний (онтогенная агрегатов), характер сростания рудных и нерудных минералов (взаимные проникновения, морфология и характер границ сростания, величина сил сцепления) предопределяют эффективность дробления и измельчения руд, а такие процессы обогащения, как флотация, существенно зависят от морфологии, распределения химических примесей, включений, дислокаций, деформаций, электрофизичес-

ких свойств индивидов (тип проводимости, концентрация электронов и др.). Поэтому, используя онтогенетический метод в познании технологических свойств руд (минералов) месторождения, 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 картировании месторождений, и дать им всестороннюю минералого-технологическую характеристику.

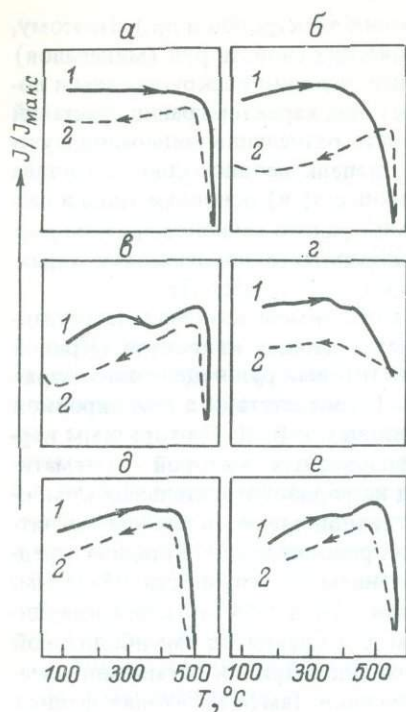
Рассмотрим возможности решения этих вопросов на примере изучения магнетитовых руд двух генетических типов — месторождений магнетитовых кварцитов (Кривой Рог, КМА, Оленегорское и др.) и апатит-форстерит-магнетитовых руд в щелочно-ультраосновных интрузивах с карбонатами (Ковдорское). В соответствии с группировкой железорудных месторождений СССР [10] Г. А. Соколовым и В. М. Григорьевым первый тип руд отнесен к генетической группе метаморфизованных, а второй — магматических месторождений. Обогащение магнетитовых руд на горнообогатительных комбинатах страны осуществляется преимущественно по магнитной схеме (в слабом магнитном поле с 3–5 стадиями сепарации). Измельчение руд проводится в 1–3 стадии с предварительным, как правило, многостадийным дроблением до крупности 25–0 мм. Окончательная крупность измельчения 90–95% классов –74 и –44 мкм для кварцитов фации зеленых сланцев, 55–60% класса –74 мкм для кварцитов амфиболитовой фации и 50–55% класса –74 мкм для руд ковдорского типа. При дообогащении гематит-магнетитовых кварцитов Оленегорского месторождения (амфиболитовая фация) гравитационным методом частично извлекается гематит, а из комплексных руд ковдорского типа при глубоком обогащении извлекаются, кроме магнетита, в отдельные концентраты апатит и бадделейт.

Проводя минералого-технологическую оценку, следует иметь в виду, что геологическое строение месторождения и особенности генезиса магнетитовых руд определяют закономерности изменения минерального состава и текстурно-структурных признаков: особенности минералого-геохимической зональности рудных тел (толщ) и характер ее проявления, специализацию и фазовый состав минеральных ассоциаций основных рудных и нерудных минералов, их кристалломорфологию, гранулометрию, изменение железистости сосуществующих с магнетитом нерудных минералов. Это влияет на изменение технологических показателей руд. Нам важно выявить динамику взаимосвязи технологических свойств минералов с их морфологией и конституцией, т.е. увязать с генезисом руд на фоне конкретной геолого-структурной ситуации месторождения. Отмечена динамика в изменении содержания железа в концентрате и величины полной удельной поверхности в соответствии с минералого-геохимической зональностью толщ кварцитов фации зеленых сланцев Скелеватского (Кривой Рог, ЮГОК) и Михайловского (КМА, МГОК) месторождений. Если на первом месторождении зональность кварцитов сформировалась под влиянием комплекса процессов седиментации-диагенеза-метаморфизма, то на втором существенную роль сыграли еще процессы щелочного метасоматоза.

Сравнивая железистые кварциты ЮГОКа и МГОКа в связи с их минералого-геохимической зональностью, необходимо еще раз подчеркнуть, что различная онтогенезия их минералов обусловила различия как в морфологии, гранулометрии, так и в свойствах прежде всего магнетита и гематита. Заметно различие в минералого-геохимических условиях кристаллизации железистых кварцитов обоих месторождений: минеральные разновидности ЮГОКа приурочены преимущественно к восстановительным условиям кристаллизации, а МГОКа — к окислительным. Определение величины рН магнетитовых концентратов по разновидностям характеризуется следующими величинами: ЮГОК — 7.2–7.6, МГОК — 8.5–9.0. Несомненно, более щелочные условия кристаллизации магнетита МГОКа обусловили развитие процессов гипогенной мартитизации и как следствие цементацию реликтового магнетита гематитом. Здесь же существенное развитие получили новообразования маггемита, четко фиксируемые термомагнитным анализом и под микроскопом.

Значительные различия в удельной магнитной восприимчивости и особенно коэрцитивной силе магнетитов месторождений (ЮГОК — $(40-150) \frac{1}{4\pi} 10^3$ А/м, МГОК —

Рис. 1. Термомагнитные кривые магнетитов различного генезиса.



a, б – ЮГОК (Кривой Рог, фация зеленых сланцев);
в – Михайловский ГОК (КМА, фация зеленых сланцев);
г – Оленегорский ГОК (амфиболитовая фация); *д, е* –
 Ковдорский ГОК. 1 – кривые нагреваия; 2 – кривые
 охлаждения; θ – точка Кюри (в числителе приведены тем-
 пература нагреваия, в знаменателе – охлаждения), °С:
 $a = \frac{594}{594}$, $б = \frac{614, 396}{596}$, $в = \frac{596, 300}{596}$, $г = \frac{600, 324}{596}$, $д = \frac{552}{562}$,
 $е = \frac{592, 452}{584}$.

(100–500) $\frac{1}{4\pi} 10^3$ А/м) являются следствием опре-
 деленной фазовой неоднородности минерала. Для
 выявления неоднородности магнетитов очень эф-
 фективно построение и анализ кривых зависимо-
 сти относительной намагниченности от температуры
 $\frac{J}{J_{\max}} = f(T^{\circ}\text{C})$, получаемых при термомагнитном

анализе. Этот метод позволяет решить вопрос о ге-
 терогенности и количестве ферромагнитных фаз,
 установить их точки Кюри и получить предвари-
 тельные данные о составе и структуре. Точка Кюри опре-
 деляется содержанием изоморфных примесей, зако-

номерно изменяясь в гетерогенном ферромагнитном минерале, и не зависит от присут-
 ствия посторонних фаз [1].

На рис. 1 приведены некоторые термомагнитные кривые магнетитов различных
 фаций метаморфизма. В результате термомагнитных исследований установлено, что
 магнетиты стехиометрического состава (точка Кюри 585 °С) встречаются крайне редко.
 Обычно это магнетиты дефектной структуры – твердые растворы маггемит-магнетит,
 особенно в кварцитах фации зеленых сланцев, и точка Кюри их выше. По мере развития
 метаморфизма магнетиты приближаются к стехиометрическим. Возможно, в условиях
 низких ступеней метаморфизма и метасоматоза железистых кварцитов дефектность
 структуры магнетита связана с высокой степенью их окисленности [8]. Все это в конеч-
 ном итоге существенно влияет на эффективность разделения магнетита и открытых не-
 рудных частиц при магнитной сепарации.

Таким образом, изучение онтогении минералов железистых кварцитов с учетом
 их минералого-геохимической зональности позволяет выявить и учесть при обогащении
 основные геолого-минералогические закономерности, обуславливающие формирование
 их технологических свойств в толще железистого горизонта. Учет этих параметров в пре-
 делах отдельных месторождений при минералого-технологическом картировании дает
 возможность увязать типоморфные признаки минералов с особенностями обогатимос-
 ти руд [6, 8]. Здесь же появляется возможность детально проследить закономерности
 в изменчивости технологических свойств минералов в пределах отдельных минераль-
 ных разновидностей, блоков, рудных залежей в целом. Так, например, проявление изо-
 клинальной складчатости в пределах одной и той же минеральной разновидности квар-
 цитов железистого горизонта приводит порой к существенному перераспределению маг-
 нетита на крыльях и в замках складок: замки складок обогащаются магнетитом, при-
 чем различия достигают 5–10%. При протравливании магнетита уплотненных зерен и аг-
 регатов в замке складок выявляется их мелкозернистое строение, обусловленное про-
 цессом грануляции. Такие магнетиты отличаются повышенной коэрцитивной силой,
 обуславливающей захват нерудных частиц в магнитные флоккулы, в результате чего сни-
 жается качество концентрата. Аналогично снижается качество магнетитового концентра-
 та при будинировании рудных слоев железистых кварцитов.

Существенные изменения технологических свойств различных минеральных раз-
 новидностей железистых кварцитов происходят с углублением метаморфизма. С увели-
 чением степени метаморфизма в магнетитовом агрегате распределение зерен минерала
 смещается в область больших размеров. Одновременно число мелких зерен в агрегате

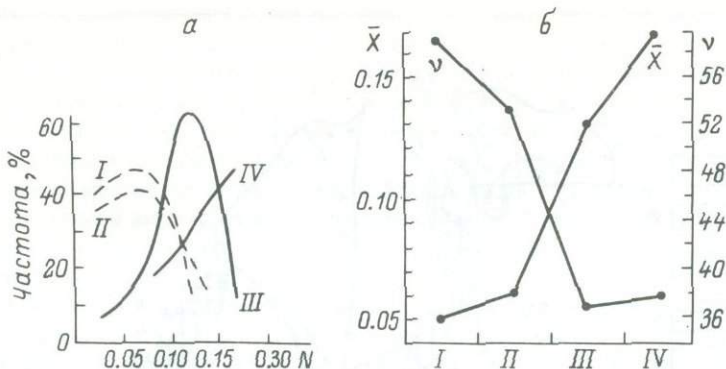


Рис. 2. Характер распределения зерен по размерам в агрегатах магнетита железистых кварцитов различных фаций метаморфизма (а) и статистические характеристики распределения зерен по размерам в агрегатах магнетита (б).

Фации: I, II – зеленосланцевая (подфации: I – биотит-хлоритовая; II – биотит-куммингтонитовая); III – амфиболитовая; IV – гранулитовая. N – размеры зерен, мм; \bar{X} – средний размер зерен, мм; ν – коэффициент вариации.

уменьшается (рис. 2). Интенсивность увеличения среднего размера зерна в 8–10 раз выше в магнетитовых агрегатах кварцитов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма по сравнению с зеленосланцевой. В то же время степень неоднородности размеров зерен в агрегате уменьшается примерно в 1.5–2 раза. Микропористость магнетита резко уменьшается, в то же время в более богатых кварцитах зеленосланцевой фации темпы сокращения эффективного диаметра пор выше. Исходя из величины полной удельной поверхности магнетита, можно утверждать, что с возрастанием метаморфизма темпы сокращения контактных поверхностей зерен в агрегате уменьшаются в 5–10 раз, а границы зерен наиболее близки к равновесным. Поэтому более благоприятными становятся магнетиты высокометаморфизованных разновидностей кварцитов для обогащения: они более однородны по внутреннему строению, менее дефектны их структуры, что совместно с морфолого-структурными особенностями агрегатов и зерен благоприятно отражается на магнитных свойствах (спектры коэрцитивной силы изменяются незначительно) и степени раскрытия (меньше образуется сростков при измельчении), а в конечном итоге на возможности получения высокосортных концентратов (Fe более 65–60%) при более грубом измельчении.

Если трудности в использовании онтогенического подхода к выявлению технологических свойств магнетитов железистых кварцитов связаны с тонко- и мелкозернистым оруденением их и тонкослоистыми типами текстур, сформированными при седиментации–диагенезе–метаморфизме, то магнетиты комплексных железных руд Ковдорского месторождения обычно крупнозернисты и характеризуются широким разнообразием текстур. Однако выявление их технологических свойств осложняется как резко отличными особенностями конституции, морфологии самого минерала, сложным минеральным составом руд, так и иной геолого-структурной позицией месторождения при ведущей роли магнетизма и метасоматоза в их формировании.

Ковдорское месторождение комплексных бадделейт-апатит-магнетитовых руд локализуется в юго-западном экзоконтакте одноименного плутона ультраосновных щелочных пород в пределах мощной и протяженной зоны глубинных разломов северо-восточного простирания, пересекающих почти под прямым углом архейские и протерозойские структуры. В плане массив имеет эллипсоидно-овальную форму, несколько вытянутую в субмеридиональном направлении. Он представляет собой интрузию центрального типа, характеризующуюся обратной концентрической зональностью: в центральной части прослеживаются наиболее древние оливиниты и пироксениты, обрамленные кольцом щелочных пород. Вмещающие породы в контакте с массивом претерпели интенсивный щелочной метасоматоз, который привел к образованию фенитов. В пределах массива встречаются тела карбонатитов мощностью 100–150 м и протяженностью до 300–500 м, образующие нечеткие контакты с вмещающими породами. Месторождение комплексных руд располагается вдоль контакта щелочных пород и пироксенитов и представляет собой дугообразную зону, обращенную выпуклостью на юго-восток (рис. 3). В направлении с юга на север зона меняет свою ориентировку с юго-восточной

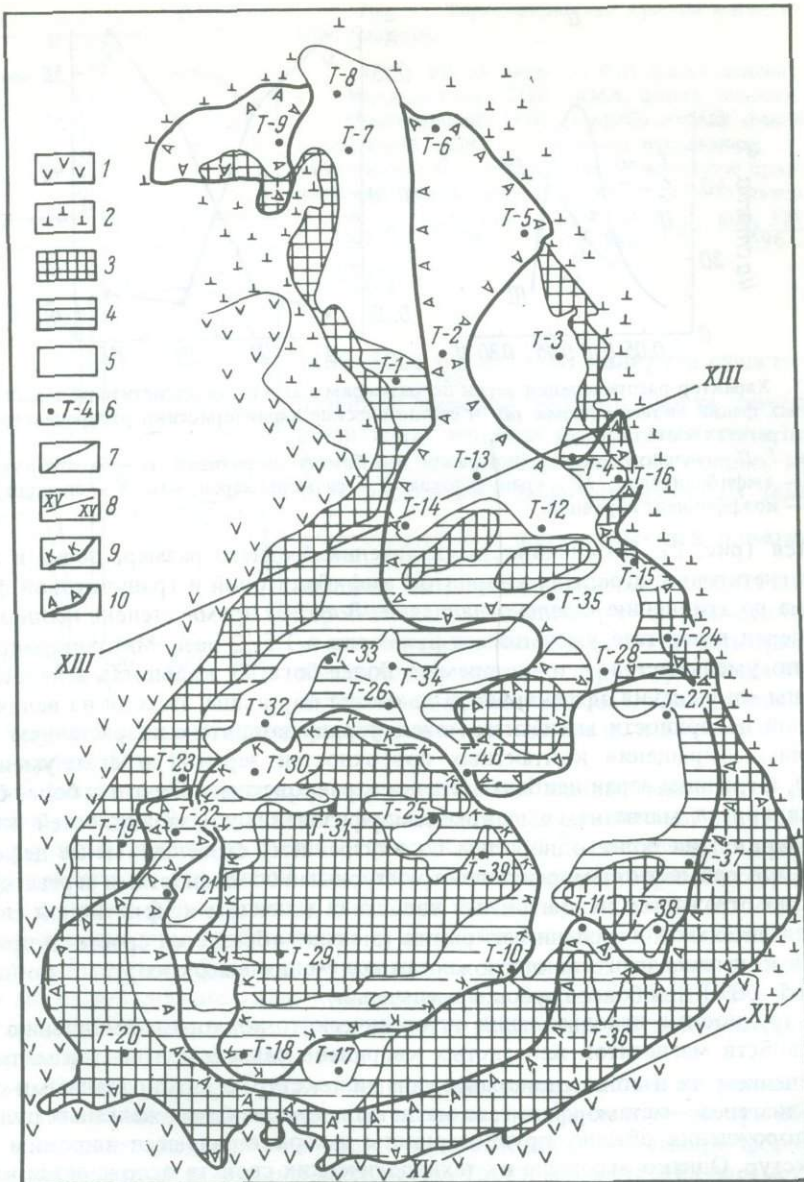


Рис. 3. Схематическая геолого-технологическая карта Ковдорского месторождения.

1 – ийолиты; 2 – пироксениты; 3–5 – руды с магнетитом соответственно I, II и III категорий неоднородности; 6 – участки отбора технологических проб; 7 – контакты рудных тел и пород; 8 – разведочные профили; 9 – контур карбонатизированных руд ($\frac{CO_2}{P_2O_5} > 1.0$); 10 – контур апатитизированных руд ($\frac{CO_2}{P_2O_5} < 0.4$).

на субмеридиональную. В ней выделяется несколько рудных тел, месторождение приурочено к Главной рудной залежи. В локализации различных типов руд прослеживается определенная зональность: по периферии месторождения, и прежде всего в его рудной части, развиты мелкозернистые, маложелезистые магнетит-форстеритовые и магнетит-апатит-форстеритовые руды, которые ближе к центру сменяются более средне- и крупнозернистыми апатит-форстерит-магнетитовыми рудами. Последние еще ближе к центру сменяются магнетит-карбонатными рудами и редкометалльными карбонатами [9]. Характерными особенностями всех типов руд являются их полиминеральный состав и интенсивная брекчированность. Трещинная тектоника на месторождении пострудная (с ней связана гипергенная штаффелитовая минерализация), так как дорудные и внутрирудные

проявления тектонических движений заполнены рудным веществом и фиксируются в настоящее время в виде рудных зон, тел и минеральных агрегатов.

Учитывая сложную геолого-структурную позицию Ковдорского месторождения, нами был применен метод минералого-технологического картирования, позволивший на фоне использования широкого комплекса современных методов анализа выявить эволюцию морфологии, конституции и свойств, в том числе технологических, магнетитов. Макроскопическое изучение минеральных разновидностей руд в карьере свидетельствует об очень четкой анизотропии оруденения. Это выражается прежде всего в неоднородном характере оруденения в разных частях месторождения и в пределах одних и тех же минеральных разновидностей.

Изучение морфологии магнетита показало, что в рудах месторождения преобладают зерна и зернистые агрегаты (75% — по данным минералогического опробования), что свидетельствует о формировании последних в стесненных условиях кристаллизации при грануломорфном росте, в то время как кристаллы и друзы образуются при кристалломорфном росте. Наиболее характерными габитусными формами являются октаэдр o $\{111\}$ и ромбододекаэдр d $\{110\}$, спорадически встречаются куб a $\{100\}$ и тетрагонтриоктаэдр t $\{311\}$. Часто кристаллы магнетита sdвойникованы [5] по шпинелевому закону или образуют параллельные сростки. Иногда встречаются эпитаксические сростания кристаллов магнетита с зеленым флогопитом.

Изучение гранулометрии магнетита свидетельствует о крайней неоднородности его выделений по крупности. Можно наблюдать даже в пределах одной разновидности руд, когда закон нормального распределения индивидов, выявленный с помощью гранулометрической кривой, может смениться право- или левосторонней асимметрией либо подчеркивать более резкую неоднородность распределения. Несомненно, это является отражением сложной истории формирования магнетита — нормальной кристаллизации, перекристаллизации, рекристаллизации с растворением и перетолжением рудного вещества, что также подчеркивает анизотропию оруденения. Наложение ранних процессов апатитизации и карбонатизации привело в основном к рекристаллизации крупных зерен магнетита, что отразилось в переходе к гистограммам с нормальным законом распределения индивидов (юг месторождения). Проявление интенсивных, более поздних процессов апатитизации и карбонатизации обусловило перекристаллизацию магнетита с укрупнением зерен. Это предопределило разнотерность кристаллизующегося минерала (центр южной части месторождения) и затем рост кристаллов, но более мелких (порядка 3–5–7 мм), чем в первоначальном этапе кристаллизации (северная часть месторождения).

Более поздние наложенные процессы оказали влияние также и на эволюцию кристалломорфологии магнетита. Если процессы апатитизации обуславливали кристаллизацию магнетита в виде индивидов, облик которых определяется комбинацией граней октаэдра и ромбододекаэдра, то процессы карбонатизации способствовали проявлению преимущественно граней октаэдра. Неравномерное проявление этих процессов на площади месторождения (см. рис. 3) дополнительно усложнило пространственную неоднородность кристалломорфологии магнетита. Изменение кристалломорфологии магнетита достаточно уверенно устанавливается не только для индивидов кристалломорфного роста, а также для зерен, сформировавшихся при грануломорфной кристаллизации. Зернистые агрегаты, имея довольно высокие значения коэффициентов искаженности формы кристаллов ($k_{иск}$)¹ и проявления граней ромбододекаэдра ($k_{ромб}$)², содержат наряду с проявлением типичных октаэдров также и кристаллы с комбинацией граней октаэдра, ромбододекаэдра, куба и тетрагонтриоктаэдра. Необходимо подчеркнуть, что грануломорфным индивидам с высоким значением $k_{ромб}$ соответствует кристаллизация идиоморфных (кристалломорфных) индивидов, габитус которых определяется комбинацией граней октаэдра и ромбододекаэдра и, наоборот, грануломорфным индивидам с $k_{ромб}$ близким к нулю, соответствуют только кристаллы октаэдрического габитуса.

Источником дополнительной информации об особенностях роста и изменения кристаллов магнетита является гранная микроморфология. На гранях октаэдра просле-

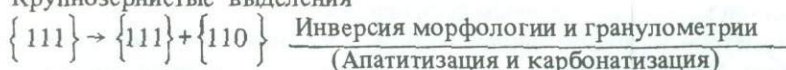
¹ $k_{иск}$ — отношение количества 3- и 5-сторонних сечений зерен (без 5-сторонних сечений ромбододекаэдра) к общему количеству сечений.

² $k_{ромб}$ — отношение количества 7-, 8-, 9-сторонних сечений зерен (с 5-сторонними сечениями ромбододекаэдра) к общему количеству сечений.

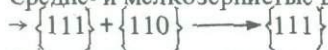
жены следующие типы микрорельефа роста: петельчато-бугорчатый, криволинейно-слоистый, субиндивидный, уплощенный криволинейно-слоистый, зеркально-плоский (безрельефный); на гранях ромбододекаэдра штриховатый, пойкилитоглубленный и бугристый. Вместе с тем степень расчлененности микроскульптур роста на грани октаэдра уменьшается от петельчато-бугристого микрорельефа к зеркально-плоскому, субиндивидному и т.д. На гранях кристаллов отчетливо также проявляются различные типы микрорельефа растворения — каверновый, слоисто-углубленный, паутинно-петельчатый и мелкоямчатый для граней октаэдра; каверновый, желобчатый и бугристый — для граней ромбододекаэдра. Кроме микроскульптур роста и растворения на гранях магнетита часто прослеживается механический тип микрорельефа, сформировавшийся при тектонических напряжениях и проявившийся в образовании поверхностей скальвания, многочисленных трещин, царапин, шрамов и т.п.

Обобщенные представления об особенностях морфологии и гранулометрии магнетита позволяют говорить о пространственно-временной кристалломорфологической эволюции минерала. Эта эволюция связана с изменением условий роста индивидов и агрегатов, их рекристаллизацией и перекристаллизацией в течение всего периода рудообразования с учетом наложенных процессов:

Крупнозернистые выделения



Средне- и мелкозернистые выделения



Спорадически



Эволюция микроморфологии кристаллов во времени характеризуется постепенным уменьшением толщины слоевых линий и как следствие уменьшением степени расчлененности гранного микрорельефа. Вся эта эволюция четко прослеживается в пространстве месторождения и отражена в соответствующей документации. Она же четко отражает основные закономерности в изменении конституции и свойств магнетита, в том числе технологических.

Как показывают данные электронно-микроскопических, химических, микронзондовых и термомагнитных исследований, магнетиты месторождения представляют собой гетерогенные (многофазные) образования. Обычно это твердые растворы магномагнетит-магнезиоферрит, значительно реже магномагнетит-магнетит с тонкими включениями продуктов распада — ульвошпинели, шпинели, ильменита. В выделениях шпинели 5–10% Fe (микронзондовый анализ). По сравнению с магнетитами руд других высокотемпературных месторождений [11] в магнетитах Ковдора содержание микровключений ильменита и шпинели снижается, но резко возрастает роль магномагнетитовых и магнезиоферритовых фаз. Состав и количество продуктов распада твердого раствора фиксируются в связи с изменением морфологии кристаллов магнетита и стадийностью рудообразования. Повышенные концентрации TiO_2 характерны для октаэдров, а MgO и Al_2O_3 — для октаэдров в сочетании с ромбододекаэдром.

Особенности, выявленные в изменении характера и степени неоднородности магнетитов пород и руд на основе данных химических анализов и определений на микрозонде, позволили их сопоставить с помощью треугольной диаграммы. Анализ диаграммы показывает, что:

1) данные химических анализов более широко разбросаны на диаграмме, так как отражают валовое содержание компонентов в минерале, в то время как микрозонд отвечает отдельным очень малым (2–4 мкм) участкам индивидов с различной степенью неоднородности,

2) соотношение между тремя компонентами разграничивает магнетиты пород и руд: первые ближе к титаномангнетитам, вторые — к магномагнетитам;

3) прослеживается определенная неоднородность в содержании Fe, позволяющая наметить два принципиально отличных направления изменчивости: в породах содержание TiO_2 уменьшается от щелочных к ультраосновным разновидностям и соответственно возрастает содержание Fe в магнетитах с 66–67 до 67–68%; в рудах с возрастанием содержаний Al_2O_3 увеличивается количество включений шпинели в магномагнетите

и содержание Fe уменьшается от 68–69 до 64–65%. По-видимому, это генеральная линия формирования магнетитов пород и руд Ковдорского массива, отражающая прежде всего особенности эволюции магматического рудного расплава–раствора. Основная часть механических примесей в них представлена весьма тонкими включениями минералов, которые не извлекаются даже при измельчении до 20–30 мкм. Это дает основание учитывать при оценке степени неоднородности магнетитов суммарно количество примесей изоморфных и весьма тонких механических.

Детальное исследование особенностей конституции, морфологии и свойств магнетитов месторождения в связи с их обогащением привело нас к мысли о том, что все разнообразие их химизма (изоморфные и тонкие механические примеси) обусловлено отклонением от стехиометрически чистого магнетита ($Fe = 72.38\%$, $FeO = 31\%$ и $Fe_2O_3 = 69\%$) и может быть оценено тремя категориями неоднородности по содержанию Fe в магнитной фракции (при 100% класса –44 мкм) и коэффициенту неоднородности ($k_H = Fe_2O_3 : FeO + Fe_2O_3$). В табл. 1–2 приведены данные (средние) полных химических анализов магнетитов месторождения по категориям неоднородности и соответственно по содержанию Fe в концентрате. Очень информативными (типоморфными) оказались величины термоэдс и отражения минерала во взаимосвязи с содержанием Fe, в том числе и в концентрате (рис. 4). Коэффициент парной корреляции –0.95.

Таблица 1

Средний химический состав магнетитов различных категорий неоднородности из руд и пород месторождения, мас. %

Оксиды	I категория				II категория			III категория
	МАФ (6)	МФК (12)	ТКФМ (3)	ГТКФМ (7)	МФ (3)	АФМ (15)	АКФМ (5)	ФМ+М (17)
SiO ₂	0.58	0.30	0.27	0.61	0.85	0.24	0.32	0.78
TiO ₂	0.69	4.23	0.55	3.48	1.31	1.19	1.49	1.29
Al ₂ O ₃	1.02	0.56	0.94	0.72	2.75	2.29	1.02	1.44
Fe ₂ O ₃	67.07	63.12	67.90	63.50	65.35	66.70	67.35	68.80
V ₂ O ₅	0.07	0.018	0.04	0.13	0.09	0.09	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	0.006	0.004	0.003	0.005	0.004	0.002	0.003	Сл.
FeO	28.12	30.14	28.30	28.20	24.05	24.40	26.30	21.40
MnO	0.41	0.58	0.40	0.56	0.88	0.60	0.44	0.61
MgO	2.53	1.35	2.10	2.80	5.74	4.92	3.73	5.60
NiO	0.005	0.002	0.006	0.003	–	0.001	0.001	0.003
CoO	0.018	0.008	0.012	0.019	–	0.014	0.010	0.020
Сумма	100.52	100.31	100.52	100.03	101.02	100.45	100.72	100.08
Fe	68.8	67.6	69.5	66.9	64.4	65.7	67.6	64.7
$\frac{MgO}{Fe} \cdot 10^2$	3.68	2.00	3.02	4.18	8.90	7.48	5.52	8.66
$\frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3}$	0.705	0.650	0.705	0.692	0.730	0.732	0.719	0.762
$\frac{MgO}{Al_2O_3}$	2.48	2.41	2.23	3.89	2.09	2.15	3.66	3.89

Примечание. В скобках указано количество анализов, из которых рассчитано среднее значение, при расчетах использовались также данные О. М. Римской-Корсаковой. Минеральный состав разновидностей руд: М – магнетит, А – апатит, Ф – форстерит, Т – тетраферрифлогопит, Г – гумит, К – карбонат, по преобладанию.

Таблица 2

Средние содержания Fe в магнетитах различных категорий неоднородности и концентратах магнитной сепарации (в мас. %)

Категории неоднородности магнетита		Содержание Fe	
индекс	k_H	в магнетите	в концентрате
I	Менее 0.71	66.4	65.1
II	0.71–0.74	65.2	63.75
III	Более 0.74	64.7	63.49

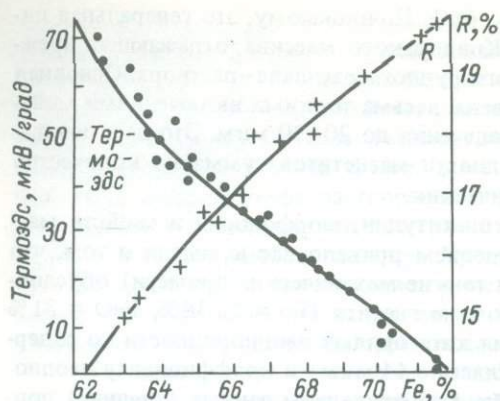


Рис. 4. Взаимосвязь величин термоэдс и отражения магнетитов руд Ковдорского (крестики) и Криворожского (точки) месторождений с содержанием в них Fe.

карбонатности $\text{CO}_2 \cdot \text{P}_2\text{O}_5$), позволившие наметить динамику в изменении технологических свойств магнетита в пределах каждой категории неоднородности. В дополнении к этой генеральной карте построены карты гранулометрии магнетита, термоэдс, точек Кюри, коэрцитивной силы, морфологии минерала и др., которые позволяют управлять процессом магнитного обогащения руд на горнообогатительном комбинате, обеспечивая их рациональное усреднение.

В заключение следует отметить, что использование онтогенетического подхода к оценке и выявлению технологических свойств минералов и руд дает в руки геологов ключ для решения конкретных прикладных вопросов геолого-технологического изучения месторождений различных генетических типов. Построенная на этой основе минералогическая и геолого-технологическая документация позволяет разумно управлять технологией процессов обогащения, прогнозировать показатели обогащения на основе глубоких комплексных исследований, базирующихся не на общих рассуждениях о генезисе руд, а на конкретном и предметном изучении каменного материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсанов Г. П., Кудрявцева Г. П. Неоднородности ферромагнитных минералов и некоторые физические методы их изучения. — В кн.: Неоднородность минералов и рост кристаллов. М., 1980, с. 39–52.
2. Григорьев Д. П. Позиции онтогении минералов. — ЗВМО, 1978, вып. 4, с. 407–415.
3. Григорьев Д. П. Телесные модели генезиса минералов. — ЗВМО, 1979, вып. 2, с. 129–140.
4. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. М., 1975. 337 с.
5. Кудрявцева Г. П. Фазовый состав и магнитные свойства ферришпинелидов Ковдорского массива: Автореф. канд. дис. М., 1973. 32 с.
6. Пирогов Б. И. Типоморфные признаки магнетитовых руд, определяющие их технологические особенности. — В кн.: Основные понятия минералогии. Киев, 1978, с. 77–80.
7. Пирогов Б. И. Особенности морфологии магнетита железистых кварцитов. — Минерал. сб., 1981, № 35, вып. 2, с. 17–21.
8. Пирогов Б. И. Роль минералогических исследований в обогащении руд. — Минерал. журн., 1982, № 1, с. 81–92.
9. Римская-Корсакова О. М. К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения (Кольский полуостров). — В кн.: Вопросы магматизма. Т. 1. Л., 1963, с. 125–143.
10. Рудные месторождения СССР. Т. 1. М., 1978. 352 с.
11. Чернышева Л. В., Гайдукова В. С. Структуры распада твердого раствора в магнетитах различного генезиса. — В кн.: Упорядочение и распад твердых растворов в минералах. — М., 1980, с. 109–117.
12. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977. 290 с.

А. М. Асхабов

ОНТОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Минералогии уже давно обратили внимание на то, что среди факторов, обуславливающих неравномерное развитие индивидов, важную роль играет гравитация, влияние которой в минеральном мире проявляется весьма широко и многообразно [7, 10, 16, 18]. Одним из онтогенетически важных гравитационных эффектов, происходящих под действием силы тяжести, является пространственная дифференциация вещества в процессах минералообразования. Фундаментальное значение дифференциации природных гидротермальных растворов мы в полной мере осознали после работ И. Г. Ганеева и В. Н. Румянцева [5, 6, 14], обративших внимание на химическую дифференциацию гидротермальных растворов, приводящую к пространственному разделению кислотно-щелочных компонентов раствора. В дальнейшем [2] оказалось, что почти все эффекты кислотно-щелочной дифференциации проявляются на фоне плотностной дифференциации растворов в поле силы тяжести и тесно с ним связаны. Модель природного минералообразования, построенная на основе идеи о неизбежности гравитационной дифференциации растворов по плотности в замкнутых полостях [2], оказалась способной объяснить многие спорные явления влияния гравитации на рост минеральных индивидов. Некоторые онтогенетические следствия, вытекающие из модели плотностной дифференциации минералообразующих растворов, рассматриваются в настоящей статье.

Полагается, что основным механизмом гравитационной дифференциации минералообразующих растворов является их седиментационное стратифицирование. Более тяжелые компоненты гетерогенных по составу и плотности растворов под действием силы тяжести опускаются вниз и увеличивают плотность нижележащих слоев. Наоборот, под действием архимедовой силы вверх выталкиваются более легкие компоненты. В результате в замкнутой полости устанавливается градиент плотности. Величина устанавливающегося в полости градиента зависит от степени плотностной гетерогенности раствора, его полимеризованности, формы нахождения и переноса вещества, градиентов температуры, давления, содержания летучих и газообразных продуктов, характера гидролиза и многих других факторов.¹ Крайней степенью дифференциации гидротермальных растворов является их расслоение, фиксируемое иногда экспериментально по отчетливому разделению системы на отдельные „фазы” [3, 12, 8].

Дифференциация раствора по плотности имеет важное значение для функционирования природных систем в квазиизотермических условиях. Как известно, предложенные до сих пор модели гидротермального процесса основаны на конвективном переносе вещества из зоны растворения в зону роста. Эти модели предполагают существование прямой аналогии между процессом искусственного выращивания кристаллов в термоградиентных условиях и функционированием природных систем минералообразования. Однако постулируемое в термоградиентных моделях наличие значительно-го температурного перепада, необходимого для эффективного переноса большой массы

¹ Кристаллогенетическими исследованиями [11, 13] установлен еще один механизм гравитационной дифференциации, связанной с накоплением в верхних частях кристаллизационных камер отработанных растворов меньшей концентрации. Дифференциация раствора по этому механизму происходит лишь на этапах роста кристаллов и требует соблюдения определенных соотношений между коэффициентами диффузии в растворах и скоростями роста кристаллов. Она возможна в условиях, близких к изотермическим, и уничтожается при больших градиентах температуры, приводящих к интенсивной конвекции раствора в полости. Для процессов, протекающих со значительными эндогенными или экзогенными тепловыми эффектами, наряду с плотностной дифференциацией мы предсказываем также явление термической стратификации минералообразующих растворов. По предварительным оценкам, эффекты температурной дифференциации могут быть вполне достаточными для автогенного изменения температуры и ее распределения в полости.

вещества, возможно только для жильных тел и кристаллизационных полостей вертикальной протяженностью в сотни и тысячи метров, различные зоны которых располагаются в различных геотермических зонах. Для небольших же полостей типа хрустальных гнезд предположение о градиенте температуры в десятки градусов маловероятно и не согласуется с геологическими наблюдениями.

Благодаря тому что растворимость минералов в гидротермальных условиях сильно зависит от плотности раствора,² в гравитационно-дифференцированных растворах концентрация растворенного кристаллообразующего вещества также распределяется в соответствии с установившимся градиентом плотности. В результате в нижних более плотных слоях раствора концентрация растворенного вещества всегда больше, чем в менее плотных верхних слоях раствора. Насыщенный раствор из нижних зон полости, попадая в верхние, становится пересыщенным, что и обуславливает процесс кристаллизации и перерождения минералов в замкнутом объеме.

Таким образом, гравитационная дифференциация раствора приводит к тому, что и в безградиентных условиях складывается ситуация, аналогичная той, что имеет место при наличии температурного перепада. В последнем случае, как известно, в зоне с более высокой температурой происходит растворение минералов, затем насыщенный раствор путем конвекции перемещается в более холодную зону, где из-за меньшей растворимости становится пересыщенным, и начинается кристаллизация. Подобно этому в изотермических условиях насыщенный раствор из зоны с более плотным раствором и большей растворимостью, попадая в менее плотную зону, становится пересыщенным, что и предопределяет возможность перекристаллизации минералов в природных условиях и без температурного градиента. Наиболее тривиальными „пусковыми” механизмами в данной модели являются общее снижение температуры, флуктуации внешних условий и т.д. Численные оценки интенсивности массопереноса в условиях антипараллельного силе тяжести градиента плотности дают значения, характерные для конвекции значительных масштабов.

Плотностная дифференциация раствора под действием силы тяжести ответственна за ряд кристаллогенетических следствий [2]. Наиболее общие морфолого-анатомические следствия связаны с нарушением симметрии кристаллообразующей среды. В кристаллизаторе или кристаллизационной полости после дифференциации раствора исчезает горизонтальная плоскость симметрии. Симметрия цилиндра или шара превращается в симметрию конуса. В результате кристаллы также теряют горизонтальную плоскость симметрии, форма их искажается.

Дифференциация раствора отражается на кинетике роста и растворения кристаллов. Пересыщение в дифференцированных растворах непостоянно по вертикали. Различны скорости роста кристаллов, находящихся в растворе на разных гипсометрических уровнях. Размеры и скорости роста кристаллов выше там, где пересыщение больше. Различия в степени пересыщения раствора по вертикали приводят к тому, что верхние и нижние грани горизонтально ориентированных кристаллов растут с разными скоростями. Эта причина наряду с оседающими на поверхность кристалла частицами, ускоряющими рост верхних граней, ответственна за обнаруженное Г. Г. Леммлейном еще в 1942 г. явление искажения вершин кристаллов кварца, связанное с их ориентировкой в процессе роста [10]. Нижние грани наклонно ориентированных кристаллов из-за меньших скоростей их роста всегда более развиты, чем верхние. Устойчивый характер неравномерного роста верхних и нижних граней кристалла фиксируется в анатомии кристалла.

Непостоянство пересыщения раствора по вертикали отражается также на морфологии отдельных вертикально ориентированных граней. Различные участки одной и той же грани морфологически могут различаться. При достаточно большом градиенте концентрации эти различия фиксируются на макроуровне, вицинальный рельеф и структура поверхности меняются вдоль грани от нижних ее участков к верхним. Так, на кристаллах кварца иногда на грани ромбоэдра бугры роста на одном конце сменяются кальбовскими вициналями на другом.

² Для кварца эта зависимость имеет следующий вид [3, 12]:

$$C_0 = 3.3 \cdot 10^2 \rho^2 \exp(Q/RT + h),$$

где Q — теплота растворения; C_0 — растворимость; ρ — плотность раствора; R — универсальная газовая постоянная; T — температура; h — постоянная интегрирования.

С учетом дифференциации растворов легко объясняются и чрезвычайно интересные закономерности растворения кристаллов кварца в природных условиях, которые до сих пор не удавалось удовлетворительно объяснить. Для хрусталеносных гнезд, приуроченных к тектонически активным зонам, характерны периодически повторяющиеся акты растворения и регенерации [1, 4]. При этом растворение кристаллов всегда начинается с ребер и граней, обращенных вниз [1, 4, 7, 16]. Часто встречаются кристаллы с явными признаками растворения на нижних гранях, без каких-либо признаков растворения на верхних. Такая анизотропия процессов растворения кристаллов объясняется тем, что вследствие большей чувствительности более плотных растворов к изменению давления или температуры недосыщенными становятся в первую очередь более плотные слои раствора в нижних зонах хрусталеносных гнезд. Неравномерность распределения недосыщения раствора по вертикали и вызывает первоочередное растворение кристаллов в нижних зонах в целом по полости и обращенных вниз граней по сравнению с верхними для отдельных кристаллов. Направленные вверх кристаллы растворяются с нижних концов, падают на дно полости и полностью растворяются. Косвенным доказательством этого может служить тот факт, что среди огромного числа регенерированных двухглавых кристаллов практически не встречаются кристаллы, на которых вторая головка образовалась после растворения. Как правило, вторая головка связана с регенерацией скола.

Интересно также отметить, что с особенностями реагирования дифференцированных растворов на изменение внешних параметров (P, T), инъекцией новых порций раствора связан ряд других закономерностей генезиса кристаллов. Очевидно, что даже малые изменения $P-T$ условий приводят к смещению в полости уровней равных концентраций, и любая неустойчивость термодинамических условий вызывает неустойчивость роста. Естественно, это отражается как на кинетике роста, так и на морфологии растущей грани и в анатомии кристалла (зональности).

Гравитационная дифференциация минералообразующих растворов приводит к аномальному распределению температуры и концентрации в условиях поступления в полость новых порций раствора с иной температурой и составом. Вновь поступившие порции раствора поднимаются в полости лишь до уровня, определяемого плотностью внедряющихся растворов. В результате в полости могут формироваться области с температурой, отличной от температуры в основном объеме раствора. В этих условиях даже в одной полости пространственно разобценные кристаллы будут находиться и формироваться в термодинамически различных условиях.

Таким образом, проблема синхронизации роста различных кристаллов по их анатомии несколько сложнее, чем это обычно представляется. Особенно это относится к кристаллам, формирующимся в полостях в тектоноактивных зонах.

Легко показать, что в кристаллизационной полости могут реализоваться следующие пять концентрационных условий (см. таблицу), характеризующих кристаллизационную обстановку на том или ином этапе ее развития.

Обратим внимание на то, что последовательность изменения кристаллогенетической обстановки в природных условиях зависит от начальных условий, т. е. от первоначального состояния раствора, заполняющего полость. Последовательность, указанная в таблице, имеет место, если полости заполняются пересыщенным раствором. При заполнении полости недосыщенным раствором последовательность смены концентрационных условий противоположна. На первом этапе после заполнения полости недосыщенным раствором происходит растворение по всей полости (ситуация 5). Насыщение раствора в результате растворения вмещающих пород или общего снижения температуры наряду с происходящей дифференциацией приводит к ситуации 4, когда из-за более высокой плотности раствора в нижних зонах продолжается растворение, в то время как в верхних зонах раствора уже достигнуто равновесие. Переход ситуации 4 в 3 стимулируется как кинетическими особенностями, так и соответствующим изменением термодинамических параметров (снижением температуры, сбросом давления), при котором кривая равновесной концентрации смещается таким образом, что в верхних зонах раствор становится пересыщенным. Образование кристаллов в пересыщенной среде в свою очередь приводит к дальнейшему снижению плотности в верхних зонах. По мере роста кристаллов в результате снижения плотности в верхних и уменьшения концентрации в нижних зонах граница раздела пересыщенного и недосыщенного раствора смещается вниз. В ситуации 2 рост кристаллов в верхних зонах продолжается еще некоторое время

Кристаллогенетические условия в полости
с гравитационно-дифференцированным раствором

№ п/п	Концентрационные условия и пересыщение в полости	Кристаллогенетические следствия
1	$C_{\text{низ}} > C_0^{\text{низ}} > C_0^{\text{верх}} < C^{\text{верх}}$, $\Delta C^{\text{низ}} > 0, \Delta C^{\text{верх}} > 0,$ $\Delta C^{\text{верх}} > \Delta C^{\text{низ}}$	Кристаллы растут во всех зонах. Скорости роста кристаллов в верхних зонах выше, чем в нижних. По мере истощения раствора рост замедляется
2	$C_{\text{низ}} = C_0^{\text{низ}} > C_0^{\text{верх}} < C^{\text{верх}}$, $\Delta C^{\text{низ}} = 0, \Delta C^{\text{верх}} > 0$	Кристаллы растут лишь в верхних зонах. В нижних имеет место равновесие. Кристаллизация определяется величиной $\Delta C_0 = C_0^{\text{низ}} - C_0^{\text{верх}}$
3	$C_{\text{низ}} < C_0^{\text{низ}} > C_0^{\text{верх}} < C^{\text{верх}}$, $\Delta C^{\text{низ}} < 0, \Delta C^{\text{верх}} > 0$	Это наиболее выгодный для бестермоградиентной кристаллизации случай. В нижних зонах происходит растворение „шихты“ (вмещающих пород и ранее выпавших кристаллов), а в верхних растут кристаллы. Падение концентрации в полости происходит более резко, чем в предыдущих случаях. Кристаллы имеются только в апикальных частях полостей
4	$C_{\text{низ}} < C_0^{\text{низ}} > C_0^{\text{верх}} = C^{\text{верх}}$, $C^{\text{верх}} = 0, \Delta C^{\text{низ}} < 0$	В верхних зонах сохраняется равновесие, в нижних происходит растворение
5	$C_{\text{низ}} < C_0^{\text{низ}} > C_0^{\text{верх}} > C^{\text{верх}}$, $\Delta C^{\text{низ}} < 0, \Delta C^{\text{верх}} < 0$	Во всех зонах происходит растворение. В нижних зонах растворение идет интенсивнее, чем в верхних

Примечание. Конечное условие равновесия $C^{\text{низ}} = C_0^{\text{низ}} \geq C^{\text{верх}} = C_0^{\text{верх}}$, для которого $\Delta C^{\text{низ}} = \Delta C^{\text{верх}} = 0$ не принимается во внимание. Концентрационные условия выведены в предположении отсутствия ретроградной растворимости минералов. Вывод этих условий для конкретных минералов должен проводиться с учетом соответствующих зависимостей. C_0 – равновесная концентрация; $C^{\text{низ}}$ и $C^{\text{верх}}$ – концентрация соответственно в нижних и верхних частях полости.

благодаря конвективному или диффузионному переносу вещества из нижних зон с большей концентрацией в верхние. Для перехода системы в ситуацию 1 также требуется соответствующее изменение термодинамических параметров. Таким образом, на переход системы из одного концентрационного условия в другое значительное влияние оказывают как внутренняя концентрационная эволюция системы, так и изменение P - T условий.

В связи с этим в природных полостях возможны как эволюционные (дальнейшая дифференциация раствора и связанное с этим изменение условий), так и революционные (при резких изменениях в полости таких параметров, как температура и давление) переходы из одних условий в другие. Это подтверждается природными минералогенетическими материалами. Рассматриваемые переходы фиксируются в морфологии и анатомии кристаллов. По ним можно восстанавливать динамику этих переходов и эволюцию кристаллогенезиса.

Отдельно рассмотрим вопрос о гравитационной дифференциации раствора и гидротермальной перекристаллизации (переотложении) в условиях температурного перепада. В термоградиентных условиях кристаллизация осуществляется при следующих условиях

$$C_{\text{эф}}^{\text{низ}} < C_{0, \text{эф}}^{\text{низ}} > C_{0, \text{эф}}^{\text{верх}} < C_{\text{эф}}^{\text{верх}},$$

при которых $\Delta C^{\text{верх}} > 0, \Delta C^{\text{низ}} < 0$. Условие $C_{0, \text{эф}}^{\text{низ}} > C_{0, \text{эф}}^{\text{верх}}$ возможно только при $\rho_{0, \text{эф}}^{\text{низ}} > \rho_{\text{эф}}^{\text{верх}}$, причем эта разница должна быть выше критической. В верхних зонах

плотность раствора уменьшается за счет гравитационной дифференциации раствора и увеличивается за счет более низкой температуры. В противном случае, т. е. при

$$\rho_{0, \text{эф}}^{\text{низ}} < \rho_{\text{эф}}^{\text{верх}} \text{ и } C_{0, \text{эф}}^{\text{низ}} < C_{0, \text{эф}}^{\text{верх}},$$

вместо ожидаемого роста будет происходить растворение затравочных пластин. Это, однако, не исключает существования конвекции внутри автоклава, которая в этих условиях может быть еще интенсивней, так как градиент плотности антипараллелен вектору силы тяжести.

В таких условиях имеет место описанное Н. Н. Шефталем [17] явление обратного переноса, когда затравки, подвешенные в верхних более холодных зонах автоклава, начинают растворяться, а донный кварц расти. Аналогичное явление растворения затравочных кристаллов наблюдалось также для ряда других кристаллов — сульфида цинка, цинкогерманата натрия и др. [9]. Это явление объясняется увеличением в верхней зоне автоклава растворяющей способности раствора вследствие повышения его плотности при постоянном давлении внутри автоклава.³ Как и следовало ожидать, явление обратного переноса имеет место лишь при малых степенях заполнения автоклава (в работах Н. Н. Шефталя [17] и В. Н. Румянцева и Н. Г. Ганеева [15] указывается значение 0.57 для $T = 400^\circ\text{C}$),⁴ т. е. при малых плотностях раствора, когда температурный коэффициент расширения раствора достаточно мал. При высоких в целом плотностях раствора увеличение плотности за счет охлаждения раствора уже не компенсирует гравитационно обусловленной разности в плотности, что собственно и делает возможным достижение

условия $C_{0, \text{эф}}^{\text{низ}} > C_{0, \text{эф}}^{\text{верх}}$ и гидротермальное выращивание кварца методом температурного градиента. Эти соображения обосновывают эмпирически подобранный интервал степени заполнения автоклава порядка 80–90% при выращивании кристаллов кварца. Однако картина усложняется при критических условиях, для которых привычные соотношения между коэффициентом теплового расширения, растворимостью, удельным весом и давлением нарушаются.

Важно отметить, что вследствие резко выраженной зависимости распределения щелочных компонентов от плотности раствора дифференциация раствора по плотности приводит также и к химической дифференциации раствора по кислотно-щелочным свойствам. В нижних более плотных слоях раствора накапливаются щелочные компоненты (рН увеличивается), в верхних менее плотных происходит накопление летучих и кислотных компонентов (рН в этих зонах всегда несколько ниже, чем в нижних).⁵ Эффекты пространственной химической (кислотно-щелочной) дифференциации раствора могут иметь и самостоятельное значение в процессе физической (плотностной) дифференциации. Как свидетельствуют экспериментальные данные [5, 6], особенно важную роль эти эффекты играют в сильно гидролизующихся системах, когда гидролиз происходит с выделением летучих компонентов. В таких случаях плотностная дифференциация в значительной степени может являться следствием химической дифференциации. Следовательно, предлагаемая нами плотностноградиентная модель гидротермальной кристаллизации в квазиизотермических условиях не опровергает предложенную И. Г. Ганеевым [5, 6] для термоградиентных условий модель минералообразования, основанную на химической дифференциации раствора. В большинстве случаев физическая и химическая дифференциация раствора происходят параллельно. В более широком плане

³ Недавно было проведено специальное исследование влияния плотности раствора на кристаллизацию кварца [15]. Авторы этой работы подтвердили наблюдения Н. Н. Шефталя и сделали важный вывод о необходимости выделения градиента плотности раствора в качестве критерия, определяющего возможность смены кристаллизации на затравочных пластинах их растворением.

⁴ Указываемое в работе В. Н. Румянцева и И. Г. Ганеева [15] критическое значение $\Delta\rho = \rho^{\text{верх}} - \rho^{\text{низ}} = 0.070 \text{ г/см}^3$ получено без учета гравитационной дифференциации раствора с использованием данных для чистой воды и поэтому противоречит условию $\rho^{\text{низ}} > \rho^{\text{верх}}$. Полученные таким образом значения $\Delta\rho$ представляют интерес для характеристики масштаба гравитационной дифференциации.

⁵ Химическая дифференциация, сопровождающая плотностную дифференциацию, также приводит к целому ряду кристаллогенетических следствий. Кристаллы, выросшие в природных условиях на разных гипсометрических уровнях, могут отличаться окраской, распределением примесей, концентрацией дефектов и т. д.

плотностноградиентная модель не противоречит также теории опережающей волны кислотных компонентов в процессе минералообразования, предложенной Д. С. Коржинским.

Как было показано выше, гравитационная дифференциация минералообразующих растворов приводит к важным онтогенетическим следствиям. Установление ее действительной роли и масштабов проявления в разнообразных процессах природного минералообразования является серьезной проблемой онтогении минералов. Особого внимания заслуживает также поведение плотностноградиентных растворов в поле переменных внешних сил и потоков, которое отражается на динамике развития кристаллических индивидов и функционировании минералообразующих систем. Развитие плотностноградиентной модели для многополостной системы, учет ретроградной растворимости минералов, выяснение роли эффектов плотностной дифференциации в других геологических процессах, к примеру в кристаллизационной и гравитационной дифференциации магматических тел, в интерпретации механизма образования расслоенных интрузий будут предметом дальнейших наших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асхабов А. М. Регенерация кристаллов (кинетические и морфологические аспекты). Л., 1979. 177 с.
2. Асхабов А. М. Новая модель гидротермальной кристаллизации в условиях градиента плотности раствора. — ДАН СССР, 1979, т. 248, № 6, с. 1434–1438.
3. Балицкий В. С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. М., 1978. 143 с.
4. Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л., 1974. 212 с.
5. Ганеев И. Г. Форма миграции минерального вещества в гидротермальных растворах. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М., 1978, с. 11–27.
6. Ганеев И. Г., Румянцев В. Н. Физико-химические аспекты гидротермального выращивания кристаллов. — Кристаллография, 1977, т. 22, вып. 1, с. 162–167.
7. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов (индивиды). М., 1975. 339 с.
8. Кравчук К. Г. Фазовые равновесия в системе $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O—H}_2\text{O}$ в широкой области температур и давлений: Автореф. канд. дис. М., 1979. 22 с.
9. Кузнецов В. А., Лобачев А. Н. Гидротермальный метод выращивания кристаллов. — Кристаллография, 1972, т. 17, вып. 4, с. 878–904.
10. Леммлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М., 1973. 327 с.
11. Михеев В. И. Причины расслаивания пересыщенных растворов. — ЗВМО, 1930, ч. 59, с. 303–311.
12. Мозебах Р. Гидротермальная растворимость кварца с точки зрения гетерогенного фазового равновесия. — В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М., 1960, с. 34–70.
13. Петровский В. А., Рузов В. П., Ракин В. И. Взаимодействие кристалла и среды: (по данным исследования методом голографической интерферометрии). — Сер. препринтов „Научные доклады“ Коми филиала АН СССР, 1979. Вып. 48. 48 с.
14. Румянцев В. Н. Основные механизмы пространственной дифференциации вещества в гидротермальных растворах. — В кн.: Динамические модели физической геохимии. Новосибирск, 1982, с. 98–104.
15. Румянцев В. Н., Ганеев И. Г. О роли плотности раствора при гидротермальной кристаллизации кварца. — ДАН СССР, 1978, т. 243, № 5, с. 1168–1170.
16. Шафрановский И. И. Кристаллы минералов: (кривогранные, скелетные и зернистые формы). М., 1961. 232 с.
17. Шефталъ Н. Н. Генезис пьезокварцевых месторождений в связи с данными искусственного выращивания кварца. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., 1956, с. 142–157.
18. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии: (избранные проблемы). Л., 1977. 290 с.

П. Л. Дубов, А. М. Орлов, И. И. Шафрановский

ФОРМУЛЫ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ МЕР ДИССИМЕТРИИ ПРОСТЫХ КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИХ ФОРМ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В КРИСТАЛЛОМИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ

Теория ложных (вынужденных) простых форм приобретает все возрастающее значение в минералогической практике. Несколько появившихся в последнее время публикаций указывают на определенные успехи в этом направлении [1, 2]. Настало время создания общедоступного способа выделения ложных (вынужденных) форм и подсчета степени их диссимметрии с целью получения точных количественных характеристик искажения.

Работа базируется на двух публикациях, в которых даны сводные каталоги ложных форм [2] и формулы для подсчета диссимметрии [1]. Напомним несколько наиболее важных формул. Общая формула для подсчета меры диссимметрии простой формы, имеющей N граней:

$$M\left(\frac{G}{hkl}\right) = \frac{2}{C_N^2} \sum_{ij=1}^N \frac{|S_i - S_j|}{S_i + S_j} = \frac{2}{C_N^2} \sum_{ij=1}^N (i, j)$$

состоит из слагаемых $\frac{|S_i - S_j|}{S_i + S_j}$; C_N^2 — число сочетаний из N по 2. Переобозначим выраже-

ние $\frac{|S_i - S_j|}{S_i + S_j}$ через i, j , в котором цифры i и j — номера сравниваемых по площади

граней S_i и S_j . В символе меры диссимметрии $M\left(\frac{G}{hkl}\right)$ в скобках указана группа симметрии G и стандартное обозначение простой кристаллографической формы $\{hkl\}$. В таблице сконцентрированы все необходимые данные для вычисления степени диссимметрии простой формы (или их комбинации) относительно всех точечных кристаллографических групп симметрии (см. рисунок).

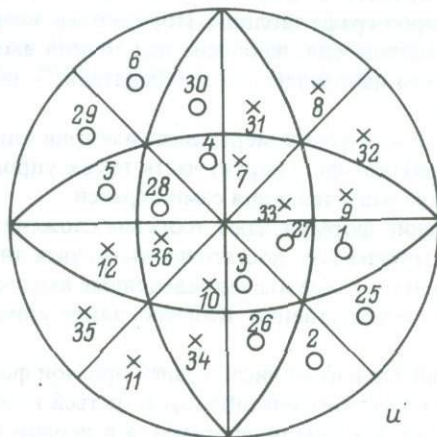
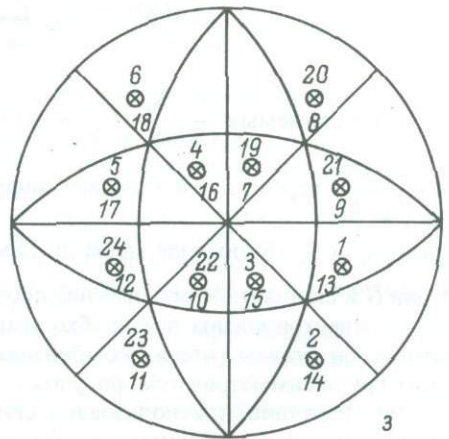
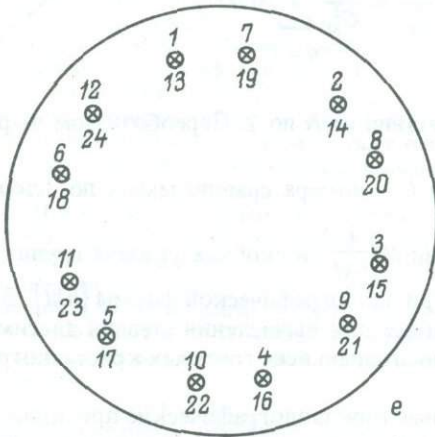
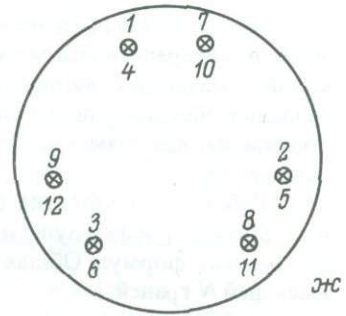
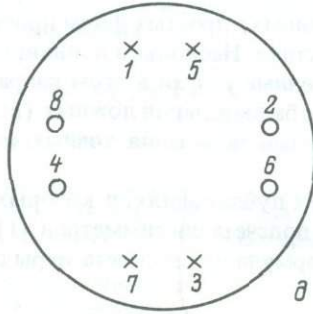
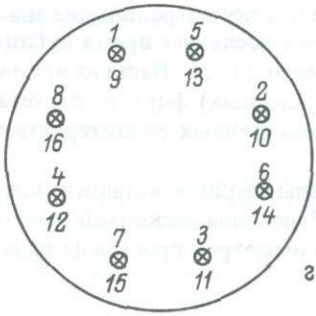
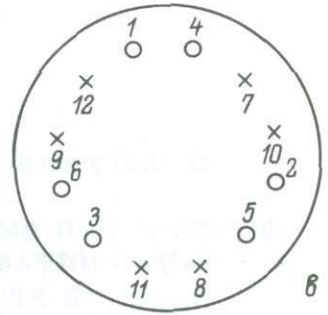
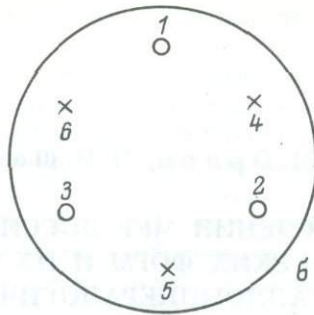
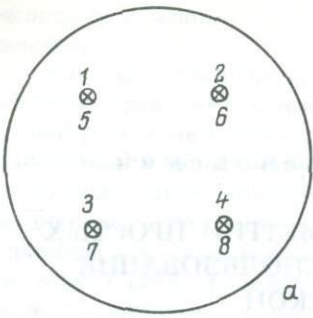
Для наглядности использованы стандартные кристаллографические проекции, причем стоящие рядом с точками на стереографической проекции числа указывают порядковые номера граней простой формы, которые затем фигурируют в формулах, сконцентрированных во второй графе таблицы. Порядковые номера граней, нормали к которым направлены на наблюдателя, записаны над точкой выхода нормали, а номера граней, нормали к которым направлены от наблюдателя, — под точкой выхода на стереографической проекции.

Общая формула для подсчета меры диссимметрии одна — (1), а упрощенных формул — несколько. В таблице фигурирует часть таких упрощенных формул, выбранная из соображений удобства сопоставления самих граней.

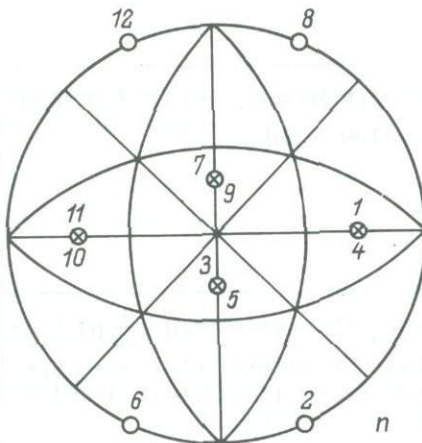
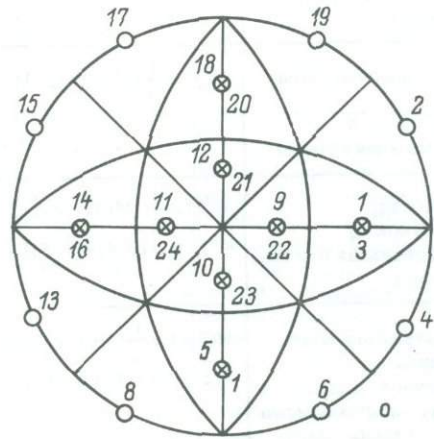
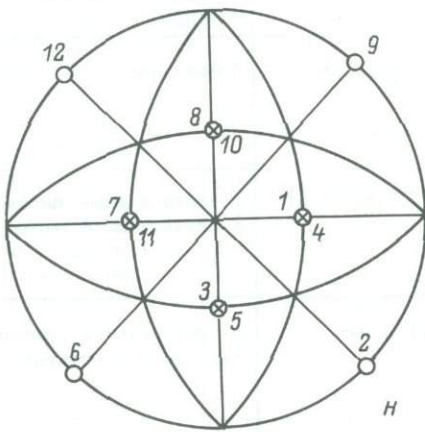
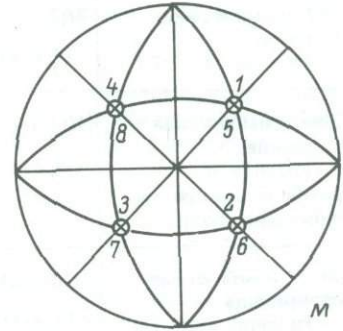
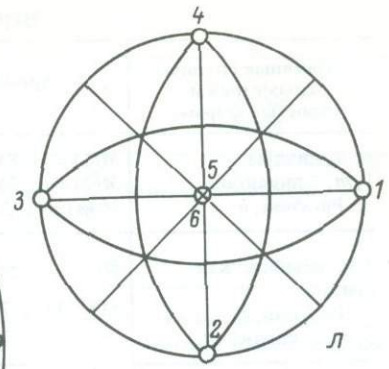
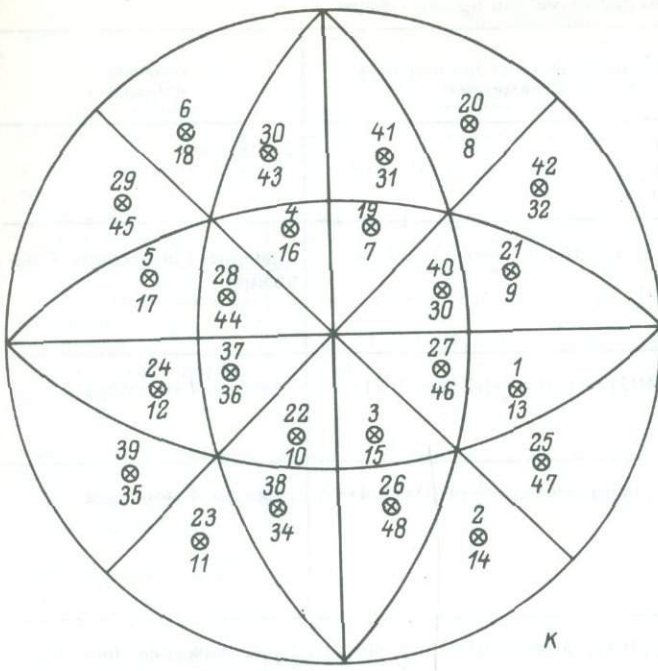
Право на упрощение формул дают теоремы сложения элементов симметрии. Поэтому, например, для группы $2/m$ достаточно вычислить либо $M(\bar{1})$ и $M(2)$, либо $M(\bar{1})$ и $M(m)$, либо $M(2)$ и $M(m)$, где вышеприведенные выражения означают меры диссимметрии по $\bar{1}$, m или 2 соответственно. Конечно, такое упрощение выражается в некоторой потере точности.

Объем вычислений зависит от числа граней простой формы.

Для расширения возможностей таблицы в третьей графе, по следу [2], даны разложения простых форм по ложным подформам, а в первой графе после ссылки на рисунок — симметрические разновидности простых форм.



Стереографические проекции граней простых форм для расчета меры диссимметрии (см. таблицу).



Продолжение рисунка.

Меры диссимметрии простых форм

Точечные группы симметрии и простые формы	Упрощенные формулы для подсчета меры диссимметрии	Ложные формы
$m, 2$, диэдр, $\bar{1}, m, 2$, пинакоид Рисунок, <i>a</i>	$M(1) = (1, 8)$ $M(2) = (2, 3)$ $M(m) = (1, 2)$	2 моноэдра
$2/m$, ромбическая призма Рисунок, <i>a</i> $\bar{1}, m, 2$, пинакоид	$M(2/m) = \frac{1}{2} [M(m) + M(\bar{1})] = \frac{1}{4} [(1, 2) + (7, 8) + (1, 8) + (2, 7)]$	2 диэдра, 2 пинакоида, 4 моноэдра
222 , ромбический тетраэдр Рисунок, <i>a</i>	$M(222) = \frac{1}{2} [M(2) + M(2)] = \frac{1}{4} [(2, 3) + (1, 4) + (4, 6) + (3, 5)]$	2 диэдра, 4 моноэдра
$2mt$, ромбическая пирамида Рисунок, <i>a</i> ромбическая призма, пинакоид, диэдр	$M(2mt) = \frac{1}{2} [M(m) + M(m)] = \frac{1}{4} [1, 3) + (2, 4) + (2, 1) + (3, 4)]$	2 диэдра, 4 моноэдра
mtt , ромбическая дипирамида Рисунок, <i>a</i> ромбическая призма, пинакоид	$M(mtt) = \frac{1}{3} [M(m) + M(m) + M(m)] = \frac{1}{12} [(1, 2) + (3, 4) + (5, 6) + (7, 8) + (1, 5) + (2, 6) + (4, 8) + (3, 7) + (1, 3) + (2, 4) + (5, 7) + (6, 8)]$	2 ромбические пирамиды, 2 ромбических тетраэдра, 2 ромбических призмы, 4 диэдра, 4 пинакоида, 8 моноэдров
3 , тригональная пирамида Рисунок, <i>b</i> тригональная призма	$M(3) = \frac{1}{3} [(1, 2) + (2, 3) + (3, 1)] = \frac{1}{3} (1, 2, 3)$	3 моноэдра
$\bar{3}$, ромбоэдр Рисунок, <i>b</i> гексагональная призма, пинакоид	$M(\bar{3}) = \frac{1}{2} [M(3) + M(\bar{1})] = \frac{1}{9} [(1, 2, 3) + (4, 5, 6) + (2, 6) + (3, 4) + (1, 5)]$	2 тригональные пирамиды, 3 пинакоида, 6 моноэдров
$3m$, дитригональная пирамида Рисунок, <i>b</i> гексагональная призма, гексагональная пирамида, тригональная призма, тригональная пирамида, дитригональная призма	$M(3m) = \frac{1}{2} [M(3) + M(m)] = \frac{1}{9} [(1, 2, 3) + (4, 5, 6) + (1, 4) + (2, 6) + (3, 5)]$	2 тригональные пирамиды, 3 диэдра, 6 моноэдров
32 , тригональный трапецоэдр Рисунок, <i>b</i> гексагональная призма, тригональная дипирамида, дитригональная призма, тригональная призма, пинакоид	$M(32) = \frac{1}{2} [M(3) + M(2)] = \frac{1}{9} [(1, 2, 3) + (7, 8, 9) + (1, 7) + (2, 9) + (3, 8)]$	2 тригональные пирамиды, 3 диэдра, 6 моноэдров
$\bar{3}m$, тригональный скаленоэдр Рисунок, <i>b</i> ромбоэдр, гексагональная дипирамида, дигексагональная призма, гексагональная призма, пинакоид	$M(\bar{3}m) = \frac{1}{3} [M(3) + M(m) + M(2)] = \frac{1}{24} [(1, 2, 3) + (4, 5, 6) + (7, 8, 9) + (10, 11, 12) + (1, 4) + (2, 6) + (3, 5) + (11, 8) + (7, 12) + (10, 9) + (4, 7) + (2, 12) + (6, 8) + (3, 11) + (5, 9) + (1, 10)]$	2 тригональных трапецоэдра, 2 дитригональные пирамиды, 2 ромбоэдра, 4 тригональные пирамиды, 3 ромбические призмы, 6 диэдров, 12 моноэдров

Точечные группы симметрии и простые формы	Упрощенные формулы для подсчета меры диссимметрии	Ложные формы
4, тетрагональная пирамида Рисунок, г призма, моноэдр	$M(4) = \frac{1}{4} [(1, 2) + (2, 3) + (3, 4) + (4, 1)] =$ $= \frac{1}{4} (1, 2, 3, 4)$	2 диэдра, 4 моноэдра
4/m, тетрагональная дипирамида Рисунок, г тетрагональная призма, пинакоид	$M(4/m) = \frac{1}{2} [M(4) + M(m)] = \frac{1}{12} [(1, 2, 3, 4) +$ $+ (9, 10, 11, 12) + (1, 9) + (2, 10) + (3, 11) +$ $+ (4, 12)]$	2 тетрагональные пирамиды, 2 тетрагональных тетраэдра, 2 ромбических призмы, 4 диэдра, 4 пинакоида, 8 моноэдров
4mm, дитетрагональная пирамида Рисунок, г тетрагональная пирамида, дитетрагональная призма, тетрагональная призма, моноэдр	$M(4mm) = \frac{1}{2} [M(4) + M(m)] = \frac{1}{12} [(1, 2, 3, 4) +$ $+ (5, 6, 7, 8) + (1, 5) + (2, 8) + (4, 6) + (3, 7)]$	2 тетрагональные пирамиды, 2 ромбических пирамиды, 4 диэдра, 8 моноэдров
422, тетрагональный трапецоэдр Рисунок, г тетрагональная дипирамида, дитетрагональная призма, тетрагональная призма, пинакоид	$M(422) = \frac{1}{2} [M(4) + M(2)] = \frac{1}{12} [(1, 2, 3, 4) +$ $(13, 14, 15, 16) + (1, 13) + (2, 16) + (3, 15) +$ $+ (4, 14)]$	2 тетрагональные пирамиды, 2 ромбических тетраэдра, 4 диэдра, 8 моноэдров
4/mmm, дитетрагональная дипирамида Рисунок, г тетрагональная дипирамида, дитетрагональная призма, тетрагональная призма, пинакоид	$M(4/mmm) = \frac{1}{3} [M(4) + M(m) + M(m)] =$ $= \frac{1}{32} [(1, 2, 3, 4) + (5, 6, 7, 8) + (9, 10, 11, 12) +$ $+ (13, 14, 15, 16) + (1, 9) + (2, 10) + (3, 11) +$ $+ (4, 12) + (5, 13) + (6, 14) + (7, 15) + (8, 16) +$ $+ (1, 5) + (2, 8) + (4, 6) + (3, 7) + (9, 13) + (10, 16) +$ $+ (12, 14) + (11, 15)]$	2 тетрагональных трапецоэдра, 2 дитетрагональные пирамиды, 2 тетрагональные дипирамиды, 2 тетрагональных скаленоэдра, 4 тетрагональные пирамиды, 4 тетрагональных тетраэдра, 2 ромбических дипирамиды, 4 ромбических тетраэдра, 4 ромбических пирамиды, 4 ромбических призмы, 8 диэдров, 8 пинакоидов, 16 моноэдров
4̄, тетрагональный тетраэдр Рисунок, д тетрагональная призма, пинакоид	$M(\bar{4}) = \frac{1}{4} (1, 2, 3, 4)$	2 диэдра, 4 моноэдра
4̄2m, тетрагональный скаленоэдр Рисунок, д тетрагональный тетраэдр, тетрагональная дипирамида, дитетрагональная призма, тетрагональная призма, пинакоид	$M(\bar{4}2m) = \frac{1}{3} [M(\bar{4}) + M(m) + M(2)] =$ $= \frac{1}{16} [(1, 2, 3, 4) + (5, 6, 7, 8) + (1, 5) + (2, 8) +$ $+ (4, 6) + (3, 7) + (1, 8) + (2, 7) + (4, 5) + (3, 6)]$	2 тетрагональные пирамиды, 2 ромбических тетраэдра, 4 диэдра, 8 моноэдров
6, гексагональная пирамида Рисунок, e гексагональная призма, моноэдр	$M(6) = \frac{1}{6} (1, 2, 3, 4, 5, 6)$	2 тригональные пирамиды, 3 диэдра, 6 моноэдров

Продолжение

Точечные группы симметрии и простые формы	Упрощенные формулы для подсчета меры диссимметрии	Ложные формы
<p>$6/m$, гексагональная дипирамида Рисунок, е гексагональная призма, пинакоид</p>	$M(6/m) = \frac{1}{2} [M(6) + M(m)] =$ $= \frac{1}{18} [(1, 2, 3, 4, 5, 6) + (13, 14, 15, 16, 17, 18) + (1, 13) + (2, 14) + (3, 15) + (4, 16) + (5, 17) + (6, 18)]$	<p>2 гексагональные пирамиды, 2 тригональные дипирамиды, 2 ромбоэдра, 4 тригональные пирамиды, 3 ромбические призмы или 2 ромбические призмы и 2 пинакоида, 6 диэдров или 4 диэдра и 2 пинакоида</p>
<p>$6mm$, дигексагональная пирамида Рисунок, е гексагональная пирамида, дигексагональная призма, гексагональная призма, моноэдр</p>	$M(6mm) = \frac{1}{2} [M(6) + M(m)] =$ $= \frac{1}{18} [(1, 2, 3, 4, 5, 6) + (7, 8, 9, 10, 11, 12) + (1, 7) + (2, 12) + (3, 11) + (4, 10) + (5, 9) + (6, 8)]$	<p>2 гексагональные пирамиды, 2 дитригональные пирамиды, 4 тригональные пирамиды, 3 ромбические пирамиды, 6 диэдров, 12 моноэдров</p>
<p>622, гексагональный трапецоэдр Рисунок, е гексагональная дипирамида, дигексагональная призма, гексагональная призма, пинакоид</p>	$M(622) = \frac{1}{2} [M(6) + M(2)] =$ $= \frac{1}{18} [(1, 2, 3, 4, 5, 6) + (19, 20, 21, 22, 23, 24) + (1, 19) + (2, 24) + (3, 23) + (4, 22) + (5, 21) + (6, 20)]$	<p>2 гексагональные пирамиды, 2 тригональных трапецоэдра, 4 тригональные пирамиды, 3 ромбических тетраэдра, 6 диэдров, 12 моноэдров</p>
<p>$6/mmm$, дигексагональная дипирамида Рисунок, е гексагональная дипирамида, дигексагональная призма, пинакоид</p>	$M(6/mmm) = \frac{1}{3} [M(6) + M(m) + M(m)] =$ $= \frac{1}{48} [(1, 2, 3, 4, 5, 6) + (7, 8, 9, 10, 11, 12) + (13, 14, 15, 16, 17, 18) + (19, 20, 21, 22, 23, 24) + (1, 13) + (2, 14) + (3, 15) + (4, 16) + (5, 17) + (6, 18) + (7, 19) + (8, 20) + (9, 21) + (10, 22) + (11, 23) + (12, 24) + (1, 12) + (2, 11) + (3, 10) + (4, 9) + (5, 8) + (6, 7) + (13, 24) + (14, 23) + (15, 22) + (16, 21) + (17, 20) + (18, 19)]$	<p>2 гексагональных трапецоэдра, 2 дигексагональные пирамиды, 2 гексагональные дипирамиды, 2 дитригональные дипирамиды, 4 гексагональные пирамиды, 4 тригональные дипирамиды, 2 тригональных скаленоэдра, 4 тригональных трапецоэдра, 4 дитригональных пирамиды, 4 ромбоэдра, 8 тригональных пирамид, 3 ромбические дипирамиды, 6 ромбических тетраэдров, 6 ромбических пирамид, 6 ромбических призм, 12 диэдров, пинакоидов, 24 моноэдра</p>
<p>$\bar{6}$, тригональная дипирамида Рисунок, ж тригональная призма, пинакоид</p>	$M(\bar{6}) = \frac{1}{2} [M(3) + M(m)] = \frac{1}{9} [(1, 2, 3) + (4, 5, 6) + (1, 4) + (2, 5) + (3, 6)]$	<p>2 тригональные пирамиды, 3 диэдра, 6 моноэдров</p>
<p>$\bar{6}2m$, дитригональная дипирамида Рисунок, ж гексагональная дипирамида, тригональная дипирамида, гексагональная призма, дитригональная призма, тригональная призма, пинакоид</p>	$M(\bar{6}2m) = \frac{1}{3} [M(3) + M(m) + M(m)] =$ $= \frac{1}{24} [(1, 2, 3) + (4, 5, 6) + (7, 8, 9) + (10, 11, 12) + (1, 7) + (2, 9) + (3, 8) + (6, 11) + (5, 12) + (4, 10) + (1, 4) + (2, 5) + (3, 6) + (7, 10) + (8, 11) + (9, 12)]$	<p>2 тригональные дипирамиды, 2 дитригональные дипирамиды, 2 тригональных трапецоэдра, 4 тригональные пирамиды, 3 ромбические пирамиды, 6 диэдров, 12 моноэдров</p>

Точечные группы симметрии и простые формы	Упрощенные формулы для подсчета меры диссимметрии	Ложные формы
Кубическая сингония		
<p>23, пентагонритетраэдр Рисунок, з тетрагонритетраэдр, тригонритетраэдр, пентагондодекаэдр, ромбододекаэдр, тетраэдр, куб</p>	$M(23) = \frac{1}{2} [M(3) + M(3)] = \frac{1}{24} [(1, 2, 3) + (5, 8, 10) + (3, 5, 11) + (4, 9, 11) + (6, 7, 12) + (1, 6, 10) + (2, 4, 12) + (7, 8, 9)]$	<p>4 тригональные пирамиды или 3 тригональные пирамиды и тригональная призма, 3 ромбических тетраэдра, 6 диэдров, 12 моноэдров</p>
<p>$\bar{m}3$, дидодекаэдр Рисунок, з тетрагонтриоктаэдр, тригонтриоктаэдр, пентагондодекаэдр, ромбододекаэдр, октаэдр, куб</p>	$M(\bar{m}3) = \frac{1}{3} [M(3) + M(3) + M(m)] = \frac{1}{60} [(1, 2, 3) + (14, 21, 22) + (4, 9, 11) + (13, 19, 23) + (16, 17, 18) + (6, 7, 12) + (5, 8, 10) + (15, 20, 24) + (7, 8, 9) + (1, 10, 6) + (2, 12, 4) + (3, 5, 11) + (21, 15, 18) + (14, 17, 19) + (22, 23, 24) + (13, 16, 20) + (1, 13) + (2, 14) + (3, 15) + (4, 16) + (22, 10) + (23, 11) + (24, 12) + (5, 17) + (6, 18) + (8, 20) + (7, 19) + (9, 21)]$	<p>2 пентагонритетраэдра, 4 ромбоэдра или 3 ромбоэдра и гексагональная призма, 8 тригональных пирамид, 6 тригональных пирамид и 2 тригональные призмы, 3 ромбические дипирамиды, 6 ромбических тетраэдров, 6 ромбических пирамид, 6 ромбических призм, 12 диэдров, 12 пинакоидов, 24 моноэдра</p>
<p>$\bar{4}3m$, гексатетраэдр Рисунок, и тригонритетраэдр, тетрагонритетраэдр, тетрагексаэдр, ромбододекаэдр, тетраэдр, куб</p>	$M(\bar{4}3m) = \frac{1}{3} [M(3) + M(3) + M(m)] = \frac{1}{60} [(1, 2, 3) + (25, 26, 27) + (32, 34, 38) + (9, 11, 4) + (6, 7, 12) + (31, 36, 29) + (5, 8, 10) + (35, 33, 30) + (31, 32, 33) + (7, 8, 9) + (1, 10, 6) + (25, 36, 30) + (2, 12, 4) + (26, 35, 28) + (3, 11, 5) + (27, 34, 29) + (4, 28) + (3, 27) + (1, 26) + (2, 25) + (11, 32) + (9, 34) + (5, 30) + (6, 29) + (8, 35) + (31, 12) + (36, 7) + (10, 33)]$	<p>2 пентагонритетраэдра, 3 тетрагональных скаленоэдра, 6 тетрагональных тетраэдров, 4 дитригональные пирамиды или 3 дитригональные пирамиды и дитригональная призма или 3 дитригональные пирамиды и гексагональная пирамида, 8 тригональных пирамид или 6 тригональных пирамид и 2 тригональные призмы, 6 ромбических тетраэдров, 6 ромбических пирамид, 12 диэдров, 24 моноэдра</p>
<p>432, пентагонтриоктаэдр Рисунок, к тетрагонтриоктаэдр, тетрагексаэдр, ромбододекаэдр, октаэдр, куб</p>	$M(432) = \frac{1}{2} [M(4) + M(3)] = \frac{1}{48} [(1, 42, 9, 47) + (5, 45, 12, 37) + (3, 7, 41, 48) + (2, 8, 40, 46) + (6, 11, 37, 44) + (4, 38, 10, 43) + (1, 2, 3) + (38, 40, 47) + (37, 42, 48) + (4, 9, 11) + (43, 44, 45) + (6, 7, 12) + (5, 8, 10) + (39, 41, 46)]$	<p>2 пентагонритетраэдра, 3 тетрагональных трапецоэдра, 6 тетрагональных пирамид, 4 тригональных трапецоэдра или 3 тригональных трапецоэдра и дитригональная призма, или 3 тригональных трапецоэдра и тригональная дипирамида, 8 тригональных пирамид или 6 тригональных пирамид и 2 тригональные призмы, 6 ромбических тетраэдров, 12 диэдров, 24 моноэдра</p>
<p>$m\bar{3}m$ гексаоктаэдр Рисунок, к тетрагонтриоктаэдр, тригонтриоктаэдр, тетрагексаэдр, ромбододекаэдр, октаэдр, куб</p>	$M(m\bar{3}m) = \frac{1}{3} [M(4) + M(3) + M(\bar{1})] = \frac{1}{120} [(1, 42, 9, 47) + (21, 32, 13, 25) + (5, 45, 12, 39) + (24, 29, 17, 35) + (3, 48, 7, 41) + (27, 14, 33, 20) + (40, 2, 46, 8) + (19, 26, 15, 31) + (22, 34, 16, 30) + (37, 11, 44, 6) + (28, 23, 36, 18) + (4, 38, 10, 43) + (1, 2, 3) + (25, 26, 21) +$	<p>2 пентагонтриоктаэдра, 2 гексатетраэдра, 2 дидодекаэдра, 4 пентагонритетраэдра, 3 дитетрагональные дипирамиды, 6 тетрагональных трапецоэдров, 6 дитетрагональных пирамид, 6 тетрагональных дипирамид, 6 тетра-</p>

Точечные группы симметрии и простые формы	Упрощенные формулы для подсчета меры диссимметрии	Ложные формы
	$ \begin{aligned} &+(21, 14, 22) + (47, 38, 40) + (42, 48, 37) + \\ &+(32, 34, 28) + (9, 11, 4) + (13, 23, 19) + \\ &+(16, 17, 18) + (44, 45, 43) + (6, 7, 12) + \\ &+(31, 36, 29) + (5, 8, 10) + (24, 15, 20) + \\ &+(39, 46, 41) + (35, 33, 30) + (1, 13) + (25, 47) + \\ &+(2, 14) + (26, 48) + (3, 15) + (22, 10) + (38, 34) + \\ &(23, 11) + (39, 35) + (24, 12) + (37, 36) + (28, 44) + \\ &+(5, 17) + (29, 45) + (6, 18) + (30, 43) + (41, 31) + \\ &+(19, 7) + (20, 8) + (42, 32) + (40, 33) + (21, 9) + \\ &+(27, 46) + (4, 16) \end{aligned} $	<p>гональных скаленоездр, 12 тетрагональных пирамид, 4 тригональных скаленоедра или 3 тригональных скаленоедра и дитетрагональная призма, или гексагональная дипирамида и 3 тригональных скаленоедра, 8 тригональных трапецеэдров или 6 тригональных трапецеэдров и 2 дитригональные призмы, 8 дитригональных пирамид или 6 дитригональных пирамид и 2 дитригональные призмы, или 2 гексагональные пирамиды и 6 дитетрагональных пирамид, 8 ромбоэдров или 6 ромбоэдров и 2 гексагональные призмы, 16 тригональных пирамид или 12 тригональных пирамид и 4 тригональные призмы, 6 ромбических дипирамид, 12 ромбических тетраэдров, 12 ромбических пирамид, 12 ромбических призм, 24 диэдра, 24 пинакоида, 48 моноэдров</p>

Упрощенные формулы для многогранников с гранями частного положения

Куб Рисунок, л	$ M\left(\frac{m3m}{001}\right) = \frac{1}{4} [M_1(3) + M_2(3) + M_3(3) + M_4(3)] = \frac{1}{24} [(1, 2, 5) + (3, 4, 6) + (4, 1, 6) + (1, 5, 4) + (2, 3, 6) + (3, 5, 4) + (2, 1, 6) + (2, 3, 5)] $
Тетраэдр Рисунок, л	$ M\left(\frac{43m}{111}\right) = \frac{1}{3} [M_1(4) + M_2(4) + M_3(4)] = \frac{1}{12} [(1, 6, 3, 8) + (1, 8, 6, 3) + (1, 6, 8, 3)] $
Октаэдр Рисунок, м	$ M\left(\frac{m3m}{111}\right) = \frac{1}{3} [M_1(4) + M_2(4) + M_3(4)] = \frac{1}{24} [(1, 2, 3, 4) + (5, 6, 7, 8) + (1, 4, 8, 5) + (2, 3, 7, 6) + (1, 2, 6, 5) + (4, 3, 7, 8)] $
Ромбододекаэдр Рисунок, н	$ M\left(\frac{m3m}{110}\right) = \frac{1}{3} [M_1(4) + M_2(4) + M_3(4)] = \frac{1}{36} [(1, 3, 7, 8) + (4, 5, 11, 10) + (2, 6, 12, 9) + (1, 2, 4, 9) + (3, 5, 10, 8) + (6, 7, 12, 11) + (2, 3, 6, 5) + (1, 7, 11, 4) + (8, 12, 10, 9)] $
Пентагондодэкаэдр Рисунок, о	$ M\left(\frac{m\bar{3}}{hko}\right) = \frac{1}{3} [M_1(3) + M_2(3) + M(\bar{1})] = \frac{1}{30} [(1, 2, 3) + (4, 6, 7) + (5, 11, 8) + (9, 10, 12) + (2, 4, 5) + (1, 6, 9) + (7, 11, 12) + (3, 8, 10) + (1, 10) + (4, 11) + (2, 12) + (6, 8) + (3, 9) + (7, 5)] $
Тетрагексаэдр Рисунок, п	$ M\left(\frac{m3m}{hko}\right) = \frac{1}{3} [M(4) + M(3) + M(\bar{1})] = \frac{1}{60} [1, 2, 3, 4) + (6, 9, 19, 20) + (7, 10, 18, 21) + (5, 12, 20, 23) + (11, 17, 24, 8) + (13, 14, 15, 16) + (1, 6, 10) + (4, 5, 9) + (2, 7, 11) + (3, 8, 12) + (13, 18, 22) + (14, 19, 23) + (15, 20, 24) + (16, 17, 21) + (1, 16) + (2, 13) + (3, 14) + (4, 15) + (5, 20) + (6, 17) + (7, 18) + (8, 19) + (9, 24) + (10, 21) + (11, 22) + (12, 23)] $

Поэтому процедура пользования таблицей состоит в следующем. Вначале определяется, является ли данный набор граней одной простой искаженной формой или несколькими. Затем грани, отнесенные к одной форме, нумеруются в соответствии с обозначениями на стереографической проекции и по соответствующей формуле подсчитывается мера их диссимметрии.

Отметим, что тема данного исследования лежит на стыке двух дисциплин — теории симметрии и минералогии, которые используют разнородные подходы к проблеме ложных (вынужденных) форм. Поэтому заметим, что меры диссимметрии вычисляются на базе абстрактных свойств теории групп симметрии. С помощью вычисления диссимметрии невозможно различать абстрактно изоморфные группы, например $\bar{1}$, m и 2 . Вследствие этого преобразование $\bar{1}$, m или 2 идентифицируются непосредственно при изучении самого образца — кристаллического индивида. Внешне это выражается в том, что помимо сопоставления площадей двух граней и вычисления меры их диссимметрии по соответствующей формуле исследователь идентифицирует и их принадлежность (пинакоиду $\bar{1}$, осевой диэдру 2 , бесосный диэдру m) к той или иной искаженной (вынужденной) форме.

Для облегчения использования таблицы в ней даны формулы для всех 32 точечных групп (и 47 форм), а не только для 18 абстрактно-изоморфных.

Помимо этого, для сокращения числа рисунков несколько простых форм изображены на одной стереографической проекции, если они соподчинены друг с другом. Например, с помощью рисунка иллюстрируется вывод мер диссимметрии по группам $\bar{1}$, m , 2 , $2/m$, 222 , $2mt$ и mtt . Для каждой из них значимыми полагаются только те грани, номера которых фигурируют в формуле, а все остальные считаются как бы не существующими.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубов П. Л., Шафрановский И. И., Шафрановский Г. И. Меры диссимметрии искаженных кристаллических форм. — Кристаллография, 1981, т. 26, вып. 6, с. 1293—1300.
2. Шафрановский И. И., Шафрановский Г. И. Таблицы ложных простых форм искаженных кристаллов. — Зап. ЛГИ, 1977, т. 74, вып. 2, с. 75—86.

В. А. Попов

К МОРФОЛОГИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ СТРУКТУР МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ

Наряду с минеральным составом структура горной породы является важнейшим диагностическим и классификационным признаком [9, 14, 22]. Е. С. Федоров [22] считал структуру горных пород даже более важным признаком для их определения, поскольку в ней заложена информация о генезисе горных пород.

Чтобы назвать структуру горной породы, надо произвести структурный анализ. Что такое структура горной породы и какие задачи ставятся при структурном анализе ее? Исходя из представлений об уровнях организации вещества [8, 20], горная порода соответствует уровню минеральных агрегатов, где элементами являются минеральные индивиды, а устойчивый тип связи между ними есть структура. Чем характеризуется тип связи горной породы? Большинство исследователей склонно характеризовать его размерами, формами и взаимными отношениями элементов [3, 8, 9, 14, 20]. Эти признаки структуры горной породы, очевидно, положены в основу типизации связи между элементами для решения совершенно определенных задач. Если минералы характеризуют физико-химические условия кристаллизации, то структура агрегата — изменение или постоянство условий во времени и пространстве (кинетические, динамические и другие физические параметры).

Данное критическое рассмотрение состояния структурного анализа обусловлено длительным застоём в этом вопросе петрологии, в то время как минералогический (определение минералов) и физико-химический (парагенетический) анализы ушли далеко вперед. Все же представляется, что хороший парагенетический анализ горной породы можно провести только после хорошего структурного анализа [8, 9]. По существу структура породы предопределяется ее историей, т. е. онтогенезом горной породы. Историей горной породы должна заниматься онтогенетическая петрография.

Важность и огромные возможности онтогенетического подхода в структурном анализе горной породы хорошо продемонстрированы в книге А. Г. Жабина [8], но в ней он детально не касался общего запутанного состояния вопроса. Начнем с анализа широко распространенных терминов из учебников петрографии и структурных справочников, которыми пользуются все специалисты и по ним готовятся к работе студенты.

„Аллоотриоморфнозернистая (син. паналлотриоморфнозернистая структура [греч. „аллотриос“ — чужой] ... обусловлена тем, что минералы, слагающие породу, не имеют характерных кристаллографических очертаний” [14, с. 27 и 110]. На рис. 1 представлена типичная аллотриоморфнозернистая структура. Независимо от интерпретации возрастных соотношений минералов можно констатировать: термин этимологически неверен. На минеральных индивидах в данном случае нет ни чужой, ни своей формы. Индивиды в плоском сечении имеют скорее всего индукционные (компромиссные) поверхности одновременного роста. Такие поверхности в одинаковой мере характеризуют все соприкасающиеся индивиды и ни один из них не имеет собственной (идиоморфной) или чужой (аллотриоморфной, ксеноморфной) огранки.

„Панидиоморфнозернистая структура... — структура пород, в которых большинство минералов имеет хотя бы частично свойственные им формы” [14, с. 110]. В справочнике [14] приведено более 20 иллюстраций панидиоморфнозернистой структуры в различных породах. Но ни на одной из них нельзя строго доказать наличие идиоморфных индивидов или частей их. Особенно это относится к мономинеральным породам (диаллагит, горнблендит и др.). На иллюстрациях видны плоские сечения агрегатов минералов, кристаллизовавшихся одновременно, т. е. опять-таки имеющих друг с другом индукционные поверхности, как и в случае паналлотриоморфнозернистых структур агрегатов. Подобные примеры (рис. 2) даны и в других книгах [21]. Логически анали-

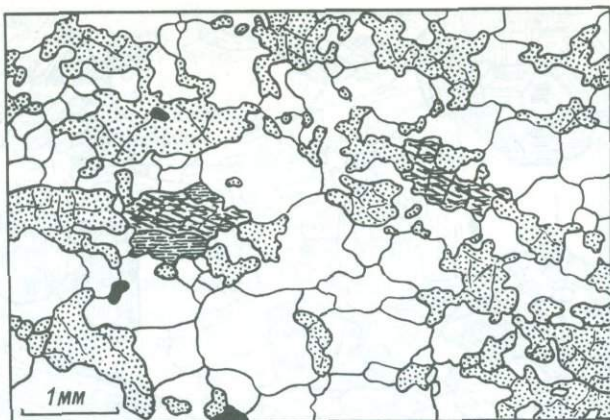


Рис. 1. Аллотриоморфнозернистая структура троктолита из стратифицированного интрузива горы Булка в Западном Саяне. Шлиф, без анализатора. Рисунок по [14].

Троктолит состоит из 77% битовнита (белое), 21% оливина (крап), примеси моноклинного пироксена и титанистой роговой обманки (штрихи) и титаномагнетита (черное).

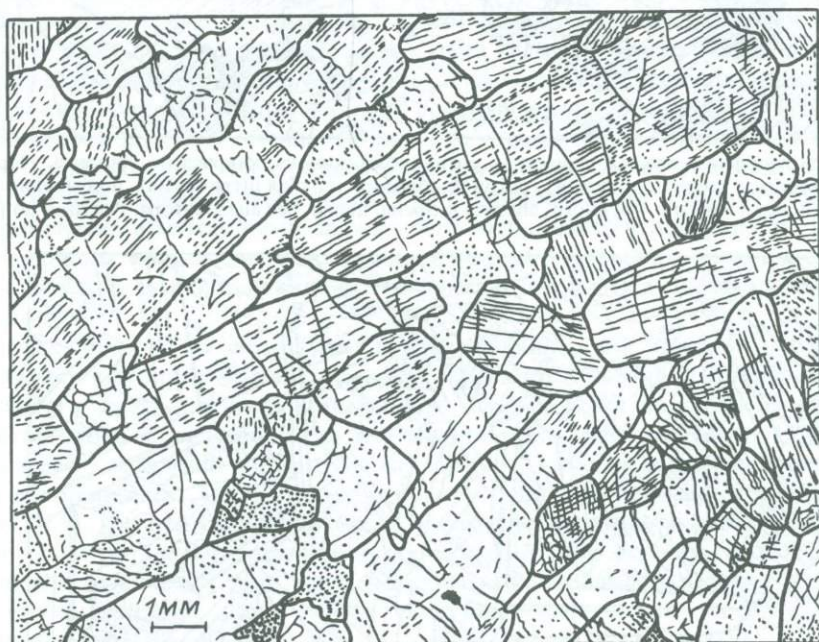


Рис. 2. Панидиоморфнозернистая структура в бронзитите. Между более крупными индивидами бронзита видны мелкие индивиды моноклинного пироксена. Шлиф, без анализатора. Рисунок по [21].

зируя термин „панидиоморфнозернистая структура”, также легко прийти к выводу о его абсурдности: не могут минеральные индивиды в породе (особенно мономинеральной) так дорости друг до друга в случайной ориентировке, чтобы выполнить пространство с сохранением идиоморфной поверхности.

„Гипидиоморфнозернистая структура... — беспорядочнозернистая структура глубоких пород сложного состава, характеризующаяся различной степенью идиоморфизма минералов. Разновидностями гипидиоморфнозернистой структуры являются гранитовая, монцонитовая, офитовая, сидеронитовая” [14, с. 46]. Рассмотрим, что понимается под различной степенью идиоморфизма минералов на конкретных примерах (рис. 3 и 4). Так, утверждается (рис. 3), что роговая обманка обладает отчетливо выраженным идиоморфизмом по отношению к плагиоклазу [14, с. 155], а роговая обманка и плагиоклаз идиоморфны по отношению к „совершенно неправильным ксеноморфным” зернам кварца. Такое утверждение нельзя признать справедливым. На рис. 3 в центре и чуть слева от него хорошо видны довольно извилистые границы зерен роговой обманки с плагиоклазом, а чуть правее центра — усложненные контуры роговой обманки в зерне

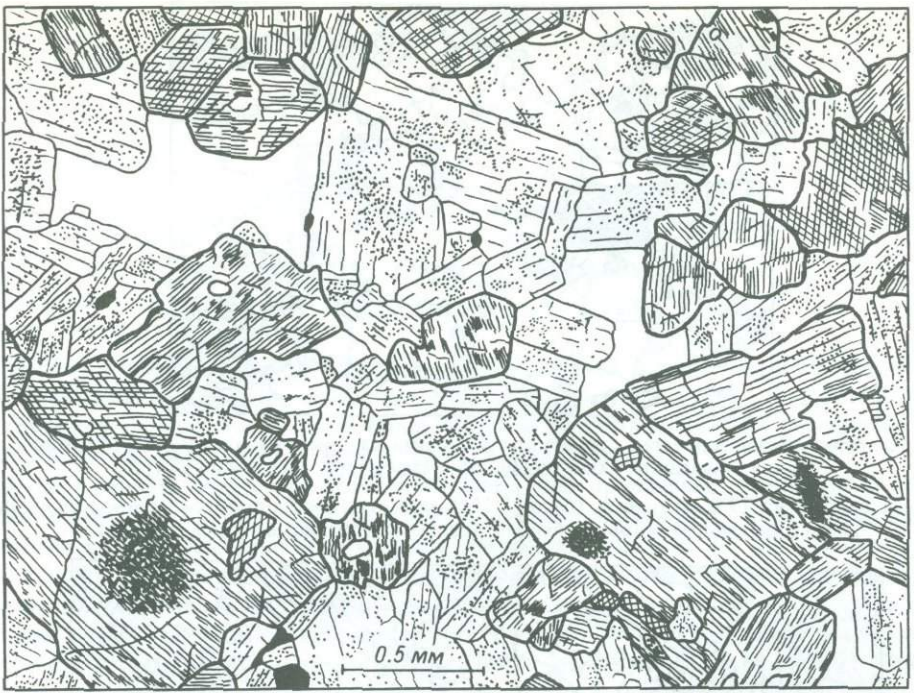


Рис. 3. Гипидиоморфнозернистая структура роговообманкового кварцевого диорита. Порода состоит из плагиоклаза (зерна с точками), роговой обманки (грубая штриховка), подчиненного кварца (белое) и акцессорных – рудного, апатита и сфена. Шлиф, без анализатора. Рисунок по [14].

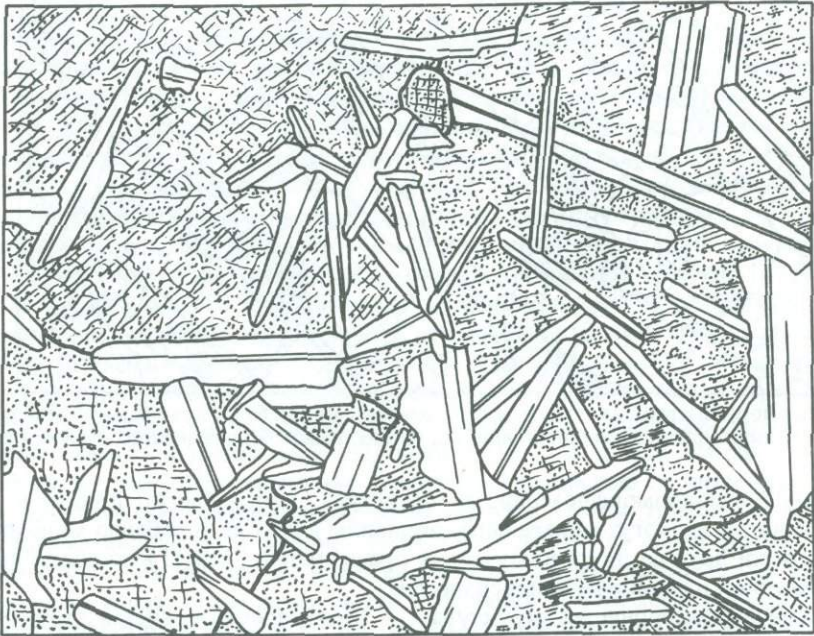
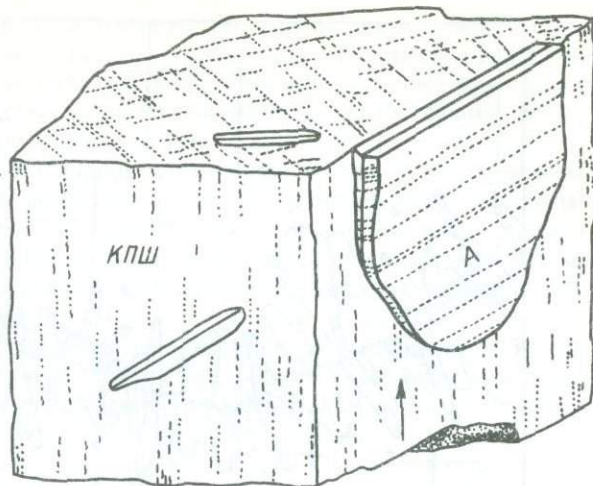


Рис. 4. Пойкилообитовая структура в габбро. Таблитчатые кристаллы плагиоклаза образуют вроски в моноклинном пироксене (точки). Шлиф, без анализатора, увел. 30. Рисунок по [21].

кварца. Справа внизу рис. 3 видно „идиоморфное” зерно роговой обманки в более крупном индивиде роговой обманки, что представляется совершенно невозможным для синхронных соприкасающихся минералов. Все эти эффекты „идиоморфизма” связаны с плоским сечением минерального агрегата. По „относительному идиоморфизму” в этой магматической породе следовало бы ожидать следующую последовательность кристаллизации минералов: роговая обманка → плагиоклаз → кварц. В таком случае в конце кристаллизации мы не имеем эвтектики. В данном случае „относительный идиомор-

Рис. 5. Отпрепарированный росток клевеландита (альбита — А) на обломке крупного индивида калишпата (КПШ). Схематический рисунок.

Стрелкой показано направление от центра кристалла калишпата к периферии.



физм” привел нас к ложной интерпретации. По приведенному плоскому сечению хорошо видно, что поверхности между всеми индивидами минералов должны интерпретироваться как индукционные (одновременного роста), ни один из минералов не обладает идиоморфизмом. Вследствие отсутствия данных по анатомии индивидов невозможно сказать, одновременно ли началась кристаллизация разных минералов, но закончился их рост одновременно (эвтектика).

Такие же наблюдения и выводы можно сделать и на других примерах гипсидиоморфнозернистых структур. Особенно яркий пример (рис. 4) приведен в учебнике И. Ф. Трусовой и В. И. Чернова [21]. Здесь как будто не может возникнуть сомнений в идиоморфизме плагиоклаза по отношению к пироксену. Однако мы сделали бы неверное заключение, поддавшись „очевидной” простоте интерпретации таких взаимоотношений минералов в плоском сечении. На рисунке хорошо видно, что некоторые зерна плагиоклаза „идиоморфны” по отношению к другим зернам плагиоклаза. Совершенно ясно, что разные индивиды плагиоклаза при соприкосновении в силикатной магме росли одновременно, и между ними должны быть индукционные поверхности. Индукционные поверхности действительно угадываются по деталям границ в плоском сечении. Они есть как между разными индивидами плагиоклаза, так и между индивидами плагиоклаза и пироксена.

Таким образом, на нескольких примерах видно, что „относительный идиоморфизм” является неопределенным термином, ведущим к неверной интерпретации последовательности кристаллизации минералов в агрегатах. Он построен на интуитивном восприятии наблюдателем ровности или извилистости границ зерен минералов в плоском препарате: если чаще видны ровные границы, то более редкие неровные границы как бы игнорируются. Анализ геометрического отбора в трехмерном пространстве показывает [16], что при синхронном росте разных по величине и форме кристаллов минералов возникает весьма различный структурный узор агрегата в плоском сечении с кажущейся различной „степенью идиоморфизма” минералов. Однако тип поверхностей между индивидами один и тот же — индукционные поверхности совместного одновременного роста.

Для дальнейшей работы по определению последовательности кристаллизации минералов в горных породах необходимо отказаться от использования интуитивного понятия „степени идиоморфизма минералов”, а применять объемный морфологический анализ структур с использованием приемов онтогении минералов [6, 8]. Относительный идиоморфизм надо понимать в прямом значении: такой-то минерал идиоморфен по отношению к такому-то минералу и ксеноморфен по отношению к другому минералу. Определение типа поверхности должно быть объемным, что делается препарированием индивидов, получением анатомической картины их либо, при определенном навыке, внимательным анализом плоских сечений в шлифах и полировках.

В качестве примера рассмотрим включения альбит-клевеландита в калишпате, когда клевеландит образует мелкие сдвойникованные пластинки в более крупных индивидах изометричного калишпата (рис. 5). Видно, что в сечении альбит как будто идиоморфен по отношению к калишпату и производит впечатление метакристаллов. Объемное изучение клевеландитовых пластинок в большинстве случаев обнаруживает наличие на них сильно уплощенных индукционных поверхностей (рис. 5). В многочисленных случаях препарирования клевеландитовых пластинок в калишпате из пегматитов Карелии, Урала, Забайкалья нам так и не удалось найти собственно

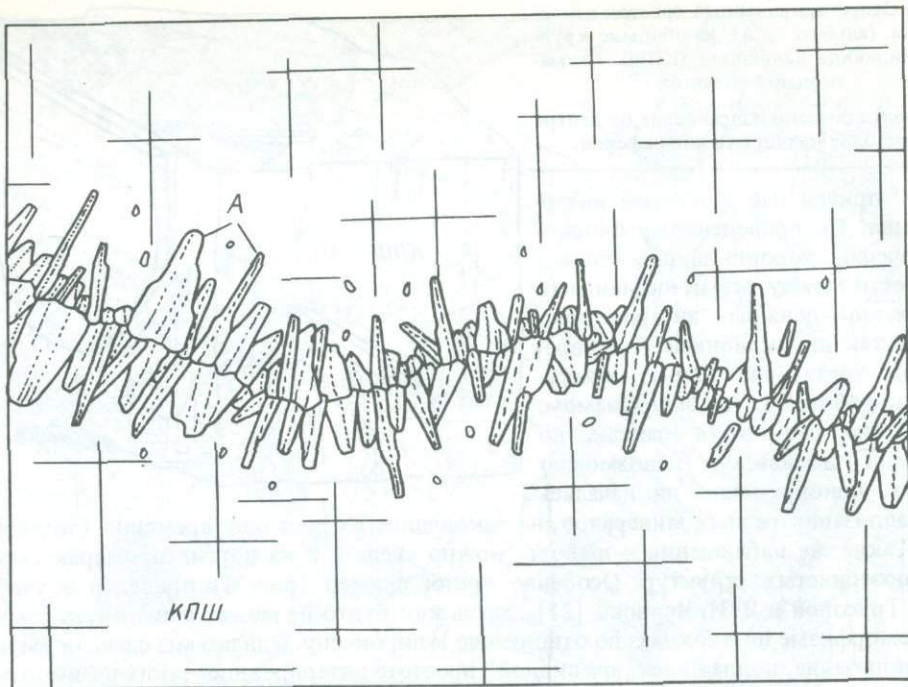


Рис. 6. Альбит-амазонитовый прожилок выполнения в крупном индивидуе амазонита (КПШ). Сначала альбита (А) мало, но к концу зарастания прожилка он преобладает. Схематический рисунок.

метакристаллов альбита. Это не значит, что таких метакристаллов не бывает, но они не столь часты, как это отмечается в литературе.

Еще более интересный пример отмечен нами в пегматитах Урала. Здесь встречаются крупные индивидуы амазонита с прожилками выполнения тектонических трещин в нем (рис. 6). В прожилках фиксируется кварц, альбит, топаз и новая генерация амазонита (обычно более яркого зеленого оттенка). В разных случаях соотношения названных минералов различны. В том числе встречаются случаи, когда с новым амазонитом рос преимущественно альбит-клевеландит. Новый амазонит нарастает на старый амазонит строго ориентированно, и в обычном петрографическом шлифе они не сильно различаются. Альбит же выглядит метакристаллами, выросшими от волосовидной трещины (рис. 6). Однако специальные приемы анатомирования индивидуов (нейтронно-активационная радиография и др.) и препарирование поверхностей между индивидуями показывают, что трещина была значительной по мощности, и в ней происходила совместная одновременная кристаллизация клеветандита с новым амазонитом. Таким образом, еще раз убеждаемся, насколько конвергентны в плоском сечении признаки последовательности кристаллизации минералов.

По-видимому, для практической работы петрографу, литологу, минералогу полезно различать следующие генетические типы поверхностей на минеральных индивидуах: идиоморфная, ксеноморфная, индукционная, грануломорфная, рекристалломорфная, реоморфная, поверхности растворения, оплавления, дробления и окатывания.

Идиоморфная — это собственная форма кристаллов с ростовой поверхностью (гранные формы, скелеты, антискелеты, многоглавые регенерационные формы и др.). Весьма сложной и извилистой границей могут обладать в сечении блочные, многоглавые, расщепленные и скелетные кристаллы, однако это еще не признак ксеноморфизма.

Ксеноморфная — поверхность отпечатывания чужой формы. Естественно, чужая форма для рассматриваемого индивидуа должна быть своей (идиоморфной) формой для другого индивидуа. Часто ксеноморфную поверхность путают с индукционной, что недопустимо при снятии генетической информации.

Индукционная — компромиссная поверхность, возникающая в процессе борьбы за пространство двух или более увеличивающихся в объеме тел. Детали строения индукционных поверхностей неоднократно описаны в литературе [8]. Судя по тому, что в геолого-минералогических работах индукционная поверхность как признак одновременного роста минералов используется очень редко, можно говорить о его неусвоенности

большинством исследователей. Еще реже встречается понимание связи между видом индукционной поверхности, величиной и формой кристаллов: игольчатые кристаллы и пластинчатые, а также мелкие зерна в синхронных крупных изометричных кристаллах имеют индукционные поверхности, весьма мало отклоняющиеся от собственных форм, поэтому в сечениях всегда кажутся идиоморфными (рис. 4 и 5).

Грануломорфная — поверхность полиэдров перекристаллизации (с укрупнением зерна). Полиэдры перекристаллизации покрыты „гранями”, в общем случае не совпадающими с кристаллографической огранкой. Обычно эти „границы” не являются плоскостями, они плавно изогнуты. Полиэдры перекристаллизации не бывают неизометричными, первично сдвойникованными, зональными, секториальными, блочными, расщепленными, более одного сантиметра в поперечнике [17].

Другие генетические типы поверхностей в данной работе рассматривать не будем. Подчеркнем еще раз, что для структурного анализа важны именно эти типы поверхностей (идиоморфная, ксеноморфная, индукционная, грануломорфная и т. д.), их точное определение, а не „относительный идиоморфизм” в плоских сечениях.

О принципах систематики структур минеральных агрегатов. Структурный анализ минеральных агрегатов производится для сугубо практических целей. С одной стороны, он необходим для определения горных пород и их особенностей при геологическом картировании, с другой — его используют в технологических целях при минералогическом, минерало-технологическом картировании рудных тел и месторождений.

Минеральные агрегаты слагают конкретные парагенезисы, горные породы, руды. В зависимости от определений их находится определение структуры агрегата. Сейчас нет общепринятого определения парагенезиса минералов [24]. Трудности еще более подчеркиваются отсутствием удовлетворительных классификаций структур, что осложняет их поиск в определителях и атласах. Так, в определителе М. П. Исаенко [10] дана таблица для определения структур руд, где поиск можно осуществлять, предварительно зная генезис минерального агрегата. В работе Г. Т. Волостных и Д. В. Рундквиста [3] дана систематика структур метасоматических пород с использованием признаков соразмерности индивидов, ориентации их, облика кристаллов и идиоморфизма минералов. Это одна из удачных морфологических систематик. Однако если признак соразмерности учитывает все элементы (минеральные индивиды) породы, то облик индивидов (игольчатый, изометричный, пластинчатый), судя по рисунку, отнесен только к части минералов (за исключением случаев мономинеральных агрегатов), что не является удачным. Критика признака „по идиоморфизму” сделана выше.

Просмотр атласов структур горных пород и руд показал, что авторы неверно используют признак идиоморфизма минералов, многие названия структур даются на основе интуитивных непроверяемых умозаключений (особенно относительно явлений перекристаллизации), используется бытовая и жаргонная терминология („фестончатая”, „сердцевидная” и др.), много терминов, выведенных из „плоскостных” представлений („петельчатая”, „ситовидная” и др.), в то время как структура агрегата должна рассматриваться объемно. Большая трудность состоит в отличиях структур минеральных агрегатов от их текстур. Обычно геологические объекты развиваются длительно. В них возникают в разное время тела (элементы), связанные некоторой структурой, при этом структура ранних тел может не разрушаться при образовании более поздних тел. Возникают объекты, содержащие разновременные элементы, связанные разными структурами. Структуры как бы пронизывают друг друга, образуется агрегат в агрегате. Если минеральные агрегаты с определенными структурами занимают различные части пространства (объема), мы говорим о текстуре объекта (полосчатая, шпировая и т. д.). Если минеральные агрегаты совмещены, как бы вдвинуты друг в друга, то признать их текстурные, а не структурные соотношения мы обычно не решаемся, что нельзя признать логически верным. Рассмотрим это подробнее.

Представим себе зональные метасоматиты около кварцевой жилы, „рассеченные” зоной метасоматического вкрапленного пирита (рис. 7). Метакристаллы пирита образуют достаточно равномерную вкрапленность в разных минеральных агрегатах вдоль зоны пиритизации. Если зона пиритизации не откартирована как наложенная структура, то, имея образец любой породы с пиритом, мы обычно рассматриваем индивиды пирита как элемент структуры всей породы, в то время как его надо рассматривать и в качестве элемента текстуры горной породы. Здесь мы имеем совмещение в одном объеме

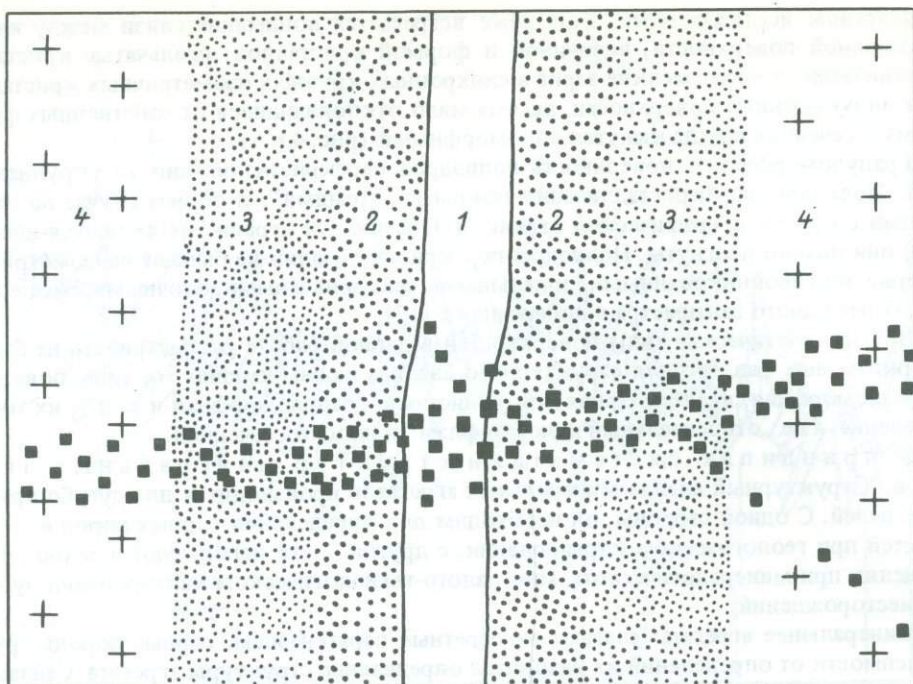


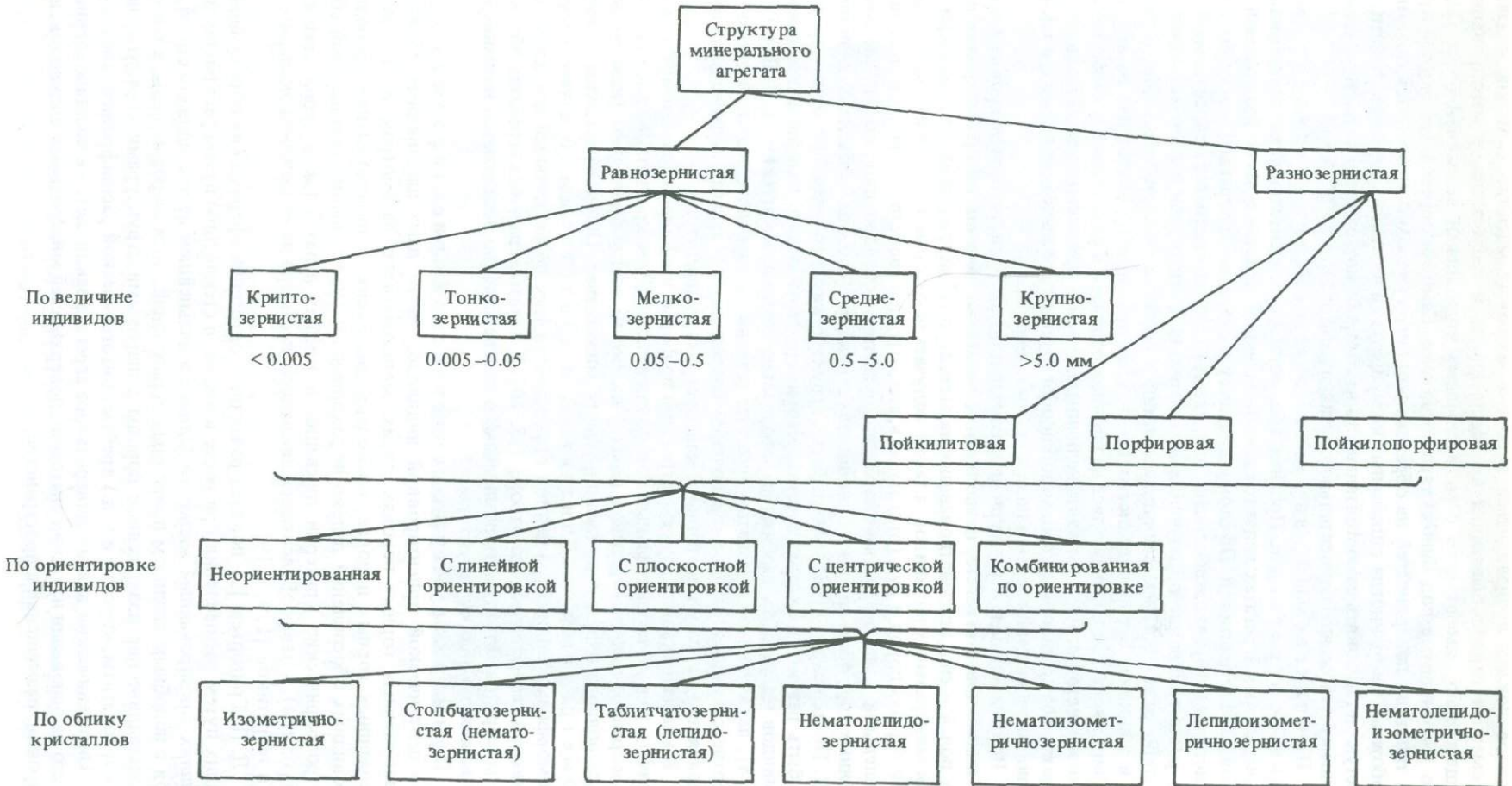
Рис. 7. Зональный метасоматит около кварцевой жилы в гранитах, и секущая зона пиритизации. 1 – жильный кварц, 2 – мусковит-кварцевый грейзен; 3 – слабо грейзенизированный гранит; 4 – гранит; черные квадратики – пирит.

двух или более одновременных минеральных агрегатов, между элементами которых свой тип связи (своя структура). На приведенном рисунке весьма очевидно показана секущая зона пиритизации. Обычно же продукты разных метасоматических процессов совмещаются в одних трещинных структурах и соответственно вопрос решается с меньшей наглядностью.

Совершенно также не замечаются текстурные взаимоотношения элементов в большинстве метасоматических пород или метасоматически частично измененных пород. Например, в серпентинизированном дуните часто называют структуру петельчатой [14], но ведь это только для новообразованного серпентина, а для реликтовых минералов надо назвать другую структуру. Две „вдвинутые друг в друга” структуры одновременных минеральных агрегатов образуют в целом текстурные взаимоотношения. Отметим также в последнем примере неудачность термина „петельчатая структура”, поскольку объемное рассмотрение преобразует „петли” в „каркас” жилок, в которых структура представлена параллельно-шестоватым агрегатом. Правильно определить горную породу, в том числе представленную метакристаллами, каркасом жилок и т. п., значит суметь закартировать ее в пространстве для практического использования.

Систематика структур минеральных агрегатов должна быть целесообразна, проста и удобна для обучения. Целесообразность рассматривается в плане применимости к целям геологического картирования (правильное определение видов горных пород и руд), а также воздействия симметрии среды на симметрию минерального агрегата (для восстановления направления действующих природных сил) и к целям минералого-технологического картирования (величина минеральных индивидов, соотношения зерен по величине, форма кристаллов). Удобство обучения означает универсальность систематики для любых генетических групп агрегатов и небольшое число классов.

Простота заключается в морфологической определенности используемых терминов, а также в относительной легкости получения структурной информации: для большинства минеральных агрегатов тип структуры должен определяться в поле визуально или под биноклем. Для петрографов и минераграфов этот тезис покажется кощунственным. Однако мы не исключаем работу со шлифами и аншлифами, в которых производится уточнение полевого определения минералов, снимается дополнительная информация. Но главная работа по определению структур и картированию минеральных



агрегатов должна производиться в поле в массовых масштабах. Можно сказать, что современная горнодобывающая промышленность и геологическое картирование преимущественно имеют дело с минеральными индивидами величиной более 0.05 мм, а это уже видимые под бинокляром частички. Само же определение формы кристаллов, типов их поверхностей на образцах под бинокляром производится объемно, мы освобождаемся от иногда ошибочных интерпретаций в плоских сечениях. Кстати, в поле зачастую легче понять самостоятельность некоторых метасоматических агрегатов по их секущему положению относительно других агрегатов.

Предлагаемый вариант систематики структур минеральных агрегатов. Признак абсолютной и относительной величины индивидов в минеральных агрегатах является всеобъемлющей, простой и легко измеряемой структурной характеристикой. По этому признаку минеральные агрегаты могут быть равнозернистыми и неравнозернистыми (см. схему), что определяется относительной скоростью роста синхронно образующихся минеральных индивидов в системах кристаллизации либо разнообразием садящихся частиц в системах осадкообразования (газообразных и жидких). В равнозернистых структурах произведено разделение по абсолютной величине зерна, где каждый класс на порядок отличается от соседних и нижней границей мелкозернистой структуры взята величина 0.05 мм — примерно на этом пределе ограничиваются возможности многих методов обогащения полезных ископаемых, а также возможности наблюдений зерен в поле под бинокляром.

Всеобъемлющей структурной характеристикой является ориентировка минеральных индивидов в агрегате, позволяющая делать заключения об ориентировке физических полей и сил, действовавших на агрегат, о геометрических условиях кристаллизации минеральных индивидов, а также получать некоторые технологические характеристики горных пород и руд (отдельность, анизотропию свойств...). На приведенной схеме выделены не только простые классы по ориентировке индивидов, но и класс комбинированных по ориентировке индивидов структур (сложные объекты, в понимании М. П. Покровского [13]). Множество структур каждого класса по ориентировке может быть разбито на подмножества. Например; структуры с линейной ориентировкой индивидов могут быть разбиты на параллельно-шестоватые агрегаты I, II, III и IV типов [8, 18], параллельно-шестоватые агрегаты течения (в том числе реологического) и т. п. В соответствующем разделе справочника (определителя, атласа) должны быть собраны сведения по каждому типу данного класса структур агрегатов.

В классификации структур агрегатов по форме индивидов (см. схему) есть смысл различать только потенциальный или фактический облик кристаллов, так как гиббусные формы и полное ограничение (трахт) далеко не всегда проявлены (невозможно добиться полного охвата классифицируемого множества). Облик кристаллов может быть изометричным, таблитчатым и столбчатым. В случае отсутствия идиоморфизма облик кристаллов определяется как потенциальный анализом закономерностей геометрического отбора [15, 16]. В полиминеральных агрегатах облик у разных минералов может быть различным, и соответственно подбирается название комбинированной по облику структуры.

Пример структур с центральной ориентировкой. Структуры с центральной ориентировкой индивидов часто дают шаровидные образования в изверженных горных породах, рудах, метасоматитах. Рассмотрим их в некоторых изверженных горных породах, поскольку дискуссия о происхождении сферолитов и шаровидных обособлений далеко не закончена. В 1963 г. вышел специальный сборник „Петрографические критерии ликвации в кислых лавах“, где в серии статей шары (сферолиты) в лавах объясняются ликвацией, несмотря на возражения экспериментаторов и теоретиков [1, 9, 5, 19].

Д. П. Григорьев [5] показал различие в онтогении сферических образований, возникших путем расщепления при росте в магме, в стекле либо путем раскристаллизации в каплях ливировавшей жидкости. Однако в дальнейшем не последовало статей петрологов с подобным анализом природных образований, хотя шаровые лавы, а также полнокристаллические изверженные породы с шаровыми структурами (граниты, некоторые карбонатиты, корситы и т. д.) требуют онтогенической расшифровки генезиса.

Онтогенический анализ минерального агрегата заключается в восстановлении истории его на основании изучения анатомии, поверхностей минеральных индивидов, их ориентировки, размещения в пространстве.

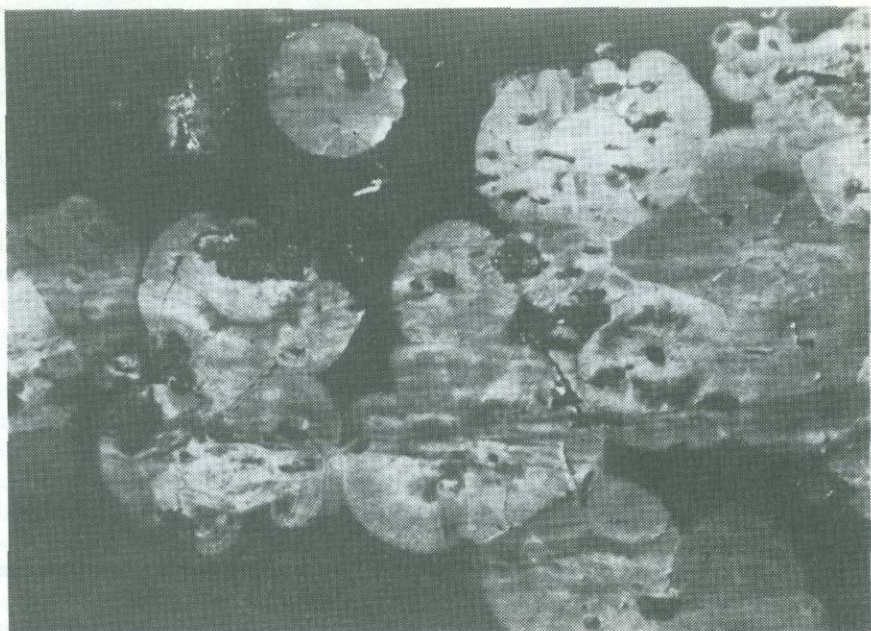


Рис. 8. Общий вид сферолитовой лавы из района долины гейзеров на Камчатке. Косое освещение, увел. 3.

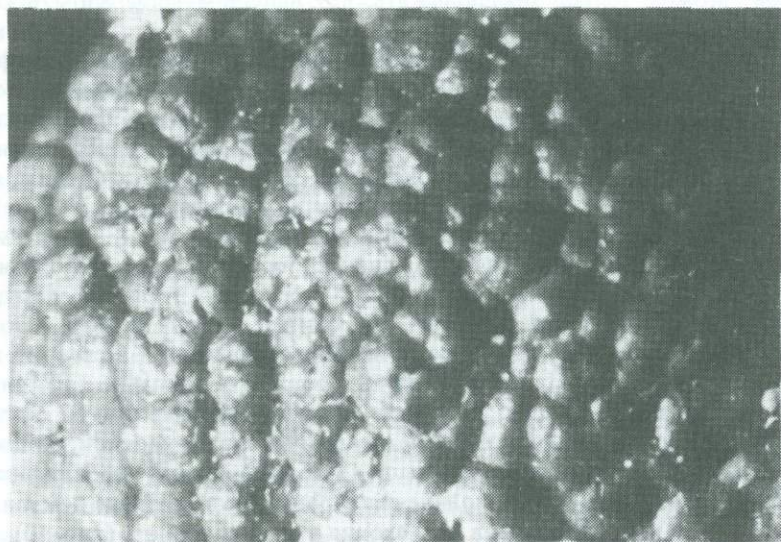


Рис. 9. Бугорчатая поверхность сферолита из вулканического стекла. Косое освещение, увел. 10.

Сферолитовые лавы. На водоразделе Долины гейзеров и кальдеры Узона на Камчатке встречаются неизменные кислые сферолитовые лавы (рис. 8). Сферолиты распределены в стекле полосами либо скоплениями сложной формы. Величина сферолитов варьирует от очень мелких до двух сантиметров. Поверхность их блестящая, приближается к сферической либо блестящая, бугорчатая (рис. 9). При косом освещении стекло выглядит черным, с красноватыми полосами, а сферолиты — светлыми, зональными. В шлифах в проходящем свете сферолиты не просвечивают, кажутся черными или темно-бурыми. Стекло хорошо просвечивает, в нем заметны темные полосы с мельчайшими кристалликами магнетита. Субпараллельно этим полосам, подчеркивающим флюидальность лавы, расположены вкрапленники плагиоклаза, амфибола и биотита.

Химический состав сферолитов и стекла одинаковы в пределах ошибки силикатного химического анализа. По данным рентгеновского и ИК спектроскопического анализов, выполненных в лаборатории Ильменского заповедника В. Ф. Ждановым

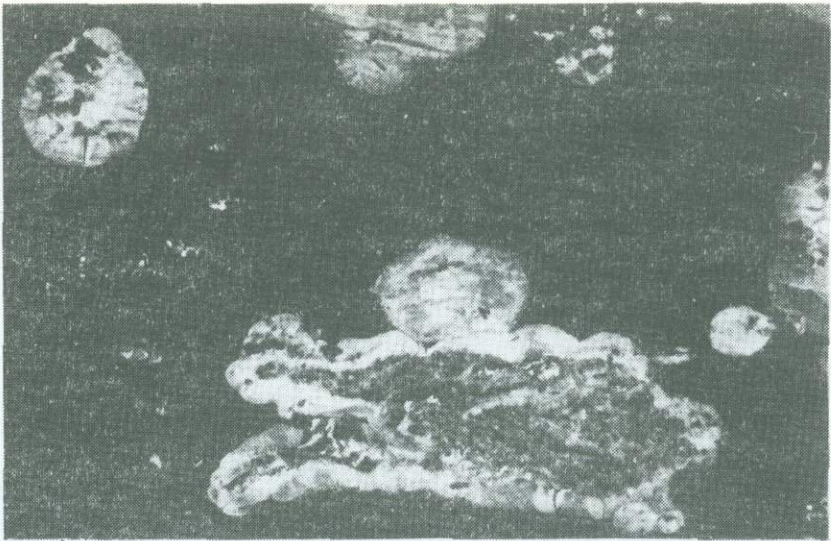


Рис. 10. Рост сферолитов за счет стекла. Центры сферолитов зародились на поверхности включения в лаве. Косое освещение, увел. 3.

и Ю. Б. Корниловым, сферолиты сложены тончайшими индивидами санидина и кристобалита. Рентгенограммы слабо разрешены вследствие дисперсности минералов и сложения эффектов. Можно только предположить, что ведущим минералом в сферолите является полевои шпат.

Полосы флюидальности четко прослеживаются как в стекле, так и в сферолитах без смещения и поворотов (рис. 8). Такой факт на разных объектах отмечают почти все исследователи [9, 12, 14]. В сферолитах часто видны включения фенокристаллов с частичным или полным захватом их внутрь. При этом сферолит огибает припятствие в соответствии с законами роста сферокристаллов [5, 7]. Сферокристаллы, как известно, образуются вследствие тончайшего расщепления в процессе роста. Морфологически наши сферолиты подобны сферокристаллам, но биминеральны. Если рассматривать полевои шпат (санидин) ведущим расщепляющимся индивидом, а кристобалит — ведомым минералом, то морфологическое сходство сферолита и сферокристалла будет вполне объяснимым. При встрече мелкого сферолита с крупным сферолитом между ними возникает индукционная поверхность, имеющая вогнутость в сторону крупного сферолита (как и у сферокристаллов). Если бы произошло слипание жидких сферических тел, то образовалось бы одно тело либо в случае наличия тонкой разделяющей пленки другой жидкости граница раздела между ними была бы плоской. Во всех сферолитах кристаллизация шла от центра (зародыша) к периферии, что хорошо фиксируется их зональностью (рис. 10). В случае появления зародышей на границе пемзовых и других включений в лаве рост сферолитов происходил в сторону стекла (рис. 10). В ливированных образованиях кристаллизация началась бы непременно от границы раздела жидкостей [5].

Таким образом, морфологические признаки позволяют утверждать, что кристаллизация сферолитов происходила после затвердевания лавы (флюидальность законсервирована стеклом и сферолитами в одном положении), а рост индивидов сферолита происходил от центра по типу сферокристаллов. Радиальное расположение тончайших минеральных индивидов в сферолите обусловлено геометрическим отбором между блоками расщепляющихся индивидов, а гладкая поверхность сферолитов образовалась за счет большой интенсивности расщепления (явление, обычное для сферокристаллов).

Теперь рассмотрим соотношения между структурами и текстурой горной породы. Первичная структура возникла еще в магматической камере: выросли кристаллы полевои шпата, амфибола, биотита и магнетита определенных размеров и формы с каким-то средним расстоянием между индивидами. Далее эта масса излилась на поверхность вулканического сооружения и застыла. Сформировалась другая структура породы, отличающаяся от первой наличием ориентировки минеральных индивидов и их распределением — возникла флюидальность, вместо силикатного расплава появилось стекло

со своим ближним порядком и зародышами минералов, со своими напряжениями и свойствами. Позднее стекло в благоприятных участках раскристаллизовалось, появились и выросли сферолиты. Это произошло еще в горячей лаве, поскольку сферолиты сложены санидином и кристобалитом. С появлением сферолитов в стекле возникла еще одна структура в лаве: тонкозернистая с центрической ориентировкой индивидов.

Итак, в лаве имеется три разновозрастных структуры: среднезернистая со слабой линейно-плоскостной ориентировкой структура разобщенных вкрапленников плагиоклаза, амфибола и биотита; „аморфная” структура вулканического стекла; тонкозернистая с центрической ориентировкой структура сферолитов. Все три структуры совместно образуют неоднородно-полосчатую, порфиристую, сферолитовую текстуру лавы. Эти структуры как бы вдвинуты одна в другую и характеризуют изначально единый силикатный расплав. Морфологически можно показать, что химический состав первичного силикатного расплава не изменился, а происходили только структурные превращения. Интересно, как бы решался вопрос корреляции одного лавового покрова в разобщенных разрезах при различии структур вулканитов (например, в одном разрезе лава сферолитовая, а в другом нет)?

Шаровые центрические структуры полнокристаллических пород. В справочнике Ю. И. Половинкиной [14] приведено описание норита, диорита, гранита с шаровой текстурой. О. М. Галахова [4] описала основные шаровые породы из Монголии, считая образование пироксен-плагиоклазовых шаров следствием раскристаллизации каплеобразных сгустков, которые снаружи обволакивались оливковой пленкой. В. В. Фиженко [23] приписывает ликвации образование орбикулярных структур в апатит-кальцит-форстерит-магнетитовых рудах. Не ясно происхождение шаровых текстур в корситах. Часто породы с шаровыми текстурами относят к метасоматическим образованиям [14] или к структурам преобразования под действием газов [1] либо динамометаморфизма [11].

Происхождение шаровых центрических структур в полнокристаллических породах, по-видимому, может быть различным. Онтогеническим анализом важно выявить последовательность образования и преобразования минералов, наличие или отсутствие эпитаксии и синтаксии минералов, наличие расщепления у ведущих минералов или другой вид и направление геометрического отбора, распада твердого раствора и прочих деталей. С точки зрения онтогении пород с центрическими структурами нами рассмотрены обр. 73 а (гранит), 20/гб (габбро-норит) и б/н (корсит) из музея Ленинградского горного института, а также иллюстрации 7, 138, 139, 197–205, 238 в справочнике Ю. И. Половинкиной [14]. На рис. 11 и 12 представлены эти центрические структуры. Разберем важные для понимания генезиса детали структур.

Во-первых, в шаровидных минеральных скоплениях всегда есть концентрическая зональность и сильно или слабо проявленное радиальное расположение индивидов (или субиндивидов) как следствие геометрического отбора, шедшего от центра к периферии. Во-вторых, между индивидами первичных минералов в концентраторах наблюдаются индукционные поверхности одновременного роста (рис. 12). В-третьих, близко расположенные „шары” имеют одинаковую зональность и в случае срастания — индукционную поверхность друг с другом, т. е. эти полиминеральные тела морфологически ведут себя как зональные монокристаллы.

Среди других деталей отметим эпитаксические и синтаксические срастания плагиоклаза с биотитом, описанные [14] как сростки радиального плагиоклаза с тангенциально расположенными пластинками биотита. Встречаются эпитаксические и синтаксические срастания амфиболов с пироксенами. В большинстве случаев зоны рассматриваемых концентрических тел достаточно выдержаны по мощности и имеют сравнительно ровную поверхность, что бывает при геометрическом отборе только в случаях примерно равных относительных скоростей роста индивидов во всех направлениях — потенциально изометричный облик ведущих кристаллов [15]. По-видимому, не последнюю роль здесь играют синтаксические взаимоотношения минералов, что А. Г. Жабин [8] назвал эпитаксийно-геометрическим отбором.

Таким образом, рассмотренные случаи центрических структур относятся к образованиям, разраставшимся в твердом кристаллическом виде от центра к периферии. Радиальное расположение слагающих их минералов обусловлено геометрическим отбором при кристаллизации индивидов потенциально изометричного облика.



Рис. 11. Шаровое габбро (корсит). Памир, коллекция кафедры петрографии ЛГИ. Косое освещение плоского образца, увел. 1.5.

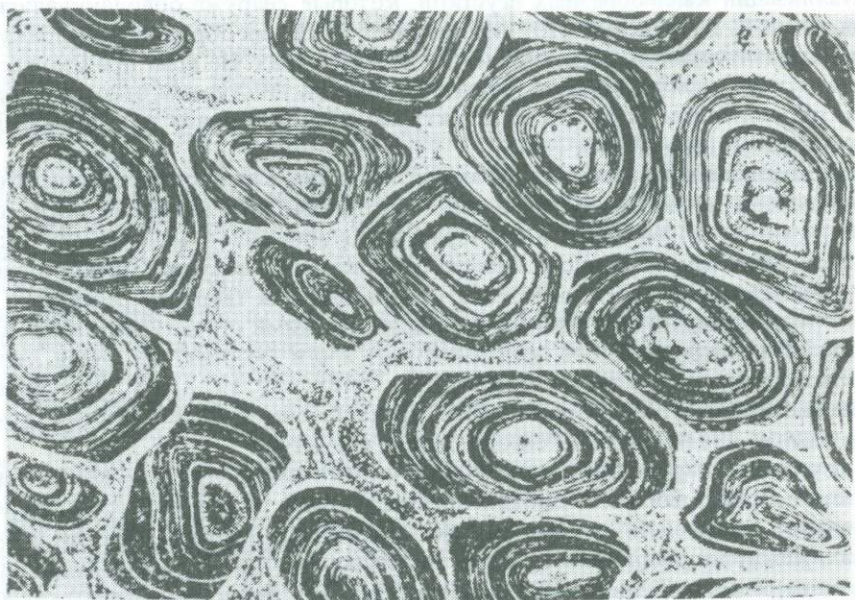


Рис. 12. Шаровой гранит. Финляндия. Увел. 0.2. Возле сфероидов видны тонкие зонки аплита (белые каемки). По [14].

В большинстве случаев рассмотренные горные породы (граниты, диориты, габбро, карбонатиты и др.) содержат несколько структур. Например, в однородном среднезернистом агрегате „вкраплены” шаровидные обособления с центрической структурой. По-видимому, центры в „шарах” тоже можно оценивать с точки зрения структурного анализа, и считать зональность „шаров” текстурной характеристикой. Это определяется целями исследования, строгих рекомендаций здесь нет.

Возможно, что равнозернистая порода между „шарами” во многих случаях является естественным остатком той части вещества закрытой системы, которое не вошло в „шары” при их эвтектической кристаллизации. Но в некоторых случаях вещество между „шарами” явно чуждое, что видно по смешению „шаров” с различной зональностью и разделению их по индукционным поверхностям бывшего соприкосновения (рис. 12). В таких случаях видно, что „шары” сорваны с места, развернуты, а с крупными индукционными поверхностями „шаров” контактирует несоответствующий им среднезернистый агрегат.

Состояние структурного анализа в петрографии нельзя признать удовлетворительным. Отчасти это объясняется ослаблением внимания к нему, отчасти — построениями на основе наблюдений в плоских сечениях. Существенный прогресс в структурном анализе горных пород и руд намечается в связи с онтогеническим подходом к исследованию агрегатов минералов [5, 6, 7, 8, 16, 17]. Очевидно, что генезисом природных минеральных агрегатов должна заниматься онтогеническая петрография как раздел петрологии.

Наиболее важным вопросом в определении структур является морфологический анализ взаимоотношений минералов. Существующее понимание идиоморфизма и ксеноморфизма в петрографии требует пересмотра, перехода к обязательным объемным исследованиям и интерпретациям.

Предложенная здесь систематика структур охватывает все виды минеральных агрегатов по величине, ориентировке и облику минеральных индивидов независимо от их генезиса.

Минеральный агрегат есть совокупность (множество) одновременных и разновременных минеральных индивидов, связанных структурными и текстурными соотношениями. Это множество может быть простым или сложным, состоящим из подмножеств. В зависимости от целей исследования разбиение на подмножества может осуществляться по-разному. Соответственно можно говорить о простых агрегатах, где индивиды связаны структурно, и о сложных агрегатах, где индивиды связаны текстурно.

Сложные минеральные агрегаты, формирующиеся длительно и многоактно, имеют обычно несколько одновременных структур, как бы вдвинутых одна в другую. Морфологический анализ в таких случаях позволяет установить относительный возраст структур, т. е. произвести расшифровку текстуры минерального агрегата.

Морфологическая интерпретация структуры минерального агрегата, т. е. синхронно выросших минералов, заключается в расшифровке соответственных форм минералов парагенезиса на основе закономерностей геометрического отбора от точки, от поверхности и во всем объеме рассматриваемого пространства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С., Петров В. П. О шаровом граните из Кангасниemi. — Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1933, вып. 3, с. 21–37.
2. Вернон Р. Х. Метаморфические процессы: Реакции и развитие микроструктуры. М., 1980. 227 с.
3. Волостных Г. Т., Рундквист Д. В. К изучению структур метасоматических пород. — В кн.: Метасоматическое минералообразование. Л., 1979, с. 56–66.
4. Галахова О. М. Основные шаровые породы северо-западной Монголии. — В кн.: Русская и Сибирская платформы и их обрамление. Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского, 1963, вып. 14, с. 176–195.
5. Григорьев Д. П. Использование онтогении минералов в петрографии. — В кн.: Методы петрографических исследований и геологическая интерпретация их результатов. Л., 1966, с. 23–35.
6. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов: Индивиды. М., 1975. 339 с.
7. Дымков Ю. М. Природа урановой смоляной руды. М., 1973. 240 с.
8. Жабин А. Г. Онтогения минералов: Агрегаты. М., 1979. 275 с.
9. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1961. 479 с.
10. Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. М., 1964. 156 с.
11. Куплетский Б. М. Овоидные гранито-гнейсы Маминского золоторудного месторождения на Среднем Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 2, с. 54–63.
12. Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М., 1963. 100 с.
13. Покровский М. П. О классификации сложных геологических объектов. — В кн.: Исследование рудообразующих минеральных систем. Свердловск, 1981, с. 17–29.
14. Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М., 1966, ч. I. 139 с.; ч. II, т. 1. 424 с.
15. Попов В. А. О геометрическом отборе в минеральных агрегатах. — ЗВМО, 1971, ч. 100, вып. 3, с. 321–324.
16. Попов В. А. Практическая кристалломорфология минералов. — В кн.: Проблемы минералогии Урала. Свердловск, 1976, с. 51–68.
17. Попов В. А. Морфологические законы перекристаллизации минералов. — В кн.: Новые идеи в генетической минералогии. Л., 1983, с. 31–37.

18. Попов В. А., Попова В. И. Новое о явлениях геометрического отбора в пегматитах. — Ежегодник-1980 Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981, с. 70–71.
19. Попов В. С. Ликвация в магмах — иллюзии и реальность: (обзор иностранной литературы). — ЗВМО, 1982, ч. III, вып. 5, с. 614–621.
20. Рундквист Д. В. Учение о симметрии в применении к структурам минеральных образований. — В кн.: Симметрия в природе: (тезисы докл.). Л., 1971, с. 183–190.
21. Трусова И. Ф., Чернов В. И. Петрография магматических и метаморфических горных пород. М., 1982. 272 с.
22. Федоров Е. С. О новой группе изверженных пород. — Изв. Московск. сельхоз. ин-та, 1896, т. II, кн. 1, с. 168–187.
23. Фиженко В. В. О происхождении орбикулярных структур в апатит-кальцит-форстерит-магнетитовых рудах массивов Вуориярви (Мурманская обл.) и Горное Озеро (Якутская АССР). — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 167–174.
24. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977. 291 с.

В. В. Козлов

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ ПИРИТА КАК МЕТОД ПРОГНОЗА СКРЫТОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

(на примере месторождения Лашкерек)

Месторождение Лашкерек располагается в северной части одноименной вулканотектонической депрессии [1]. Оруденение локализуется в зонах гидротермально измененных пород, контролируемых системой крутопадающих разломов и трещин северо-восточного простирания. Преобладающие типы руд — жильные и прожилково-вкрапленные.

Среди гидротермальных изменений в рудоносных зонах преобладают серицитизация и окварцевание, развившиеся в рамках единого метасоматического процесса. На первой стадии происходила серицитизация полевых шпатов, сопровождавшаяся выделением небольшого количества кварца (в качестве сброшенного продукта). В результате дальнейшей проработки растворами с привнесом SiO_2 формируются кварц-серицитовые и серицит-кварцевые метасоматиты [4]. Практически на всех стадиях изменения пород среди новообразований отмечаются карбонат, хлорит и пирит. Наиболее серицитизированные, окварцованные и карбонатизированные участки пород явились благоприятной средой для последующего отложения прожилково-вкрапленных руд.

К числу распространенных минералов на месторождении относится пирит, выделяющийся в составе двух разновозрастных ассоциаций — ранней кварц-серицитовой (околорудные метасоматиты) и более поздней кварц-полисульфидной (рудной).

В околорудных метасоматитах пирит образует рассеянную вкрапленность мелких (0.01 — 2 мм) кристаллов пентагондодекаэдрического, кубопентагондодекаэдрического и кубического габитуса. В комбинациях встречаются иногда и грани октаэдра. Грани кристаллов неравномерно развитые, часто покрыты тонкой комбинационной штриховкой, иногда переходящей в грубую ступенчатость. Встречаются пентагондодекаэдрические кристаллы с округлыми (за счет тонкой комбинационной штриховки) гранями и ребрами (рис. 1).

В составе кварц-полисульфидных жил и прожилков пирит отмечается в небольших количествах, образуя изометричные зерна в сростании с сульфидами, а также сильно искаженные кристаллы размером до 7 мм, часто покрытые грубой штриховкой, нередко со следами растворения на гранях. Различия в морфологии выделений пирита позволяют разделять их по ассоциациям.

Нами картировались изменчивость формы метакристаллов пирита, а также зональность метасоматитов (по степени изменения и соотношениям серицитизации и окварцевания) вкрест простирания и по падению рудовмещающих структур.

С этой целью из скважин, штолен и канав отбирались пробы и образцы. Интервалы между пробами в выработках составляли в среднем около 10 м; расстояния между отдельными выработками — 60—120 м. По образцам и шлифам оценивались процентные соотношения изменений и выделялись минеральные ассоциации. Пробы подвергались дроблению (до 3 мм) и промывке. Из тяжелой фракции отбиралось 100 кристаллов пирита и подсчитывалось процентное соотношение форм, сопровождавшееся описаниями и зарисовками. В связи с тем, что пирит на месторождении встречается в двух ассоциациях, особое внимание уделялось отдельному подсчету кристаллов по ассоциациям.

В результате картирования метасоматитов выявляется симметрично-зональное строение рудоносных зон. На серии параллельных разрезов (рис. 2) по степени изменения и соотношениям серицитизации и окварцевания нами выделено три зоны вкрест простирания рудоносной структуры.

I. Внешняя зона — осветленные вулканиты (туфы, лавобрекции липаритовых порфиров). Обломки и порфирные выделения калишпата пелитизированы, плагиоклазы замещены агрегатом мелкочешуйчатого серицита, иногда с карбонатом, темно-

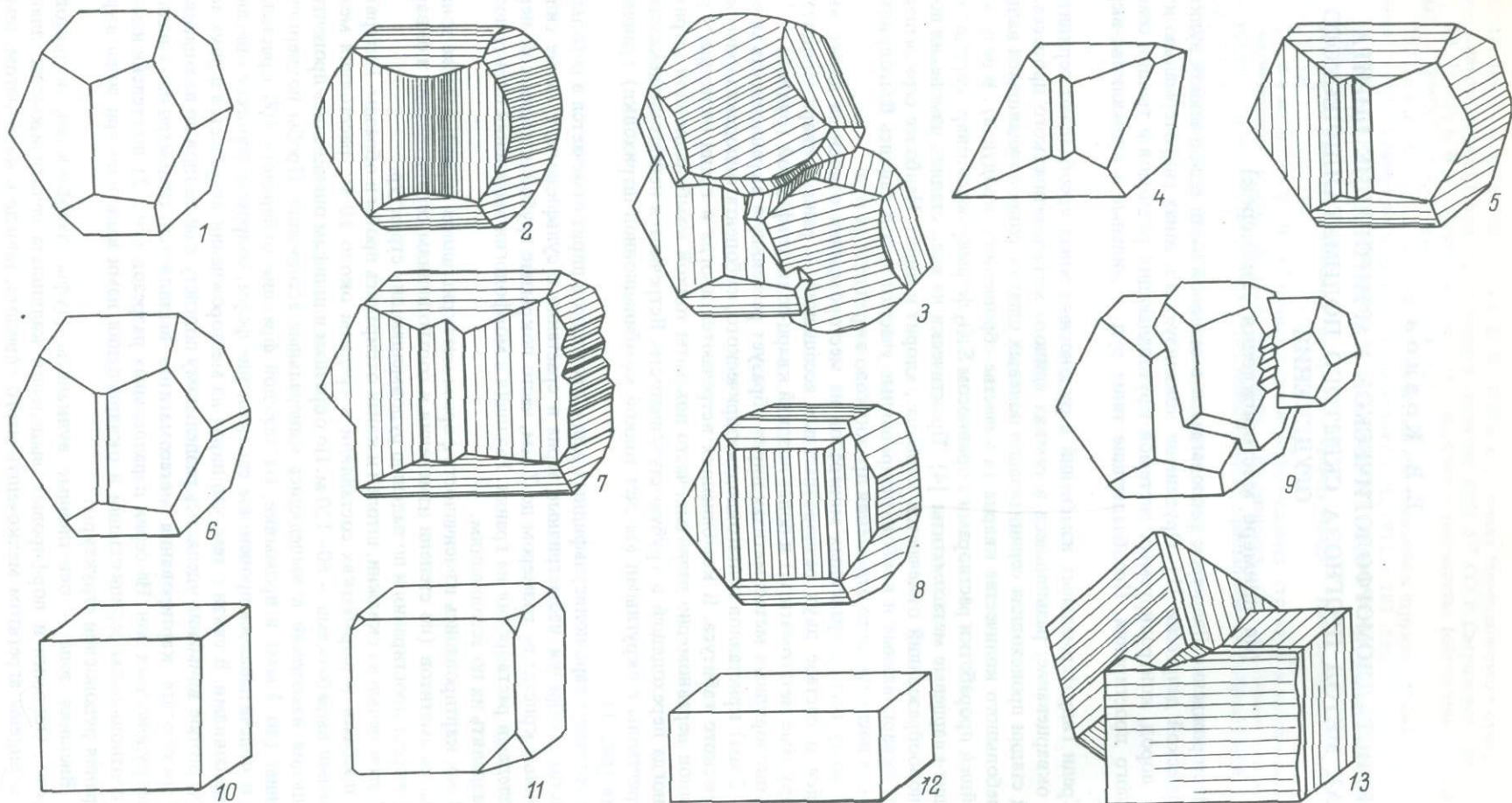


Рис. 1. Форма кристаллов пирита из метасоматитов.

1-6 - кристаллы из внешней зоны метасоматитов; 7-13 - кристаллы из внутренних зон метасоматитов.

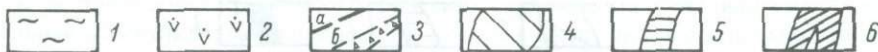
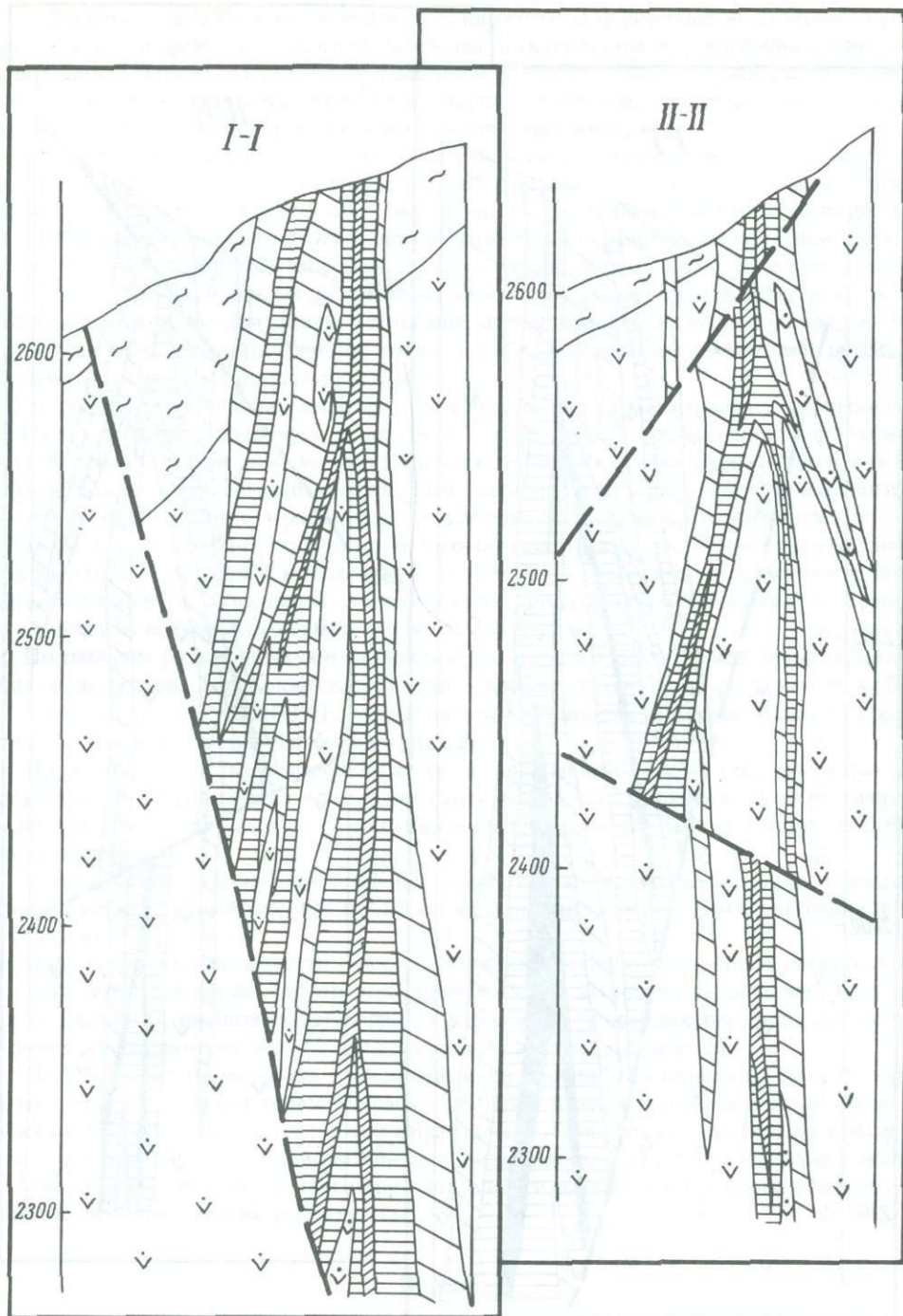


Рис. 2. Схема размещения метасоматитов в разрезах месторождения.

1 — лавобрекчии липаритовых порфиров; 2 — литокристаллокластические туфы липаритовых порфиров; 3 — тектонические нарушения; 4 — зоны осветления; 5 — кварц-серицитовые метасоматиты; 6 — серицит-кварцевые метасоматиты.

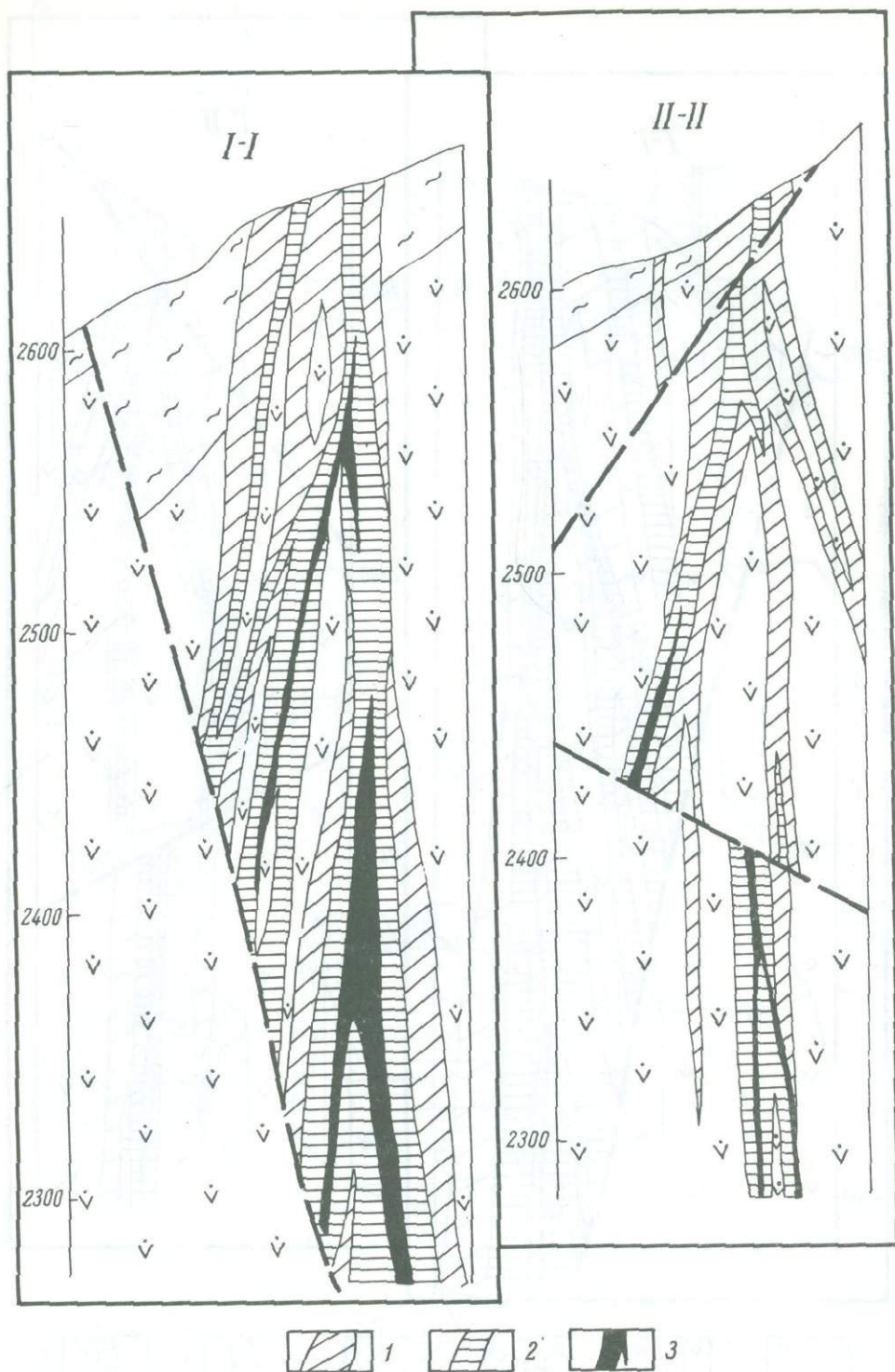


Рис. 3. Схема кристалломорфологической зональности пирита в разрезах месторождения.

1 – зона преобладания пентагондодокаэдрических кристаллов; 2 – зона преобладания кубопентагондодокаэдрических кристаллов; 3 – зона развития кубических кристаллов; остальные условные обозначения см. на рис. 2.

цветные хлоритизированы. По основной массе встречаются мелкие чешуйки серицита, скопления мелкозернистого кварца и карбоната. Отмечается рассеянная вкрапленность пирита. Мощность зон осветления достигает 40 м.

2. Кварц-серицитовые метасоматиты с пиритом. Порфировые выделения (кроме кварца) нацело изменены — серицитизированы, окварцованы, карбонатизированы, хлоритизированы; плагиоклазы иногда замещены альбитом. По основной массе — гнезда карбоната, мелкочешуйчатого серицита и кварца, мелкие выделения пирита. Кристаллы пирита нередко приурочены к реликтам темноцветных минералов.

3. Серицит-кварцевые метасоматиты с пиритом. Основная масса и порфировые выделения в породах нацело замещены мелкозернистым агрегатом кварца и серицита с хлоритом. Структура породы часто не сохраняется. Зоны метасоматитов подобного типа, по-видимому, маркируют наиболее долгоживущие трещины, по которым происходила циркуляция гидротерм; здесь часто встречаются рудные жилы. К серицит-кварцевым и кварц-серицитовым метасоматитам часто приурочено оруденение прожилково-вкрапленного типа. Серицитолиты и монокварциты, образующие маломощные (до 1 м) линзовидные тела среди внутренних зон (2 и 3) гидротермально измененных пород, неблагоприятны для размещения оруденения.

По падению рудоносных зон отчетливой зональности в метасоматитах не выявлено.

На тех же параллельных разрезах (рис. 3) картировалась изменчивость форм метакристаллов пирита. При этом выявляется достаточно отчетливая горизонтальная и вертикальная зональность. По горизонтали: 1) во внешней зоне метасоматитов наблюдается абсолютное преобладание кристаллов пентагондодекаэдрического габитуса (до 90—100%); 2) в зоне кварц-серицитовых метасоматитов преимущественно развиты комбинации пентагондодекаэдра с кубом (более 50%); 3) в зонах нацело измененных пород (серицит-кварцевых, в меньшей степени кварц-серицитовых метасоматитов) преобладают кристаллы кубического габитуса (более 50%).

По падению рудоносных зон снижается частота встречаемости пентагондодекаэдрических кристаллов, тогда как количество кубопентагондодекаэдрических и кубических — возрастает (до 70—100%); увеличиваются мощности зон преобладания кубопентагондодекаэдрических и кубических кристаллов.

Проявление кристалломорфологической зональности такого типа, очевидно, свидетельствует о направленном изменении формы кристаллов пирита по мере развития метасоматического процесса от пентагондодекаэдрической на ранних стадиях и кубической на поздних.

Следует отметить, что эти тенденции наиболее ярко проявлены лишь в мощных рудовмещающих структурах, где процессы метасоматической проработки зашли достаточно далеко.

Используя эти зависимости, можно оценивать уровень эрозионного среза рудоносной структуры. Учитывая, что преобладание кубопентагондодекаэдрических и кубических метакристаллов пирита наблюдается в наиболее благоприятных для рудоотложения зонах метасоматитов, можно предсказывать скрытые рудные тела.

Подобная закономерность в распределении кристаллов пирита из метасоматитов по отношению к рудным телам описана для Береговского полиметаллического месторождения [2], близкого по условиям образования Лашкерекскому. В то же время ряд других авторов [3, 5, 6] приводит иные схемы кристалломорфологической зональности. Тем не менее этот метод применим для оценки новых рудных тел на объектах, где подобные зависимости уже установлены.

Выводы:

1. В распределении кристаллографических форм пирита отчетливо выявляются горизонтальная и вертикальная зональности, которые согласуются с зональностью метасоматитов.

2. Зоны преобладания пентагондодекаэдрических кристаллов (внешние зоны метасоматитов) не являются благоприятными для рудоотложения.

3. В зонах преобладания кубических и кубопентагондодекаэдрических кристаллов (внутренние зоны метасоматитов) локализуются полиметаллические руды. Учитывая выявленную закономерность, можно прогнозировать скрытые рудные тела.

4. По падению рудоносных зон отмечается снижение частоты встречаемости пентагондодекаэдрических кристаллов с одновременным уменьшением мощности зон их преобладания. Используя выводы по вертикальной кристалломорфологической зональности пирита, можно оценивать уровень эрозионного среза рудоносной зоны.

5. Кристалломорфологическое картирование пирита из метасоматитов рекомендуется как перспективный метод прогноза скрытого полиметаллического оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов А. Е. О строении Лашкерекской депрессии. (Кураминский хребет). — Узбек. геол. журн., 1970, № 4, с. 35–39.
2. Баранов Н. П., Козловский Л. М. Пирит из околорудных измененных пород Береговского полиметаллического месторождения (Закарпатье). — В кн.: Минералогическое картирование рудных полей и месторождений. Свердловск — Миасс, 1983, с. 159–160.
3. Евзикова Н. З., Беленькая Н. С. Изменение формы кристаллов пирита в объеме рудных тел. — В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М., 1980, с. 80–88.
4. Мирходжаев И. М. Рудоносность Лашкерекского района и петрография околорудных изменений: Автореф. канд. дис. Ташкент, 1953. 23 с.
5. Попов В. А. Форма кристаллов и „рудное тело” в гидротермальных системах. — В кн.: Исследование рудообразующих минеральных систем. Свердловск, 1981, с. 56–67.
6. Смирнова С. К., Мансуров М. М. Применение кристалломорфологического анализа пирита для оценки уровня эрозионного среза на золоторудных месторождениях Чадакского рудного поля (Кураминский хребет). — Зап. Узб. отд. ВМО, 1981, вып. 34, с. 42–49.

И. А. Богуш

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОНТОГЕНЕЗ ДИСУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА КОЛЧЕДАННОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Пирит — ведущий и доминирующий минерал колчеданного оруденения, определивший название и содержание этого класса месторождений. Он занимает господствующее положение во всех типах колчеданного оруденения и минерализации, имеет сквозной, проходящий характер распространения по вертикали и латерали в пределах продуктивных толщ колчеданосных вулканитов. Пирит является активным концентратором халькофильных элементов, скопления и агрегаты его служат важнейшим геохимическим барьером. В колчеданных рудах пирит неразрывно генетически связан с ведущим промышленным минералом — халькопиритом. Пирит, обогащенный изоморфными примесями Co, Ni, Se, Te (кобальт-пирит, никелистый пирит), может служить объектом промышленной разработки. В природных условиях пирит имеет широкий генетический спектр и образуется в результате различных экзо- и эндогенных процессов в анаэробной обстановке. Среди сульфидов пирит обладает наиболее устойчивыми и показательными типоморфными и индикаторными свойствами, имеет емкую минералогическую память и значительно полнее и дольше других сульфидов сохраняет первоначальные типоморфные признаки при эпигенетических трансформациях.

Все отмеченные качества пирита делают его незаменимым при минералогенетическом анализе колчеданного оруденения. Исследования агрегатов и минералов дисульфидов железа позволяют уже на первом этапе оценки и разбраковки колчеданопроявлений получить сведения о их генезисе. Онтогенетический анализ пиритов колчеданных руд дает возможность проследить эволюцию генетически сложных колчеданных залежей. Комплексный системный анализ колчеданного оруденения Северного Кавказа позволил выделить на минеральном уровне организации рудного вещества следующие генетические типы пирита колчеданной формации: 1) осадочный (осадочно-диагенетический), 2) автобластический (пирит комбинированных колчеданных руд), 3) гидротермально-метасоматический, 4) гидротермальный выполения полостей, 5) метаморфогенный. Типоморфные признаки пиритов чистой генетической линии были выделены и изучены в рудах и зонах колчеданной минерализации с набором наиболее показательных признаков генетического типа.

Осадочно-диагенетические дисульфиды железа. Первично-осадочные метастабильные протосульфиды железа в палеозойских рудах не сохранились по причине постседиментационного диагенеза и метаморфизма. Современные процессы седиментного сульфидообразования [6] протекают путем последовательного преобразования эфемерных моносульфидов в устойчивый пирит в ряду: аморфный моносульфид железа—канзит¹—макинавит—мельниковит (грейгит)—пирит. Переход метастабильных сульфидов в устойчивый пирит осуществляется самопроизвольно в течение 10—12 месяцев [6, 17] путем увеличения содержания серы: $FeS \rightarrow Fe_3S_4 \rightarrow FeS_2$. Структурно-текстурные показатели современных осадочных сульфидных агрегатов, продемонстрированные Л. М. Лебедевым, имеют полные аналоги в агрегатах реликтовых тонкодисперсных масс дисульфидов железа колчеданных руд. По единодушному мнению исследователей колчеданных руд [9, 13, 14, 18, 20, 21, 24, 25], именно структурно-аморфные, тонкодисперсные разновидности пирита являются исходной формой, в результате перекристаллизации которой формируются кристаллически зрелые зернистые пириты.

¹ Указанный Ф. Менером в 1957 г. продукт под названием „канзит“ состава Fe_9S_8 не получил признания как минерал. — Прим. ред.

Из различных названий тонкодисперсных сажистых пиритов колчеданных руд наиболее употребительное „гель-пирит”² [11]. Обычными методами оптической микроскопии зернистость этих агрегатов не устанавливается, но хорошо видна при электронно-микроскопических исследованиях уже при увеличении 15–20 тыс. раз. Рентгенографический анализ гель-пирита вулканогенно-осадочных пород Худесского, Первомайского и Водораздельного месторождений показывает принадлежность тонкодисперсных сульфидов к пириту. Данный структурный тип пирита слагает колломорфные агрегаты, участвует в виде тонких землистых слоев в седиментных колчеданных рудах, немагнитен, по сравнению с кристаллически зрелым пиритом имеет в полировках коричневый оттенок различной интенсивности. Микротвердость агрегатов гель-пирита с тонкозернистым пиритом варьирует от 420 до 980 кгс/мм², причем высокие значения микротвердости соответствуют агрегатам с высокими содержаниями кристаллически зрелого пирита. Агрегаты гель-пирита обладают исключительно дырочным типом проводимости, термоэдс варьирует в пределах от +280 до +560 мкВ/°С. Термобарометрические исследования гель-пирита не обнаруживают эффектов декрипитации. В тесном срастании с гель-пиритом находятся тонкозернистые агрегаты диагенетического пирита. Диагенетический пирит (иногда марказит) формируется в процессе литификации рыхлых илистых сульфидных остатков под влиянием захороненных поровых растворов. Диагенетические пирит и марказит являются наиболее ранними структурно зрелыми дисульфидами железа колчеданных руд, фиксируемых с помощью оптической микроскопии. Зерна диагенетического пирита 0.005–0.08 мм в поперечнике изометричной формы характеризуются отсутствием зональности роста. Диагенетический пирит часто не обнаруживает эффектов декрипитации или слабые эффекты в интервале 60–100 °С. Микротвердость агрегатов колеблется в пределах 780–1010 кгс/мм²; диагенетический пирит обладает однозначной положительной проводимостью, термоэдс варьирует от +120 до 280 мкВ/°С. Типоморфной и индикаторной формой диагенеза протосульфидных масс является марказит. В результате постдиагенетических процессов марказит колчеданных руд трансформирован в пирит; но при современном состоянии древних руд хорошо сохранились специфические структурные формы протомарказита, представленные пластинчатыми, радиально-лучистыми, решетчатыми агрегатами и отдельными клиновидными зернами. Рентгеновский анализ межплоскостных расстояний сульфидов с марказитовыми структурами Худесского месторождения подчеркивает современный пиритный состав пластинчатых агрегатов.

Фрамбоидальные структуры пирита широко распространены в колчеданных рудах и минерализации различных колчеданных провинций мира, их присутствие охватывает громадный промежуток времени — от колчеданных руд архея Канадского щита [24] до современных осадков Тихого океана [14], оз. Байкал [2] и зоны цементации месторождения Кизилдере [1]. Фрамбоидальный пирит обладает следующими морфологическими признаками: 1) шаровой формой с оптимальным диаметром 0.015–0.055 мм; 2) сложным сотовым внутренним строением фрамбоидов, состоящих из строго одинаковых по размерам и форме для каждого фрамбоида зерен-глобул пирита 0.002–0.01 мм. Биогенная и абиогенная природа фрамбоидального пирита, а равно и роль фрамбоидов в продуцировании сульфидов в настоящее время не решены однозначно и являются предметом острой дискуссии. Однако обстановка и условия находок современных фрамбоидальных пиритов исключительно в сфере влияния зоны гипергенеза позволяют вслед за [23, 14, 2; и др.] считать эти образования раннедиагенетическими. Фрамбоидальный пирит в рудах должен быть учтен в качестве критерия приповерхностного (гипергенного) низкотемпературного сульфидообразования диагенетическим путем в анаэробной восстановительной обстановке. Диагенетические формы дисульфидов железа в процессе эволюции рудогенеза легко уничтожаются под воздействием аутометасоматических процессов и метаморфизма. Диагенетические дисульфиды железа слагают базис колчеданных руд слабометаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных залежей.

А в т о б л а с т и ч е с к и й п и р и т. Большая часть разрезов полигенных залежей Северного Кавказа сложена комбинированными колчеданными рудами, в которых наблюдается наложение гидротермальных процессов на вулканогенные сульфидные осадки.

² Гель — двухфазная система, т. е. смесь, и употребление терминов „гель-пирит” и „агрегаты гель-пирита” для тонкодисперсных однофазных агрегатов пирита не оправдано. — Прим. ред.

Комбинированные руды на 85–98% сложены автобластической разностью пирита, который формируется в процессе вулканогенно-осадочного рудогенеза в результате перекристаллизации тонкодисперсных седиментных и диагенетических протопиритных агрегатов под влиянием восходящих рудоносных гидротерм, дренирующих через ранее отложенные сульфидные осадки. Кристаллически зрелые агрегаты автобластического пирита мелко-грубозернистой структуры слагают сплошные маломедистые и серноколчеданные руды, развитые со стороны лежащего бока залежей. Типоморфным признаком автобластического пирита является зональность роста I типа [5], выявляемая при структурном травлении. Электролитическое травление $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$ автобластического пирита обнаруживает многочисленные четкие тонкие (шириной 0.005–0.07 мм) зоны роста, число которых в отдельных случаях достигает 185–330. В ядрах зерен автобластического пирита нередко проявляются при травлении зародыши диагенетического пирита, реликтовые микроконкреции, оолиты, фрамбоиды и агрегаты гель-пирита. Размеры зерен автобластического пирита колеблются от 0.5 до 8.0 мм, иногда достигая 2.0–2.5 см. Кристаллобласты пирита морфологически пентагондодекаэдрического габитуса – пентагондодекаэдры и комбинации пентагондодекаэдра и куба. При полном процессе автобластеза грубозернистый автобластический пирит слагает анхипиритные серноколчеданные руды. Автобластический пирит декрепитирует в широком интервале температур – от 100 до 320 °С.

Происхождение автобластического пирита путем перекристаллизации диагенетических агрегатов подтверждается двойственным характером показателей его основных физических свойств (твердость, термоэдс), особенно наглядных для пиритов ранних ступеней автометасоматоза. Гистограммы микротвердости автобластического пирита в пределах одного аншлифа обнаруживают два четких пика, что свидетельствует о неоднородности выборки и о наличии двух генераций пирита. В структурном и морфологическом отношении исследуемый пирит однороден. На гистограммах низкие модальные значения твердости (1023–1180 кгс/мм²) коррелируются с показателями твердости диагенетического пирита, а более высокие (1200–1590 кгс/мм²) соответствуют новообразованному автобластическому пириту. Агрегаты и зерна автобластического пирита комбинированных руд обнаруживают смешанную дырочно-электронную проводимость – от –320 до +400 мкВ/°С. По сведениям [10], двойственная проводимость отражает наличие двух генераций минерала.

Гидротермальный пирит. Этот генетический тип пирита представлен двумя формами: гидротермальный метасоматический и гидротермальный выполнения полостей. Метасоматический пирит – широко распространенный тип околорудных метасоматитов и многочисленных зон и точек гидротермальных колчеданных проявлений. Он образует вкрапленные, гнездовые и прожилковые обособления в гидротермально измененных вулканитах и обладает ярко выраженными типоморфными структурными признаками, отражающими механизм его формирования. Как правило, он представлен метазернами и метакристаллами, содержащими реликтовые микровключения замещающих пород. В виде микровключений в пирите чаще всего наблюдаются кварц, рутил, магнетит, мушкетовит, реже обнаруживаются включения гематита, пирротина, альбита. Количество микровключений составляет 5–35% площади сечений зерен пирита; обычно микровключения обогащают центральные участки метазерен. Повышение степени сульфидизации пород приводит к исчезновению или резкому сокращению числа микровключений. Структурное электротравление метапирита ($\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$) выявляет в ядрах зерен метапирита зональность роста 2-го рода, в то время как по периферии она сменяется комбинированной зональностью 1- и 2-го рода; такое сочетание зональности обнаружено только в пиритах метасоматического генезиса. Типоморфной особенностью зональности роста метасоматического пирита является искажение зон роста и растущих граней реликтовыми микровключениями.

Гидротермальный пирит выполнения полостей генетически близок и синхронен с метасоматическим пиритом, но по способу образования заметно отличается от последнего. Гидротермальный пирит отличается в открытых трещинах и полостях гидротермальноизмененных вулканитов, образуя прожилки и гнезда с гребенчатой и секреторной микро- и макротекстурой. Для гидротермального пирита выполнения характерна асимметрия зон роста 1-го рода и направленный рост кристаллов субперпендикулярно стенкам полостей. Этот тип среди пиритов колчеданной формации распространен крайне ограничено.

Твердость метасоматического пирита близка к твердости автобластического пирита и варьирует в интервале 1240–1450 кгс/мм². Пирит околорудных метасоматитов характеризуется двойственным типом проводимости с разбросом положительных показателей термоэдс от +4 до +440, а отрицательных от –35 до –350 мкВ/°С. В пиритах рассеянной гидротермальной минерализации господствует электронный тип проводимости с разбросом показателей термоэдс от +290 до 350 мкВ/°С, средние арифметические показатели лежат в области отрицательных значений – от –50 до –350 мкВ/°С.

Температурный интервал декрепитации пирита находится в пределах 90–340 °С.

Метаморфический пирит. Он образуется под воздействием регионального метаморфизма, затрагивающего рудовмещающие комплексы пород и рудную минерализацию. Применительно к колчеданным рудам признаки метаморфизма описаны в многочисленных работах [18, 7, 8, 20, 21, 26]. К числу признаков метаморфизма колчеданных руд и минералов относятся катаклаз, дробление, милонитизация, разлинование (будинаж) рудных агрегатов и минералов, собирательная перекристаллизация, растворение, уничтожение зональности роста пирита, многочисленные микродислокации минералов. Общая направленность регионального метаморфизма руд, выраженная суммой метаморфических трансформаций, сводится к морфологическому подчинению текстур и структур руд и минералов элементам сланцеватости.

В палеовулканических областях все пириты в той или иной степени метаморфизованы. По степени метаморфизма пирита можно выделить три разновидности: реликтовый неметаморфизованный, метаморфизованный и метаморфогенный. Крайнюю степень метаморфизма характеризует метаморфогенный пирит, образующийся в результате метаморфогенного бластеза практически из всех типов пирита. В сплошных агрегатах метаморфогенный пирит обладает отчетливо выраженной ориентированной лепидобластовой и лепидогранобластовой структурами с полигональной формой зерен и характерными, по [12], тройчатыми контактами. Специфической особенностью метаморфогенного пирита является практически полное отсутствие зональности роста. Вкрапленные идиобласты метаморфогенного пирита кубического и призматического габитуса имеют специфическую метаморфогенную ориентировку осью L_3 субперпендикулярно сланцеватости.

Микротвердость метаморфизованного пирита положительно коррелируется со степенью метаморфизма руд и вмещающих пород и составляет 1380–1720 кгс/мм². Метаморфогенный пирит имеет максимальную среди всех типов пирита микротвердость (1700–2190 кгс/мм²). Метаморфизованные пириты вулканогенно-осадочных комбинированных колчеданных руд сохраняют двойственный дырочный и электронный тип проводимости, но с увеличением степени метаморфизма в пиритах уменьшаются положительные показатели и возрастают отрицательные значения термоэдс. Термоэлектрические свойства метаморфогенного пирита характеризуются исключительно электронной проводимостью с разбросом показателей от –90 до 360 мкВ/°С. В качестве типоморфной особенности перекристаллизованных (метаморфогенных) пиритов в работе [15] указывается электронная проводимость. Экспериментальные работы по перекристаллизации пирита [16] показывают, что все перекристаллизованные пириты имеют электронный тип проводимости, при содержании элементов-примесей менее 0.01%; этот факт объясняется возрастанием дефицита серы в пирите.

Онтогенез пирита. В генетически сложных, комбинированных и полихронных колчеданных залежах, испытавших неоднократную мобилизацию рудных масс, пириты чистой генетической линии – явление редкое. Практически все зерна и кристаллы пирита, наблюдаемые в настоящее время, являются сложными полигенными образованиями, отражающими общий ход закономерностей преобразования окружающей среды. Информация об этих событиях на уровне минералов расшифровывается с помощью методов и приемов учения об онтогении минералов [3, 4, 19]. Следуя хронологическому порядку перехода одного типа в другие, в полигенных вулканогенно-осадочных колчеданных месторождениях выделяются две главные эволюционные генетические линии пиритов.

1. Осадочные моно- и дисульфиды железа → диагенетический пирит (марказит) → автобластический пирит → метаморфизованный пирит → метаморфогенный пирит.

2. Гидротермально-метасоматический пирит → метаморфизованный пирит → метаморфогенный пирит.

Выделенные эволюционные ряды пирита базируются на большом статистическом материале минералогического картирования и специальных минераграфических исследований колчеданных руд. Соседние члены ряда объединяются и увязываются через промежуточные полигенные формы пиритов, в которых одновременно проявляются типоморфные показатели обоих типов пирита. Эволюционная направленность трансформаций пиритов является энтропийным процессом и в завершающих своих стадиях приводит к уменьшению информативности пирита, конвергентности генетических признаков дисульфидов и колчеданных руд.

Полигенез отдельных зерен пирита наиболее наглядно проявляется в комбинированных рудах, являющихся продуктом наложения сингенетичных гидротермальных процессов на седиментные сульфидные агрегаты и подвергшихся в дальнейшем региональному метаморфизму. В исключительных случаях информация о таком ходе событий и механизме формирования колчеданных залежей сохраняется и может быть сконцентрирована и зашифрована в пределах одного зерна пирита диаметром 1.2–1.5 мм. Гетерогенность отдельных зерен пирита прежде всего проявляется при структурном травлении зерен, что дает возможность выявить анатомические особенности, проследить ход роста зерна и смену одного генетического типа другим.

Данные анатомических структурных наблюдений гетерогенных зерен пирита дополняются другими методами исследования генетической, а равно физической и химической неоднородности пирита. Наиболее эффективными оказываются методы зондирования микроскопических объектов, позволяющие проследивать микролокальные изменения свойств пиритов. Микрокартирование твердости центрального среза зерна пирита дает картину, частью отражающую его структурную неоднородность. Каждому структурно-генетическому типу полигенного зерна пирита соответствуют поля с типоморфными показателями микротвердости. На гистограмме микротвердости одного из полигенных зерен в виде соответствующих пиков отображаются все три генетические разности и зоны пирита. Минимальной твердостью (1030 кгс/мм²) обладает реликтовый седиментационно-диагенетический пирит ядра. Выше твердость у автобластического пирита промежуточной зоны (1318 кгс/мм²). Максимальная твердость отмечается во внешней зоне в метаморфизованном автобластическом пирите (1614 кгс/мм²). Указанные значения твердости зон полигенного зерна пирита соответствуют типоморфным показателям микротвердости для перечисленных морфогенетических разностей пирита.

Исследования термоэдс того же самого полигенного зерна пирита обнаруживают в нем двойственный характер термоэлектрического потенциала. Положительные показатели характеризуют ядро зерна (от +160 до +240 мкВ/°С), отрицательные значения (от -150 до -210 мкВ/°С) свойственны периферической оторочке зерна. Физические показатели пирита подчеркивают правомочность существования эволюционных рядов пирита.

Минералогический анализ дисульфидов железа позволяет с высокой точностью и в короткий срок провести генетический экспресс-анализ колчеданного оруденения при ограниченном объеме других геологических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богущ И. А. Фрамбоидальный пирит подзоны цементации месторождения Кизид-Дере. — ДАН СССР, 1977, т. 236, № 2, с. 435–437.
2. Голдырев Г. С. Конкрекции сульфидов железа в донных осадках Байкала. — ДАН СССР, 1972, т. 202, № 6, с. 1404–1406.
3. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов: 1961. 284 с.
4. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М., 1975. 273 с.
5. Иванов С. Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала. — ЗВМО, 1950, ч. 79, № 2, с. 113–126.
6. Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы. М., 1975. 261 с.
7. Петровская Н. В. О минералогическом картировании при изучении колчеданных месторождений Урала. — Тр. ЦНИГРИ, 1959, вып. 29, с. 13–28.
8. Петровская Н. В. О роли тектонических факторов в образовании полосчатых тектур руд колчеданного типа. — Геол. рудн. месторожд., 1964, с. 15–32.
9. Прахова Е. В. Строение и формирование агрегатов пирита в колчеданных рудах Урала. — В кн.: Формирование руд колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1969, с. 4–54.
10. Ракчеев А. Д. К методике выделения равновесных ассоциаций рудных минералов. — Геол. рудн. месторожд., 1976, № 3, с. 66–75.

11. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., 1962. 777 с.
12. Раств Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов. — В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 78–108.
13. Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное образование. М., 1966. 291 с.
14. Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтовых формаций. М., 1972. 207 с.
15. Сузук и Т. Связь между некоторыми свойствами пиритов и их образованием. — В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М., 1970, с. 64–89.
16. Титаренко А. Д. Влияние перекристаллизации пиритов на их состав и термоэлектрические свойства. — ЗВМО, 1973, ч. 102, вып. 4, с. 471–476.
17. Чухров Ф. В. О некоторых новых результатах минералогических исследований. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 5, с. 68–77.
18. Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., 1950, с. 117–147.
19. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1971. 281 с.
20. Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М., 1973. 239 с.
21. Kalliooksk i J. Diagenetic pyritisation in Three sedimentary rocks. — Econ. Geol., 1966, vol. 61, N 5, p. 872–885.
22. Kinkel A. R. Massive pyritic deposits related to volcanism, and possible methode of emplacement. — Econ. Geol., 1966, vol. 61, N 4, p. 673–694.
23. Love L. G. Biogenic primary sulfide of the permian Kupferschiefer and Marl Slate. — Econ. Geol., 1962, vol. 57, p. 350–366.
24. Sangster D. F. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada; a review. — Pap. Geol. Surv. Can., 1973, N 22, VI, p. 129.
25. Stanton R. L. General features of the conformable pyritic ore bodies. — Canad. Inst. Min. Met. Trans., 1960, vol. 63, p. 22–36.
26. Vokes F. M. Mineral Parageneses of the massive sulfide ore Bodies of the Caledonides of Norway. — Econ. Geol., 1962, vol. 57, p. 367–378.

А. Ф. Бушмакин

УНАСЛЕДОВАННОЕ СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ ПИРИТА ИЗ ПОРОД С УГЛЕРОДИСТЫМ ВЕЩЕСТВОМ

Известно, что в познании истории какого-либо месторождения исключительно большую роль играют реликтовые структуры минеральных агрегатов предыдущих стадий образования [11]. В связи с этим важное значение имеет исследование метакристаллов, сохраняющих в своей анатомии особенности строения замещенного ими субстрата. Наиболее яркие примеры такого сохранения показывают метакристаллы пирита из черносланцевых толщ [1, 2, 5, 7]. Однако это установлено пока в небольшом числе месторождений и детально не описано. Необходимо отметить, что подобное замещение с наследованием тонких деталей структуры исходного тела широко известно среди псевдоморфоз по растительным остаткам (см., например, [11, 12]).

В настоящей статье приведены результаты обнаруженного сохранения структурных и текстурных особенностей пород в метакристаллах пирита из черносланцевых толщ Куларского района Якутии.

Улахан-Сисская антиклиналь, входящая в состав Куларского горст-антиклинория, сложена в разной степени метаморфизованными терригенными отложениями триасового и верхнепермского возрастов [4]. Средняя часть выходящей на крыльях антиклинали туогучанской свиты верхней перми содержит горизонт интенсивно пиритизированных сланцев с линзами алевролитов и маломощными прослоями песчаников.

Сланцы представляют собой темно-серые до черных плотные породы, состоящие из кварца, полевого шпата, серицита, хлорита, рутила и углеродистого вещества. Для них характерно наличие кварцевых и карбонатных (сидероплезит) узелков размером до 1–2 мм, обычно окруженных в направлении сланцеватости двориками растяжения, заполненные параллельно-шестоватыми агрегатами кварца, иногда с карбонатом или хлоритом. Терригенные зерна в алевролитах и песчаниках представлены кварцем, полевым шпатом, обломками кремней и эффузивов [4]. Цемент состоит из агрегатов хлорита, гидрослюда и углеродистого вещества.

Углеродистое вещество в породах туогучанской свиты содержится в основном в тонкодисперсной, точечной форме; частицы размером 0.001–0.005 мм пронизывают всю массу породы, за исключением терригенных зерен. Степень насыщенности углеродистым материалом разных частей породы различна и меняется от весьма высокой в удлинённых плейчатых скоплениях с серицитом, определяющих сланцеватую текстуру пород, до полного отсутствия в новообразованиях кварца и карбоната. Максимальное количество свободного углерода установлено в сланцах (среднее 2.25% по 21 пробе), а минимальное — в песчаниках (среднее 0.91% по 6 пробам; лаборатория Восточного углехимического института).

На рис. 1 приведены типичные характеристики углеродистого вещества пиритизированных сланцев на примере одной из проб. Термический анализ¹ пород показал колебание температуры выгорания углеродсодержащей составляющей в пределах 625–800 °С, причем экзотермический пик часто асимметричен или имеет двойную вершину, что является признаком присутствия нескольких типов углеродистого вещества [3]. В ИК спектре² углеродистого материала, выделенного флотацией по методике Э. А. Развозжаевой [10], наблюдается сплошное поглощение без явно выраженных максимумов. На дифрактограммах концентрата углеродистого вещества основное его отражение (002) представлено широким пиком с угловой полушириной 1.0–1.2°, $d_{002} = 3.40\text{--}3.43$ А. Данные значения d_{002} , по классификации К. А. Ландиса [13],

¹ Термические анализы проведены по методике [3] на установке ТП-1 в ЦКЛ ПГО „Уралгеология“ А. Н. Яйзикович.

² ИК спектры и дифрактограммы сняты в лаборатории Ильменского заповедника Т. С. Корниловой и В. Ф. Ждановым.

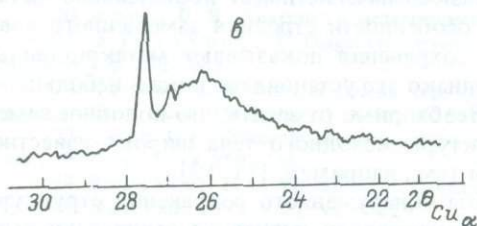
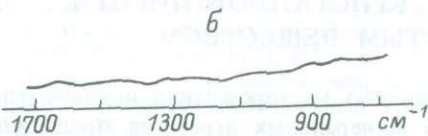
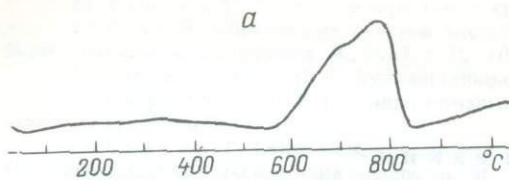


Рис. 1. Характеристики углеродистого вещества.

a — кривая нагревания углеродосодержащего сланца; *б* — ИК спектр углеродистого вещества; *в* — дифрактограмма концентрата углеродистого вещества; острый пик с 2θ около 28° — отражение рутила.

характерны для графита с частично упорядоченной структурой. Размер блоков когерентного рассеяния по оси $c-L_c$ равен $60-80 \text{ \AA}$.

Пирит в породах находится главным образом в виде вкрапленных кубических кристаллов размером $1-15 \text{ мм}$, с грубой комбинационной штриховкой или гранями пентагондодекаэдра. Обычно в сланцах и иногда в песчаниках индивиды пирита окружены оторочкой из параллельно-шестоватого агрегата кварца (второго типа).

В пирите из пород содержится незначительное количество химических приме-

сей,³ главной из которых является мышьяк. Количество его составляет от 0.02 до $0.49 \text{ мас.}\%$, в среднем $0.19 \text{ мас.}\%$ (по 60 пробам). Содержание Ni, Co, Cu, Pb, Zn и других элементов редко более $0.05 \text{ мас.}\%$.

Внутреннее строение кристаллов пирита (рис. 2) с унаследованной текстурой вмещающих пород ярко выражено и встречается практически во всех индивидах вкрапленного пирита западного и восточного крыльев антиклинали. Оно хорошо видно в косом освещении на отшлифованной и смоченной водой или глицерином поверхности срезов кристаллов, а также в аншлифах при несовершенной полировке (рис. 3). В отраженном свете его можно заметить в обычных прозрачных шлифах, содержащих пирит. В ряде случаев реликтовое строение проявляется при выветривании пирита. Грубо реликтовую текстуру пород обозначают сульфаты железа, образующиеся на некоторых кристаллах пирита в условиях повышенной влажности. Рост сульфатов приводит к разрушению этих кристаллов, подобно марказитовым конкрециям.

Лучше всего унаследованное строение пирита выявляется травлением. Практически одинаковые результаты были получены при использовании HCl с цинковой пылью, NH_4OH с электрическим током, HNO_3 с порошком CaF_2 , метода тампона [9]. Наиболее целесообразным оказалось травление концентрированной HNO_3 в течение $5-10$ мин. Время травления зависит от того, в какой породе находится кристалл (пирит в песчанике травится медленнее) и от желаемой степени контраста текстуры; контрастность также связана с ориентировкой среза относительно реликтовой сланцеватости.

При обычных исследованиях травлению подвергали подготовленные к полировке, но не полированные образцы. Кроме того, что получается выигрыш во времени, это дает возможность наблюдать достаточно мелкие детали строения и кристалла, и окружающей его породы, исчезающие при полировке. После промывки и сушки протравленные срезы, смоченные глицерином, изучали под бинокулой. Особо тонкие детали исследовали в аншлифах под микроскопом.

Сопоставление строения кристаллов пирита и содержащих их пород показало, что почти каждый элемент породы (узелки кварца и карбоната, оторочки около них, отдельные зерна и т.д.) имеет в пирите своего аналога — своеобразный фантом⁴ (рис. 4). В мелких кристаллах величиной до 2 мм фантомы карбонатных узелков занимают основную часть среза. Тонкие кварцевые прожилки, существовавшие в сланцах до пирита и им замещенные, проявляются как не травящиеся однородные полосы (рис. 5) с мелкими реликтами кварца.

³ Химические анализы выполнены в Полевской химлаборатории ПГО „Уралгеология“.

⁴ Фантом — от франц. fantôme — призрак, привидение.

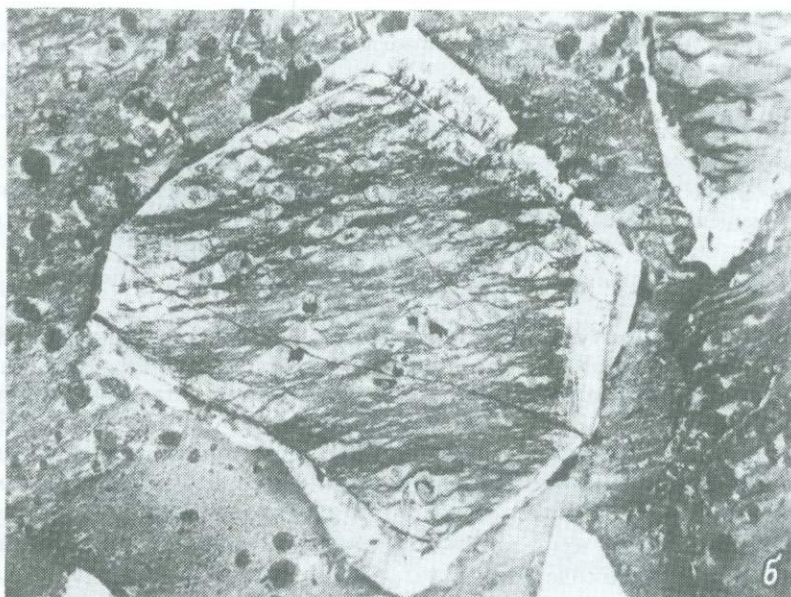
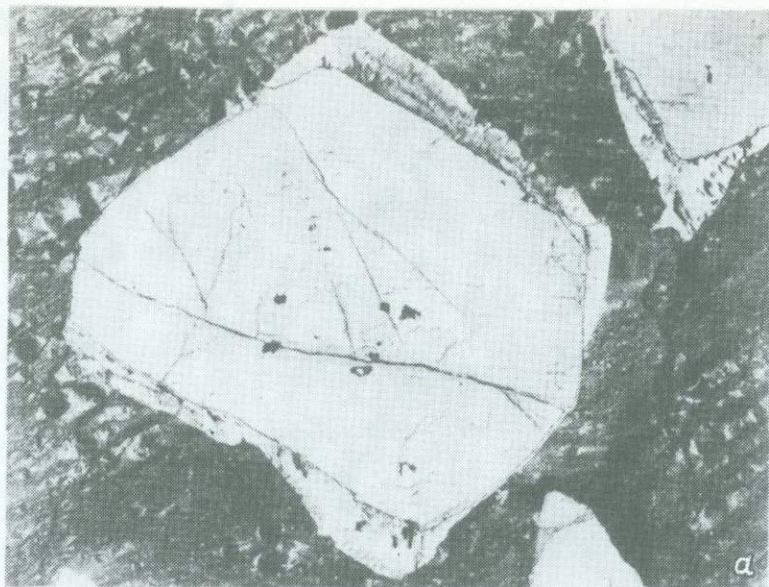


Рис. 2. Внутреннее строение кристалла пирита в сланце. Пришлифованный шгупф, обработанный для выявления строения породы в течение 5 мин HF. Увел. 4.2.

а – до травления, черные участки в кристалле – кварцевые реликты; *б* – после травления HNO_3 .

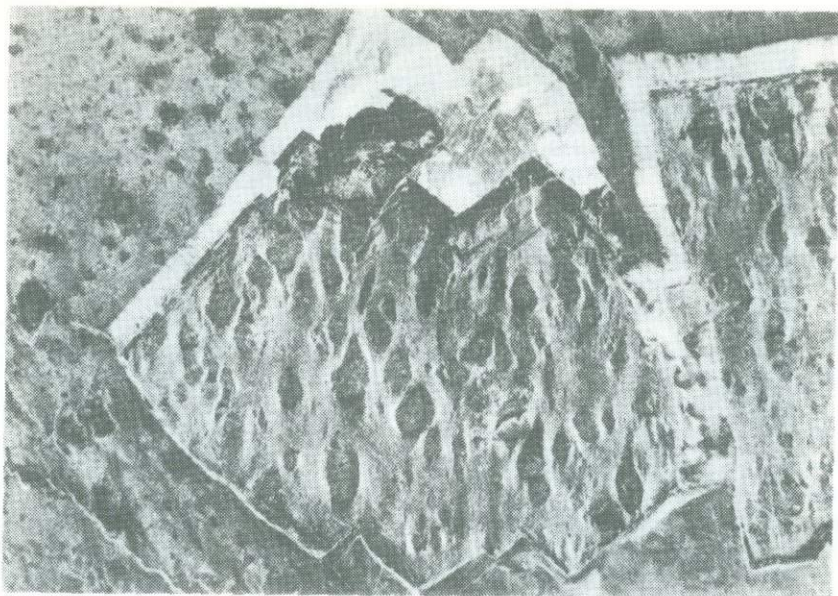


Рис. 3. Реликтовая текстура сланца в кристалле пирита, выявляющаяся при полировании. Полированный шлиф, косое освещение. Увел. 6.

Состав реликтов в пирите свидетельствует о том, что характер замещения определяется не только минеральным составом пород, но и величиной минеральных зерен. Полному замещению подвергается мелкозернистая часть породы: полевые шпаты, хлорит, серицит, кварц, карбонат. В том случае, когда крупные выделения в породе сложены кварцем, индивиды пирита содержат большое число кварцевых реликтов (рис. 6).

Унаследованная текстура сланцев встречается не только в кристаллах пирита. В редких случаях наблюдается замещение, идущее от тонкой трещины, заполненной мелкими идиоморфными зернами пирита. Строение породы в таких образованиях также сохраняется (рис. 7).

Как показывают проведенные исследования, реликтовая текстура, видимая в пирите, представляет собой картину распределения углеродистых частиц в замещенном объеме породы. Роль углеродистых частиц в реликтовой текстуре подтверждается рис. 8, на котором показан кристалл пирита, образовавшийся на контакте сланца и песчаника. Так как песчаник содержит значительно меньше углеродистого вещества, его строение выявляется менее отчетливо, чем строение сланца.

На слабо протравленных полировках при большом увеличении реликтовая текстура видна как система точек величиной около 1 мкм, которые при глубоком травлении увеличиваются в размерах и сливаются. Под электронным микроскопом на угольных репликах с полированных срезов кристаллов (аналитик В. П. Ароскин) после кратковременного травления обнаруживаются участки сложного „рыхлого” строения (рис. 9, а). Подобные образования обычны и на сколах кристаллов (рис. 9, б). По ряду признаков удалось установить, что они являются, по сути дела, псевдоморфозами пирита по углеродистым частицам. Состав этих микрорепродуктов из-за весьма малых размеров точно не определен. Однако наиболее вероятно, что они сложены пиритом с дефектной структурой. Это предположение находится в согласии с размытостью линий в области больших углов на рентгенограммах наиболее насыщенных травящимися точками частей кристаллов. Легкость травления такого пирита объясняется тем, что нарушения кристаллической решетки, как известно, обладают повышенной энергией и обнаруживаются по действию химических реагентов [6].

Наблюдение за процессом травления пирита показало, что из травящихся мест на поверхность капли кислоты поднимаются мельчайшие частицы черного цвета. Если слой кислоты достаточно тонкий и растворение пирита идет без выделения пузырьков



Рис. 4. Строение сланца и пирита.

a — сланец с кварц-карбонатными узелками, проходящий свет, без анализатора; *б* — пирит, шлифованный срез кристалла, протравленный HNO_3 ; черные участки в середине фантомов узелков — остатки кварца. Увел. 25.

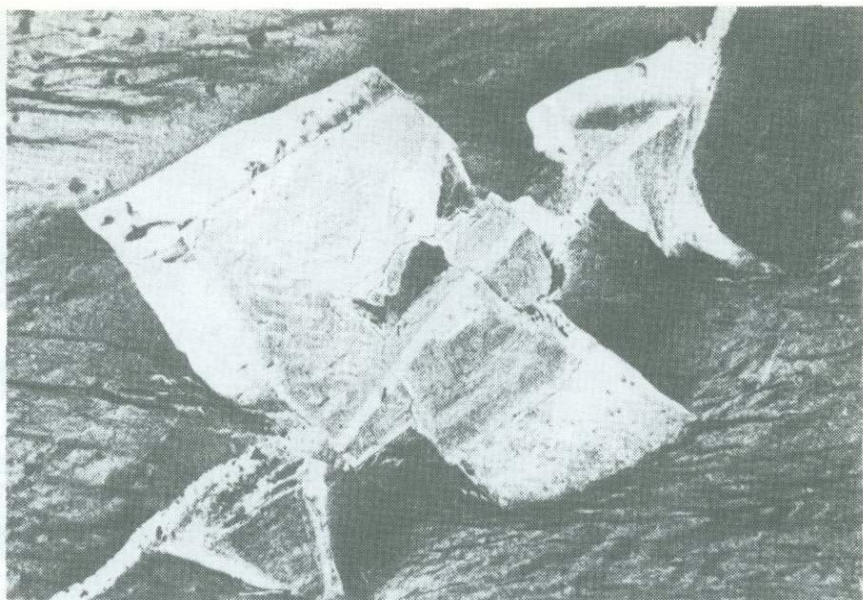


Рис. 5. Проявление кварцевого прожилка в пирите. Пришлифованный штупф, протравленный HF и HNO_3 . Увел. 4.

Рис. 6. Замещение сланца пиритом (светлое). Пришлифованный штупф, протравленный HF и HNO_3 . Увел. 5.7.

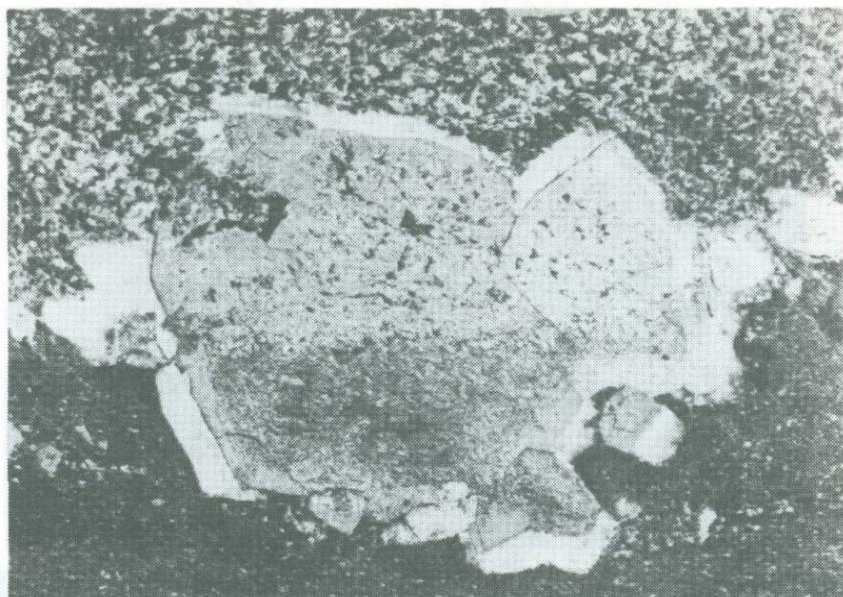


Рис. 7. Замещение сланца пиритом (светлое). Пришлифованный штуф, протравленный HF и HNO_3 . Увел. 4.

Рис. 8. Строение кристалла пирита на контакте пород с разным содержанием углеродистого вещества — песчаника и сланца (более темное). Пришлифованный штуф, протравленный HF и HNO_3 . Увел. 5.2.

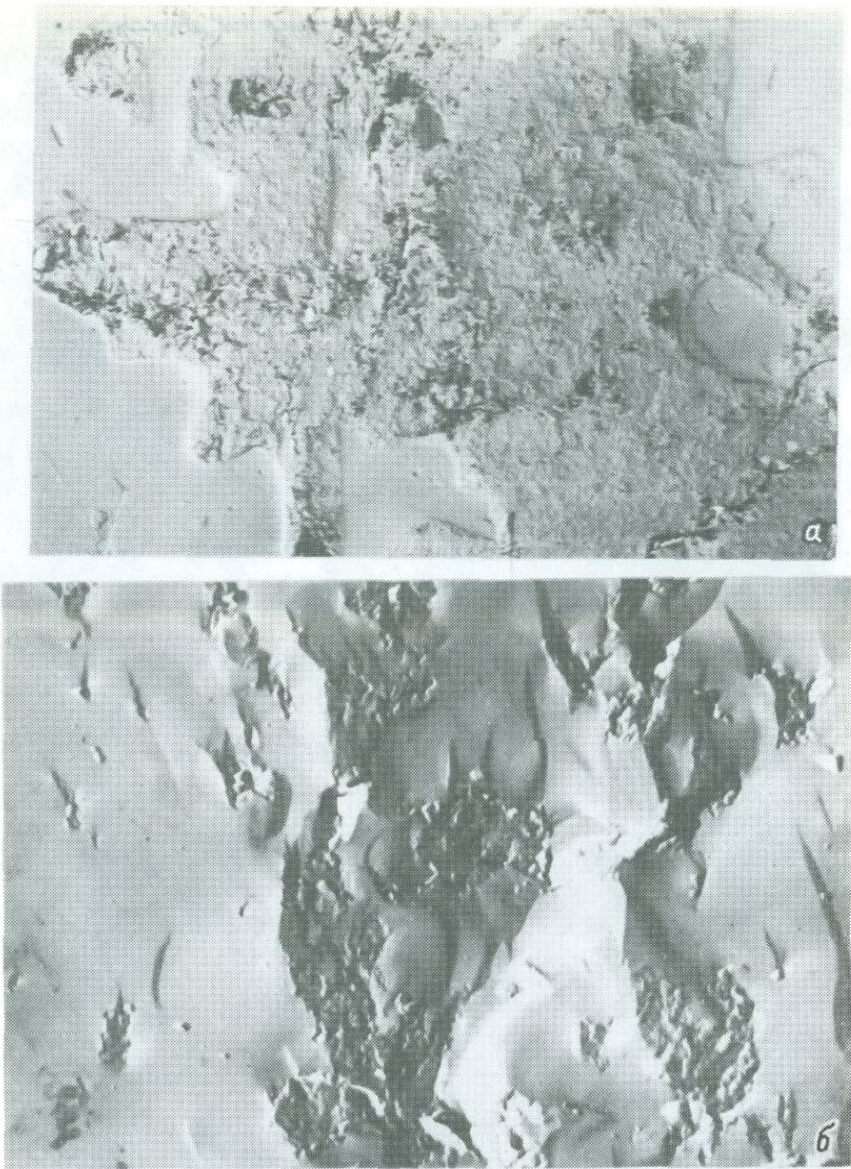


Рис. 9. Электронно-микроскопические снимки реплик с кристаллов пирита.
a – с полированного и протравленного HNO_3 с CaF_2 среза кристалла из сланца, увел. 20 000; *б* – со скола кристалла из песчаника. Увел. 8000.

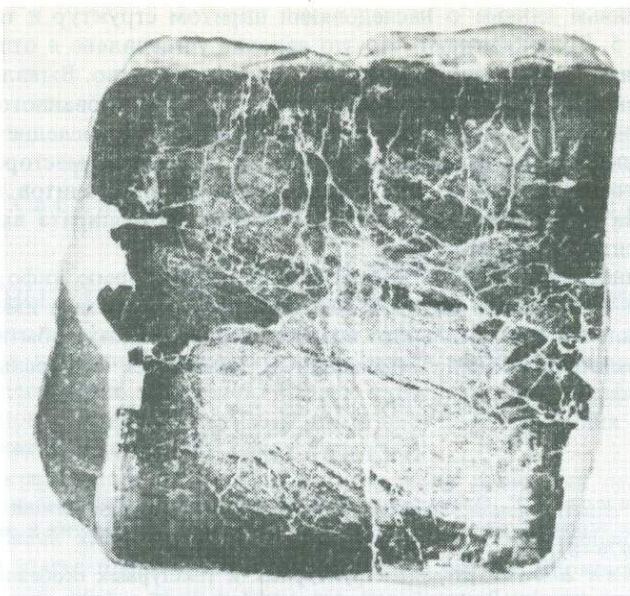


Рис. 10. Кристалл пирита из сланца без реликтовой текстуры в краевых частях. Полированный срез, протравленный HNO_3 . Увел. 2.

ков, то всплывающие частицы образуют картину, в общих чертах повторяющую структуру породы. Этот нерастворимый в кислоте материал хорошо проводит электрический ток и представляет собой остатки углеродистого вещества. На электронно-микроскопических снимках микропсевдоморфоз они видны как частицы неправильной формы размером 0.1–1.0 мкм (рис. 9), после травления извлекающиеся на реплику. По данным съемки рентгенограмм, остатки углеродистого вещества сложены более упорядоченным графитом ($d_{002} = 3.36\text{--}3.37 \text{ \AA}$), чем основная масса графита в породах.

Были проведены опыты по отжигу кристаллов пирита в эвакуированных ампулах в парах серы при температуре 450°C . После нагревания в течение 7 сут реликтовая текстура не исчезла, а кристаллы самопроизвольно раскололись по реликтовой сланцевости, т.е. по местам наибольшей концентрации углеродистых частиц в породе. Раскалывание кристаллов, очевидно, вызвано реликтами графита, который при нагревании вплоть до 400°C сильно расширяется в направлении, нормальном к слоям углеродных атомов [8].

Таким образом, унаследованное строение породы проявляется за счет того, что участки пирита, заместившие частицы неполноупорядоченного графита с образованием псевдоморфоз по ним, оказываются наиболее устойчивыми к механическому и химическому воздействию, легко разрушаются. Более упорядоченный графит остается в реликтах. Места в кристалле, соответствующие элементам породы, не содержащим углеродистого вещества, за обычное время травления не изменяются, а при шлифовании и полировании создают положительный рельеф. Сочетание этих резко различающихся прочностью частей кристалла позволяет видеть в нем фантомы отдельных деталей строения замещенной породы, которые в свою очередь создают фантомы ранее существовавших структуры и текстуры.

В краевых частях некоторых кристаллов пирита реликтовая текстура не проявлена, здесь она сменяется однородными, хорошо полирующимися, практически не травящимися зонами (рис. 10). Такие зоны однородного строения имеют мощность от долей до нескольких миллиметров, наибольшую в направлении сланцеватости вмещающих пород. Участки без реликтовой текстуры часто связаны с рассекающими крупные индивиды пирита кварцевыми прожилками. Кварцевые оторочки, окружающие кристаллы, на их строение не влияют: обломки пирита с унаследованной текстурой, заключенные в массу параллельно-шестоватого кварца, не несут каких-либо следов изменения.

Опубликованные данные о наследовании пиритом структур и текстур замещенных пород [1, 2, 5, 7] показывают, что это явление установлено в отложениях ранних возрастов, но обязательно содержащих углеродистое вещество. Выявленная связь позволяет ожидать значительно более широкое развитие унаследованного строения метакристаллов в черносланцевых толщах, чем было известно до последнего времени. Проверка этого предположения на образцах одного из сурьмяных месторождений Якутии обнаружила наличие реликтовой текстуры углекислых алевролитов во вкрапленных кристаллах пирита и арсенопирита, причем строение арсенопирита выявляется также травлением концентрированной HNO_3 .

Унаследованное внутреннее строение — важный источник информации о самих метакристаллах и той среде, в которой они находятся. Оно может иметь большое значение при установлении относительного возраста геологических событий, при изучении процессов минералообразования, замещения и изменения минеральных индивидов и горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранников А. Г. О геологических предпосылках локализации золотого оруденения в углеродистых терригенно-осадочных толщах. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981. 27 с. Деп. в ВИНТИ, № 976—81.
2. Бушмакин А. Ф. Сохранение структурных и текстурных особенностей черных сланцев в метакристаллах пирита. В кн.: Генетическая информация в минералах. Сыктывкар, 1980, с. 64—65.
3. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л., 1974. 399 с.
4. Ивенсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Г. Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск, 1975. 322 с.
5. Инъшин Е. Д., Германова Е. Т. Типоморфные особенности пиритов одного из месторождений золота Сибири. — В кн.: Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск, 1977, с. 107—115.
6. Классен-Неклюдова М. В., Урусовская А. А. Наблюдение дислокаций в кристаллах методом избирательного травления. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., 1968, с. 100—107.
7. Ли Л. В., Михеев В. Г., Прохоров В. Г. Метакристаллы сульфидных минералов золоторудных месторождений Енисейского кряжа. — В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971, с. 118—123.
8. Лонсдейл К. Кристаллы и рентгеновские лучи. М., 1952. 215 с.
9. Попова В. И., Чесноков Б. В. Электролитическое травление крупных кристаллов пирита методом тампона. — Труды Свердловск. горн. ин-та, 1971, вып. 79, с. 123—125.
10. Развозжаева Э. А. Метод извлечения нерастворимого органического вещества из метаморфических пород докембрия. — Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6. с. 144—146.
11. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., 1962. 1132 с.
12. Шнайдер М. С., Шнайдер А. А., Ерофеев В. С., Снегирев В. А. О механизме формирования псевдоморфоз сульфидов железа по остаткам древесины. — ЗВМО, 1970, с. 90, вып. 5, с. 580—587.
13. Landis C. A. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. — Contr. Miner. and Petrol., 1971, vol. 30, No. 1, p. 34—45.

В. И. Попова, М. А. Татаркин,
Р. А. Хасанов, В. А. Бобров, В. М. Винокуров

К ОНТОГЕНИИ ЦИРКОНА ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ ИЛЬМЕНСКИХ И ВИШНЕВЫХ ГОР

В щелочных пегматитах Ильменских и Вишневых гор циркон является одним из типичных акцессорных минералов. Общая характеристика морфологии и состава кристаллов циркона, парагенезисов минералов цирконосодержащих щелочных пегматитовых тел изложена ранее [1–10; и др.].

Анатомия кристаллов циркона из разных типов щелочных пегматитов изучена в последнее время нейтронно-активационной радиографией. Было установлено, что почти все кристаллы характеризуются зональностью и секториальностью состава [4, 5]. В настоящей статье приводятся новые данные о составе циркона, в том числе последовательных зон роста разных пирамид нарастания кристаллов по результатам нейтронно-активационного и микрорентгеноспектрального анализов и электронного парамагнитного резонанса.

Содержание некоторых элементов в цирконе щелочных пегматитов Ильменских гор в сравнении с гранитными приведены в табл. 1. В цирконах щелочных полевошпатовых и нефелин-полевошпатовых (миаскитовых) пегматитов определено от 47.59 до 50.24 мас.% Zr (в пересчете на ZrO_2 от 64.2 до 67.8), что соответствует известным данным химических анализов [8]. Содержание Hf составляет $0.76 \div 1.06$ мас.%, Fe — 0.1–0.2, урана и тория — от тысячных до сотых долей процента. В цирконах Ильменских гор впервые определены содержания Ta, Cs и Rb, причем в гранитных пегматитах они выше, чем в щелочных, как и Hf, Fe, U, Th и TR (табл. 1). Циркон из щелочных корундовых пегматитов (копь 298) по ряду элементов (Fe, Th, Rb, Cs, Eu) близок к более ранним полевошпатовым и миаскитовым пегматитам; содержания же Zr, Hf, U, Ta, La, Lu в нем значительно выше и приближается к цирконам из гранитных (более поздних) пегматитов. Цирконы из древних гранитных пегматитов, предшествующих образованию щелочных пегматитов [5], не анализированы. В пегматитах последовательных возрастных групп: полевошпатовых → миаскитовых → корундовых → гранитных неамазонитовых и амазонитовых в составе циркона соответственно уменьшаются содержания Zr и возрастают Hf, Fe, U, Th, Ta, Cs, Rb, TR (La, Eu, Lu).

Для циркона полевошпатовых пегматитов Ильменских гор характерны кристаллы дипирамидально-призматического габитуса (рис. 1, а) с доминирующими в огранке призмой {100} и дипирамидой {111}; в процессе роста облик кристаллов менялся от изометричного к столбчатому [4, 7]. Кристаллы циркона из нефелин-полевошпатовых пегматитов характеризуются более сложным изменением формы кристаллов в процессе роста — от наиболее ранних призматических кристаллов (рис. 2, б, центральная часть кристалла) к промежуточным зонам роста остродипирамидальной и затем дипирамидально-призматической формы; последние зоны роста соответствуют изометричным кристаллам при относительном равенстве скоростей роста разных форм (рис. 1, б; 2, б).

В наиболее типичных по строению и выявленным неоднородностям состава кристаллах циркона (рис. 1, 2) в последовательных зонах или группах зон роста граней разных простых форм определены содержания некоторых элементов (табл. 2). Для нейтронно-активационного анализа из плоскопараллельных пластинок — дубликатов препаратов активационной радиографии — выпилены участки массой от 25 до 250 мг. В двух облученных препаратах после их „остывания” проведено микрозондовое профилирование (дополнительно к данным нейтронно-активационного анализа дубликатов).

Из полевошпатового пегматита копи 28 Ильменских гор исследованы два кристалла. Кристалл, изображенный на рис. 1, а, светло-буроватого цвета, огранен {100},

Т а б л и ц а 1
Содержание некоторых элементов в аксессуарном цирконе из пегматитов Ильменских гор*

Элементы	Единицы измерения	Пегматиты (от ранних к поздним)										
		Щелочные						Гранитные				
		полевошпатовые		миаскитовые				корундовые	неамазонитовые		амазонитовые и сходные с ними	
		Номера копей										
		17	28	7	115	240	370	298	17	368-у	57	232
Zr	мас.%	50.24	47.59	48.11	48.10	49.56	49.14	43.00	44.33	42.38	30.25	30.44
Hf	"	1.050	1.060	1.002	1.022	0.764	1.010	2.230	1.070	1.540	3.350	10.380
Na	"	0.070	0.036	0.041	0.160	0.098	0.076	0.155	0.086	0.087	0.144	0.082
Fe	"	0.114	0.225	0.095	0.288	0.119	0.125	0.311	0.662	1.280	2.790	1.050
Th	"	0.0077	0.0159	0.0210	0.0046	0.0249	0.0686	0.150	1.130	1.910	1.780	0.702
U	"	0.0054	0.0016	0.0026	0.0057	0.0378	0.0121	0.236	0.0471	0.255	0.449	1.530
Sc	г/т	20.0	31.8	10.58	15.47	87.7	23.6	79.7	0.936	0.834	79.3	4.53
Ta	"	5.44	3.05	1.41	56.1	9.63	4.60	45.6	52.3	223	580	258
Cs	"	0.113	0.074	0.104	0.247	0.068	0.011	0.185	2.35	1.07	0.853	1.85
Rb	"	2.05	1.95	2.83	6.33	3.50	1.27	3.82	5.83	11.5	25.8	7.34
La	"	28.4	2.64	2.67	35.7	8.06	10.3	121	741	122	198	674
Eu	"	0.509	0.955	0.535	1.395	1.06	1.20	0.612	15.4	4.99	1.64	Не опр.
Lu	"	31.5	46.7	17.1	31.6	22.2	5.40	319	182	452	338	15.8

П р и м е ч а н и е. Данные нейтронно-активационного анализа, АИ-4096, Ge(Li)-детектор, аналитик М. А. Татаркин, ВИМС.

Таблица 2

Результаты нейтронно-активационного анализа зонально-секториальных кристаллов акцессорного циркона из щелочных пегматитов Ильменских и Вишневых гор

№ п/п	Номера проб	Zr	Hf	Na	Fe	Th	U	Sc	Co	Ta	Cs	Rb	La	Eu	Lu	Y
		мас. %						г/г								
1	28-7/1	He опр.	1.01	0.003	0.136	0.016	19.0	26.4	2.4	1.97	He опр.	He опр.	1.87	1.07	He опр.	He опр.
2	28-7/2	" "	0.98	0.011	0.418	He опр.	9.0	24.7	4.0	2.07	" "	" "	1.40	1.03	" "	" "
3	28-7/5	" "	0.98	0.007	0.116	" "	9.2	48.8	0.7	1.28	" "	" "	1.32	1.09	" "	" "
4	28-7/7	" "	0.81	0.025	0.356	" "	27.4	29.0	2.6	3.16	" "	" "	2.50	1.09	" "	" "
5	28-1a	48.14	1.32	0.080	0.176	0.016	13.8	27.7	He опр.	7.46	0.097	2.30	6.16	0.81	45.1	" "
6	28-3a	47.04	1.25	0.091	0.138	0.016	14.8	34.1	" "	2.40	0.051	1.59	2.58	0.63	48.1	" "
7	115-1б	49.68	1.13	0.071	0.142	0.034	13.1	9.35	" "	14.90	0.059	2.16	8.94	0.55	18.0	" "
8	115-2б	46.52	0.91	0.250	0.435	0.025	101	21.6	" "	97.3	0.434	10.5	705	2.24	45.2	" "
9	7-3/1	He опр.	(0.77) 0.80	0.006	0.187	(0)	11.2	12.1	2.5	1.54	He опр.	He опр.	1.94	0.67	He опр.	" "
10	7-2/2	" "	(0.70)	He опр.	He опр.	(20)	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	" "	" "	He опр.	He опр.	" "	" "
11	7-4/1	" "	(0.91)	" "	" "	(0)	(0)	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "	(200)
12	7-4/5	" "	0.90	0.004	0.105	He опр.	20.3	8.4	0.6	0.61	" "	" "	2.89	0.38	" "	He опр.
13	7-4/2	" "	(0.80)	He опр.	He опр.	(0)	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	" "	" "	He опр.	He опр.	" "	(300)
14	7-4/6	" "	0.87	0.006	0.074	He опр.	29.2	11.8	0.3	1.83	" "	" "	1.68	0.65	" "	He опр.
15	7-4/3	" "	(0.50)	He опр.	He опр.	(0.05)	(200)	He опр.	He опр.	He опр.	" "	" "	He опр.	He опр.	" "	(500)
16	7-4/4	" "	(0.40)	" "	" "	(0.25)	(800)	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "	(1000)
17	5-1в	46.75	1.76	0.067	0.150	0.001	10.8	28.1	He опр.	1.44	0.100	1.49	1.72	0.51	9.65	He опр.
18	5-2в	47.70	1.70	0.070	0.127	0.010	12.6	54.0	" "	2.36	0.062	2.76	1.63	1.42	15.3	" "
19	5-3в	46.75	1.59	0.096	0.140	0.007	7.2	53.5	" "	1.90	0.064	1.43	2.77	1.14	15.4	" "
20	5-6в	48.11	1.90	0.060	0.094	0.002	14.3	39.2	" "	0.35	0.054	2.37	1.43	0.41	4.95	" "
21	5-7в	48.60	1.41	0.061	0.170	0.001	12.8	74.0	" "	2.00	0.039	1.52	3.03	0.28	12.0	" "
22	5-8в	47.21	1.54	0.087	0.121	0.006	15.3	62.2	" "	2.26	0.121	3.84	4.33	0.53	14.5	" "

П р и м е ч а н и е. АИ-4096, Ge(Li)-детектор, аналитик М. А. Татаркин, ВИМС. В скобках – усредненные результаты микронзондового профилирования, JXA-5, аналитик В. Г. Гмыра, ИГГ, Свердловск. 1-6 – циркон из полевошпатового пегматита, копи 28, Ильмены; 7-8 – из миаскитового пегматита, копи 115, там же; 9-16 – то же, копи 7; 17-22 – из миаскитового пегматита, жилы № 5, Вишневые горы.

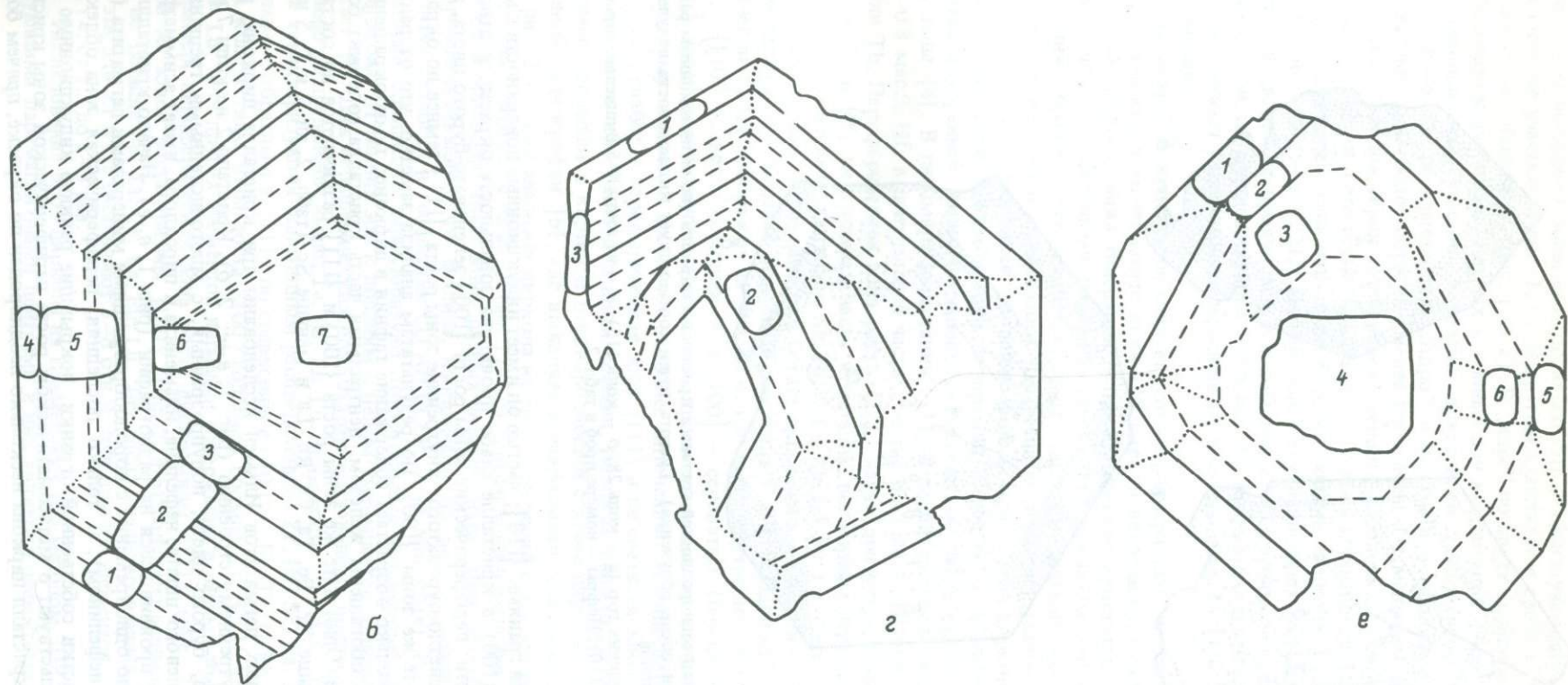


Рис. 1. Нейтронно-активационные радиографии кристаллов циркона из пегматитов Ильменских гор и схемы расположения проб. Увел. 4.
 а, б – циркон из копии 28, срез (100); в–е – из копии 7, срез (110). Цифры – номера проб в табл. 2 и 3. Радиографии получены через 5.5 ч. после облучения.

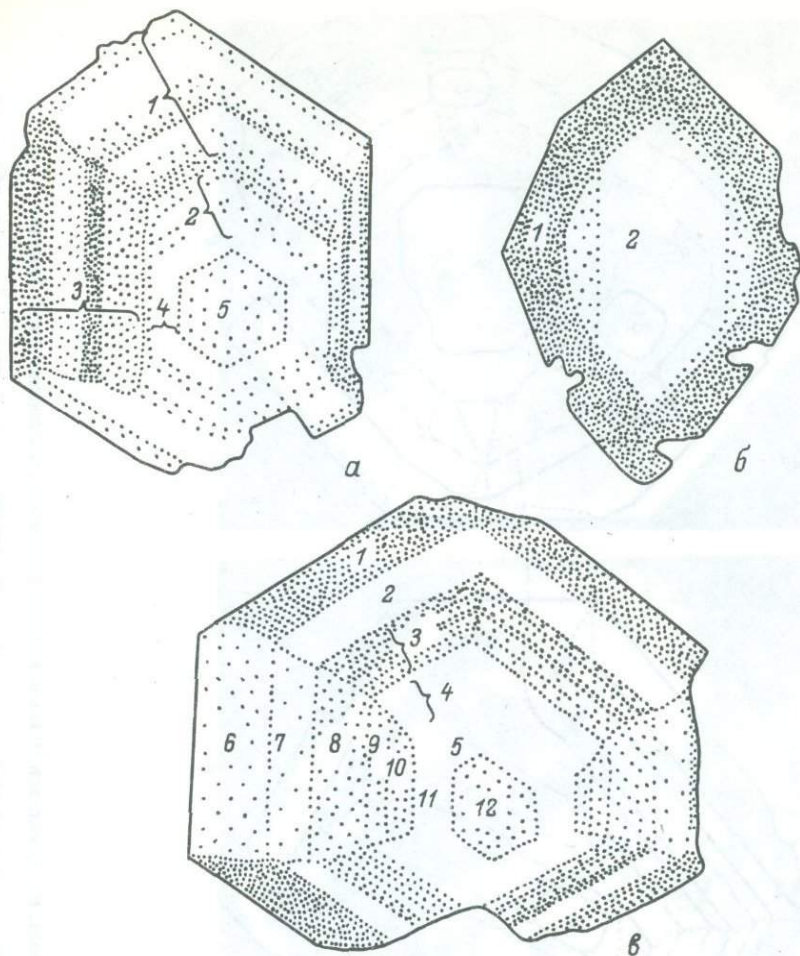


Рис. 2. Картины неоднородностей состава в кристаллах циркона (по активационным радиографиям через 30 мин после облучения). Густота точек соответствует интенсивности излучения короткоживущих изотопов.

a, б — цирконы Ильменских гор (*a* — копь 28, *б* — копь 115), *в* — из жилы № 5 Вишневых гор. Срезы: *a, в* — (100), *б* — (110). Цифры — номера проб в табл. 2.

{111} и маленькими гранями {110}; частью он имеет индукционные поверхности с магнетитом. В срезе (100) в кристалле слабо проявлена зональность окраски и относительной прозрачности: периферические зоны роста {100} зеленовато-бурого цвета, а те же зоны {111} — светло-буроватого; внутренние зоны роста {111} темнее по окраске и прозрачнее, чем те же зоны {100}. По результатам анализа заметно, что от ранних зон к поздним несколько возрастает содержание гафния в цирконе; темноокрашенные зоны относительно обогащены железом, центральная часть кристалла содержит больше урана и тантала. Одни и те же зоны роста {100} и {111} различаются по составу: в зонах {111} больше Zr, Fe, Ta, Cs, Rb, La и меньше Sc (табл. 2, ан. 2 и 3; 5 и 6; рис. 1, б и 2, а).

Из миаскитовых пегматитов Ильмен исследованы три кристалла циркона, различающихся по внутреннему строению (рис. 1, в—е; 2, б). Кристалл 2 из копи 7 изометричного облика, бурого цвета, полупрозрачный, с многочисленными трещинами и включениями полевого шпата, нефелина, ильменита и пироклора, имеет асимметричное строение, ярко проявившееся на радиографии (рис. 1, в, г). Начало кристаллизации его происходило одновременно с породообразующими минералами пегматита (полевым шпатом и нефелином), и только последняя, периферическая зона облекает весь кристалл; участки собственной огранки, покрывшие раннюю индукционную поверхность, свидетельствуют о метасоматическом росте периферической зоны кристалла. В срезе (110) кристалл циркона несколько неоднороден по окраске, причем более

темные (темно-бурые) зоны его соответствуют слабоизлучающим на радиографии зонам (темные участки на рис. 1, в). В другом кристалле в срезе (100) четко выделяются „ядро” и „оболочка” (рис. 1, д, е). В „ядре” по цвету выделяются 12 чередующихся беловато-коричневых светлых и темных зон комбинации форм $\{111\} + \{110\}$ (псевдопинакоидальный участок, вероятно, обусловлен отклонением плоскости среза от физического центра кристалла). „Ядро” зернистое в результате метамиктного распада, светлые зоны более пористы, менее прозрачны и с меньшим размером зерен; вокруг „ядра” видна серия радиальных трещин. „Оболочка” кристалла бурого цвета, прозрачна. Вблизи периферии кристалла есть включения полевого шпата, подчеркнутые последующими тонкими темно-бурыми зонами циркона, отчетливо различными в $\langle 111 \rangle$ и слабее — в $\langle 221 \rangle$. На нейтронно-активационных радиографиях зональность состава в „ядре” не проявилась, а в „оболочке” по короткоживущим изотопам выделяются 6 зон, по среднеживущим — 2 зоны [4]. Анализ состава циркона последовательных зон показал увеличение содержания Hf и уменьшение U, Th и Y от ранних зон роста к поздним.

Из анатомии кристаллов следует, что второй кристалл зародился раньше первого.

В миаскитовом пегматите копи 115 циркон встречается в виде кристаллов двух генераций. Более ранняя генерация — призматические кристаллы темно-бурого цвета с частично индукционными поверхностями с плагиоклазом и ильменитом. Поздняя генерация образует либо самостоятельные дипирамидальные кристаллы светло-желтоватого и желтовато-зеленоватого цвета, либо обрастает ранние кристаллы в виде зон (рис. 2, б), подчеркивая эволюцию формы кристаллов циркона от дипирамидально-призматической к комбинации дипирамид. Ранее было выявлено четкое различие состава внутренней дипирамидально-призматической части кристалла и периферической зоны [4]. В пирамиде нарастания $\langle 111 \rangle$ в периферической зоне циркон содержит 0.5–0.8 мас.% Hf, в центральной части — менее 0.45 мас.% Hf при повышенном содержании Th. Периферическая зона роста $\{221\}$ характеризуется повышенными содержаниями Zr и Hf; центральная часть кристалла, по данным нейтронно-активационного анализа, относительно обогащена Sc, Ta, U, Cs, Rb, La, Eu, Lu (табл. 2, ан. 7, 8).

В Вишневых горах наиболее богата аксессуарным цирконом жила миаскитового пегматита на горе Каравай, известная как жила № 5 [1]. Один из типичных кристаллов в сечении (100) изображен на рис. 2, в. По цвету внутренние зоны $\{111\}$ коричневатые, $\{110\}$ — светло-коричневые, а $\{100\}$ — сероватые. Периферические зоны роста $\{111\}$ зеленовато-коричневатого цвета, просвечивающие на глубину, а зоны $\{100\}$ — серые, замутненные. В УФ лучах наиболее интенсивно люминесцируют внутренние зоны $\{111\}$, слабее — периферическая зона $\{111\}$ и не светятся зоны роста $\{100\}$ и центральная часть кристалла в данном сечении. Распределение окраски и люминесценции частично совпадает с картиной неоднородностей состава циркона на нейтронно-активационной радиографии [6], где выявляется наибольшая детальность анатомии кристалла (рис. 2, в). Ряд анализов циркона из трех периферических зон роста $\{100\}$ и $\{111\}$ кристалла приведен в табл. 2 (ан. 17–22). Графически изменение содержаний Zr, Hf, Sc и Eu в разновозрастных зонах разных пирамид нарастания разных форм, по данным нейтронно-активационного анализа, изображены на рис. 3 (аналитики В. А. Бобров, Институт геологии и геофизики СО АН СССР; А. И. Молодых). Результаты разных лабораторий одинаково характеризуют относительные неоднородности состава кристалла циркона. От ранних зон к поздним в целом уменьшается содержание Zr и Sc и возрастает Hf. Для периферических зон, охарактеризованных полнее (табл. 2), обратное гафнию распределение имеют Ta, La, Eu, Lu. Зоны роста $\{111\}$ и $\{100\}$ кристалла циркона характеризуются однотипным распределением Zr, Hf, Sc, Na, Ta, Cs, La, Lu и различным — обратным в $\langle 111 \rangle$ по сравнению с $\langle 100 \rangle$ — Fe, Th, U, Rb, Eu. По относительным количествам зоны роста $\{100\}$ содержат больше Zr, Sc, U, чем $\{111\}$, и меньше Eu и Lu; для других элементов вариации содержаний в разных зонах роста различны. Например, периферическая зона роста дипирамиды $\{111\}$ (рис. 2, в-1) в сравнении с той же зоной роста призмы $\{100\}$ (рис. 2, в-6) содержит меньше Hf, Zr, Th, U, Sc, Rb, но больше Fe, Ta, Cs, La, Eu, Lu (из числа анализируемых элементов). Различия эти для Zr и Hf составляют 3–8 отн.%, для других элементов — 20–50 отн.% и более, т.е. от 1.3 до 2–3 раз.

Исследование проб циркона из Ильменских гор методом ЭПР показало, что доминирующими парамагнитными центрами в них являются дефектные центры $\text{SiO}_2^{3-} - \text{Y}^{3+}$

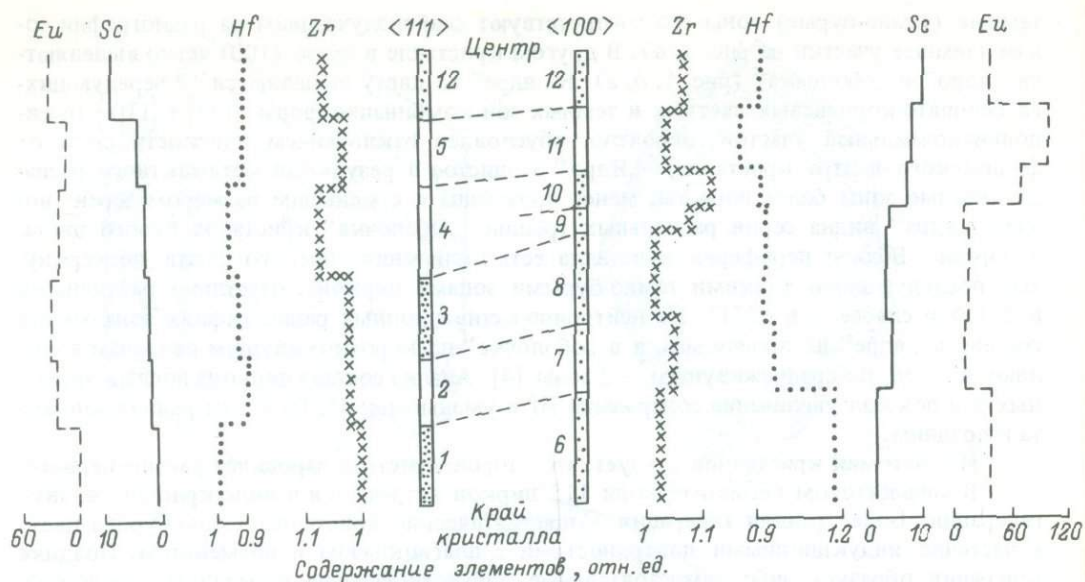


Рис. 3. Изменение содержаний элементов в зонах роста пирамид нарастания разных форм кристалла циркона из Вишневых гор (рис. 2, в).

и SiO_3^{3-} и примесные центры Gd^{3+} (табл. 3). Запись спектров проведена на отечественном спектрометре РЭ-1307 при $T = 300^\circ\text{K}$ в направлении магнитного поля $H \parallel [001]$ кристаллов циркона. Относительная интенсивность спектров наблюдаемых парамагнитных центров определялась по формуле

$$A = \frac{A_{\text{ц}}}{A_{\text{э}} \cdot P},$$

где $A_{\text{ц}}$ — интенсивность линии спектра данного центра; $A_{\text{э}}$ — интенсивность линии спектра этилона (ДФПГ); P — вес образца в граммах.

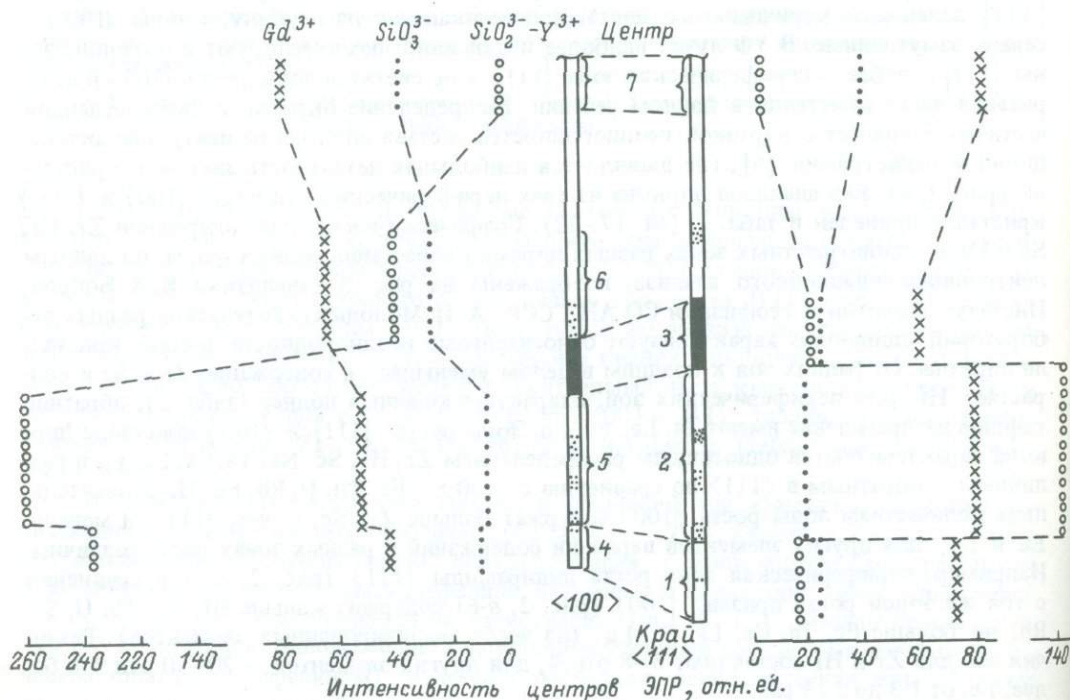


Рис. 4. Изменение интенсивности центров ЭПР в зонах роста $\langle 100 \rangle$ и $\langle 111 \rangle$ кристалла циркона из копи 28 Ильменских гор (рис. 1, а, б).

Относительная интенсивность парамагнитных центров
акцессорного циркона из пегматитов Ильменских гор

Тип центра	Номера кристаллов и их зон										
	28-7							7-2		7-4	
	1	4	2	5	3	6	7	1	2	5	6
	Относительная интенсивность на 1 г пробы										
$\text{SiO}_2^{3-} - \text{Y}^{3+}$	18.7	236.6	141.8	260.98	22.9	40.6	3.9	147.6	142.7	3.4	7.1
SiO_3^{3-}	25.4	10.1	20.4	9.25	25.6	28.7	38.9	28.6	15.8	23.6	56.7
Gd^{3+}	72.2	41.7	79.2	52.7	59.96	64.5	81.7	45.2	65.7	38.7	62.6

Примечание. Спектрометр РЭ-1307, $T = 300^\circ \text{K}$, аналитик Р. А. Хасанов, Казанский университет; номера проб см. в табл. 1 и на рис. 1.

Все три типа центров проявлены во всех исследованных кристаллах циркона, но в разных зонах разных пирамид нарастания интенсивности (содержания) их различны. Наибольшие вариации интенсивностей характерны для дефектных центров $\text{SiO}_2^{3-} - \text{Y}^{3+}$, где вакансии двух атомов кислорода в тетраэдре SiO_4 стабилизированы ионами Y^{3+} ; различия интенсивностей для разных зон достигают 40–80 раз. В одних пробах преобладают дефектные центры, в других – примесные. Корреляции между интенсивностями разных центров в одной серии проб не наблюдается. Анатомически разные кристаллы циркона из одной пегматитовой жилы различны по относительному содержанию парамагнитных центров.

Для исследованных проб отмечается частичная обратная корреляция содержаний гафния и интенсивностей центров $\text{SiO}_2^{3-} - \text{Y}^{3+}$; такие соотношения Hf и Y ранее были выявлены микронзондовыми исследованиями [4]. В распределении центров SiO_3^{3-} , представляющих собой дефектный тетраэдр SiO_4 с вакансией одного атома кислорода, заметна секториальность: относительная интенсивность этих центров в одном и том же кристалле выше в зонах $\{111\}$ по сравнению с $\{100\}$ и $\{110\}$. Секториальность в распределении характерна и для примесных центров Gd^{3+} , замещающего ионы Zr^{4+} .

На рис. 4 дана схема соотношения интенсивностей парамагнитных центров в зонах роста призмы $\{100\}$ и дипирамиды $\{111\}$ кристалла циркона из полевошпатового пегматита копи 28 (см. рис. 1, а, б). Несмотря на разную интенсивность, характер изменения ее в $\langle 100 \rangle$ и $\langle 111 \rangle$ сходен.

Исследованные кристаллы циркона из пегматитов Ильменских гор не являются синхронными образованиями. Полевошпатовые пегматиты по времени являются несколько более ранними, чем нефелин-полевошпатовые [5]. Акцессорный циркон в них частично одновременен с некоторыми породообразующими и акцессорными минералами; в полевошпатовом пегматите копи 28 это магнетит и плагиоклаз, в нефелин-полевошпатовом пегматите копи 7 – микролин-пертит (для № 7–4), нефелин, ильменит и пироклор (для № 7–2). По картине зональности видно, что кристалл № 7–4 начал кристаллизоваться раньше, чем № 7–2, т.е. они относятся к разным зарождениям. Следствием этого является различие состава отдельных (даже периферических) зон кристаллов и интенсивностей парамагнитных центров. Тем не менее намечаются некоторые общие закономерности в изменении состава зон кристаллов от ранних к поздним: увеличивается содержание гафния и уменьшается иттрия, урана, тория; увеличивается дефектность кристаллов; зональность и секториальность кристаллов проявлена и в составе, и в относительной интенсивности дефектных и примесных центров ЭПР; в разных пирамидах нарастания кристаллов характер изменения парамагнитных центров довольно близок при различии интенсивностей в 1.5–2 раза.

В кристаллах циркона из жилы № 5 Вишневых гор по их анатомии выявляется различная степень асимметрии зон роста, смещение начальной точки роста (физического центра кристалла) к одному из краев, где нередко отмечаются включения породообразующих минералов пегматита (полевого шпата, нефелина) и участки неидiomорфных

неровных поверхностей. Эти особенности морфологии и анатомии кристаллов циркона являются признаками, частично одновременного роста кристаллов циркона с породообразующими минералами. В процессе кристаллизации в цирконе от ранних зон к поздним увеличивается содержание гафния (как и в цирконе из миаскитовых пегматитов Ильменских гор).

Выводы

1. В Ильменских горах в последовательных образованиях пегматитов: полевошпатовых → миаскитовых → корундовых → гранитных неамазонитовых → гранитных амазонитовых в составе акцессорного циркона уменьшается содержание Zr и возрастает Hf, Fe, U, Th, Ta, Cs, Rb и TR (La, Eu, Lu).

2. В акцессорном цирконе из полевошпатовых пегматитов Ильменских гор (копь 28) центральные части кристаллов содержат больше U, Ta; от ранних зон к поздним увеличивается содержание Hf. Подтверждена выявленная ранее активационной радиографией [4] секториальность состава кристаллов циркона: зоны роста $\{111\}$ обогащены Zr, Fe, Ta, Cs, Rb, La и обеднены Sc по сравнению с теми же зонами роста $\{100\}$.

3. Ранняя генерация акцессорного циркона в миаскитовых пегматитах Ильменских гор проявлена в виде самостоятельных кристаллов или центральных зон кристаллов (копь 115) и характеризуется повышенными содержаниями Sc, U, Th, Ta, Cs, Rb, La, Eu, Lu и пониженными Zr и Hf. В кристаллах циркона второй генерации от ранних зон к поздним возрастает содержание Hf и уменьшается U, Th, Y (копи 7, 115).

4. В миаскитовом пегматите жилы № 5 Вишневых гор наиболее характерные кристаллы акцессорного циркона зональны по распределению Zr, Hf, Sc, Na, Ta, Cs, La, Lu и секториальны — по распределению Hf, Zr, Sc, Fe, Th, U, Rb, Eu, Lu. От ранних зон к поздним в цирконе растёт содержание Hf и уменьшается Zr, Sc, Ta, TR (La, Eu, Lu). В пирамидах нарастания $\langle 100 \rangle$ больше Zr, Sc, U и меньше Eu, Lu, чем в $\langle 111 \rangle$, т. е. характер секториальности состава обратный кристаллам циркона из Ильменских гор, что было подмечено и ранее по активационным радиографиям [6].

5. В цирконах из щелочных пегматитов Ильменских и Вишневых гор проявлен широкий изоморфизм Zr (Si) → Hf, Sc, U, Th, TR, Ta (Nb), Cs, Rb.

6. Доминирующими центрами в цирконах щелочных пегматитов Ильменских гор являются $\text{SiO}_2^{3-}-\text{Y}^{3+}$, SiO_3^{3-} и Gd^{3+} , распределение которых также зонально-секториальное.

7. Вариации строения состава и дефектности исследованных кристаллов циркона из щелочных пегматитов Ильменских и Вишневых гор отражают характер изменения условий их кристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бонштедт-Куплетская Э. М. Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М., 1951. 176 с.
2. Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М., 1964. 319 с.
3. Костылева Н. Е., Владимиров М. Е. Циркон. — В кн.: Минералогия Союза. Л., 1934. Вып. 2. 83 с.
4. Попова В. И. Зональность и секториальность в кристаллах акцессорного циркона полевошпатовых жил Ильменских гор по данным нейтронорафии. — В кн.: Материалы к минералогии Южного Урала. Свердловск, 1978, с. 77–91.
5. Попова В. И., Попов В. А., Поляков В. О., Щербакова Е. П. Пегматиты Ильменских гор. Препринт. Свердловск, 1982. 48 с.
6. Попова В. И., Чесноков Б. В. Анатомия кристаллов циркона из щелочных пегматитов Вишневых гор. — В кн.: Онтогенез пегматитов Урала. Свердловск, 1980, с. 91–101.
7. Попова В. И., Щербакова Е. П. Характеристика цирконов полевошпатовых жил Ильменских гор. — В кн.: Исследования по минералогии и геохимии Урала. Свердловск, 1978, с. 69–81.
8. Рубель Р. Б., Симонов А. И. Циркон. — В кн.: Минералы Ильменского заповедника. М.—Л., 1949, с. 346–367.
9. Халезова Е. Б. О типоморфизме циркона из щелочных пород Вишневых и Ильменских гор. — Труды Минер. музея АН СССР, 1963, вып. 14, с. 182–199.
10. Шафрановский И. И. Цирконы Вишневых гор. — ЗВМО, 1933, ч. 62, вып. 1, с. 218–258.

В. А. Слива, А. Н. Преображенский

СЕКТОРИАЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛОВ УРАНИНИТА

Исследования внутреннего строения природных окислов урана проводились на месторождении уран-сульфидной формации. Вмещающими оруденение породами являются кембрий-ордовикские яшмокварциты и кремнистые аргиллиты [1]. Природные окислы урана образуют метасоматическую вкрапленность в породах, а также обособленные или сросшиеся в каемки индивиды по периферии маломощных (1–2 мм) прожилков трещинного, трещинно-метасоматического типа и в цементе катаклазитов. В рудных образованиях они являются наиболее ранними минералами. Ассоциируют с кварцем, хлоритом, карбонатом группы кальцита и сульфидами Fe, As, Pb, Cu и Zn. Цвет их в отраженном свете светло-серый. Изотропны. Отражение составляет 17–19%. Параметры кристаллической решетки колеблются в пределах 0.542–0.546 нм. Кристаллическая форма окислов урана различна. Преобладают плоскогранные кубические и кубооктаэдрические кристаллы, которые вниз по разрезу сменяются сферокристаллами и кристаллическими сферолитами.

При травлении поверхностей кубооктаэдров уранинита горячими (80–90°) перенасыщенными содовыми растворами установлено их секториальное строение, выявляемое благодаря большей устойчивости травлению пирамид роста граней куба по сравнению с пирамидами роста граней октаэдра (рис. 1). Пирамиды $\langle 100 \rangle$ четковидного облика, в средней части кристалла резко сужаются, иногда прерывисты. На заключительной стадии формирования индивида они обычно разрастаются, что приводит к увеличению удельной площади граней куба в общей поверхности кристалла (рис. 2). Грани октаэдра в конце роста имеют тенденцию к выклиниванию или, что чаще, площадь их стабилизируется, а соответствующая пирамида приобретает призматический облик. В пирамидах роста $\langle 111 \rangle$ проявлена грубая зональность, выраженная в чередовании зон различной устойчивости к травлению (рис. 2). Максимально протравливаемые зоны имеют минимальную мощность. В период их образования граница раздела разнотипных пирамид прижимается вплотную к октаэдрической грани. Обратная тенденция — снижение протравливаемости — приводит к увеличению угла между поверхностью раздела и гранью октаэдра, а максимальная его величина достигает при формировании наиболее устойчивой зоны в пирамиде $\langle 111 \rangle$. Границы зон роста прямолинейны. В отдельных кристаллах наблюдается их отчетливая сферичность. Внутри пирамид роста $\langle 100 \rangle$ встречены тонкие клиновидные блоки хорошо протравленной фазы (рис. 3). Судя по форме, ориентировке параллельно границе раздела пирамид, неоднократному появлению и ступенчатому положению их относительно друг друга, эти блоки являются паразитными пирамидами нарастания аксессуарных граней [6].

В сферокристаллах настурана центральная часть по внутреннему строению имеет ряд схожих черт с кубооктаэдрами уранинита. Она также секториального строения и состоит из устойчивых к воздействию содовых растворов пирамид нарастания граней куба и хорошо протравливаемых зонарных пирамид роста граней октаэдра. В отличие от плоскогранных кристаллов октаэдрическая грань здесь всегда сферична. Кубическая грань, по-видимому, также затронута расщеплением, учитывая неровную, с „зазубринами”, границу выклинивания пирамид $\langle 100 \rangle$ (рис. 4). При формировании в пирамиде $\langle 111 \rangle$ зоны максимальной протравливаемости кубические грани полностью выклиниваются, и кристалл приобретает облик сферолита или сферического октаэдра. В наружной части сферокристаллов устойчивость к травлению слагающей фазы увеличивается. Здесь вновь на продолжении ранее выклинившихся пирамид $\langle 100 \rangle$ появляются и быстро разрастаются кубические грани.

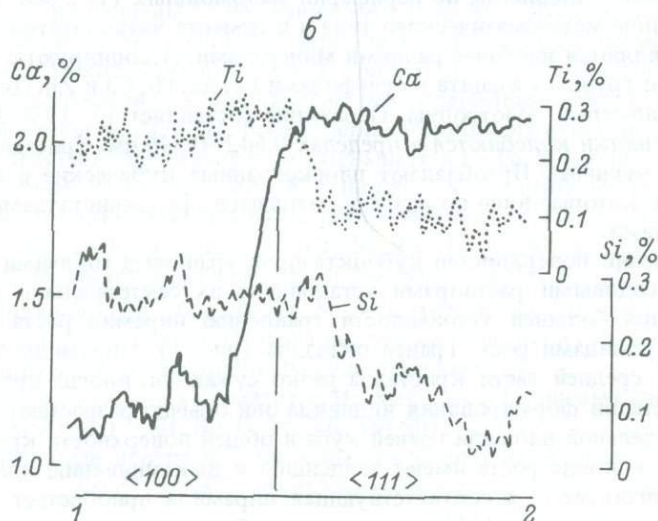
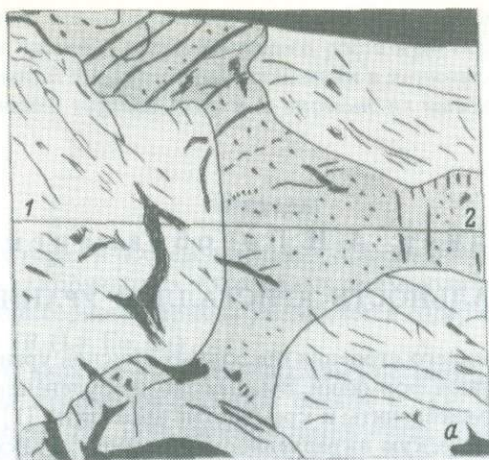


Рис. 1. Секториальный кристалл уранинита. Сечение кристалла в плоскости (111) выше центра. а — микрофото шлифа, протравленного содовыми растворами, с нанесенным профилем сканирования микронзондом, увел. 2400; б — распределение Ti, Ca, Si по профилю сканирования.

Кроме рассмотренных сферокристаллов встречены крупные, быстро протравливающиеся сферолиты, состоящие из концентрических зон различной устойчивости к травлению (рис. 5). Иногда для них устанавливается радиально-волокнистое строение. В пределах сферолитов нередко присутствуют сферокристаллы поздних зарождений. В соответствии с принятой терминологией [3] весь индивид может рассматриваться как кристаллический сферолит. Непротравливаемая фаза появляется отдельными блоками в средней и особенно краевой части сферолита. Приурочена она к зонам повышенной устойчивости воздействию содовых растворов. Результаты микрорентгеноспектрального анализа различных окислов урана приведены в таблице.

Обобщение результатов. Исследование структурных особенностей роста природных окислов урана показало возможность их кристаллизации в пределах одного месторождения и даже рудного тела в кристаллографически различных формах, причем на отдельных участках месторождения та или иная форма может резко преобладать. Наличие на рудных объектах нескольких форм выделения природных окислов отмечалось и ранее [3, 4, 5]. По всей видимости, это явление имеет универсальный характер на месторождениях уран-сульфидной формации, но не всегда фиксируется из-за недостаточного использования в минералогической практике онтогенических методов исследования.

Кубооктаэдрические кристаллы уранинита и центральные части сферокристаллов настурана обладают секториальным строением. Секториальность обусловлена различием

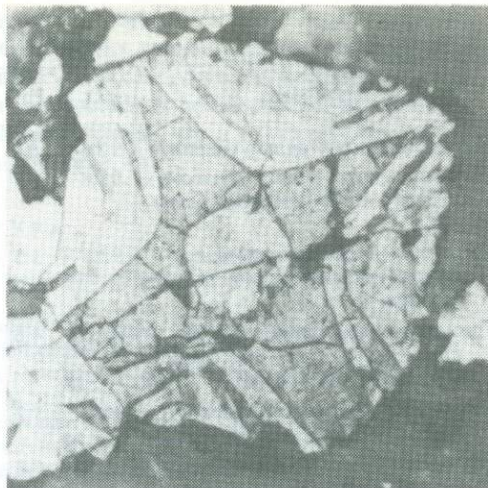
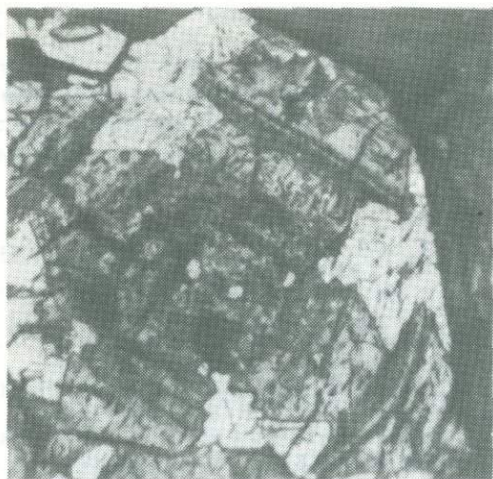


Рис. 2. Секториальный кристалл уранинита с зональным строением пирамид нарастания октаэдрических граней. Срез в плоскости $\langle 100 \rangle$. Микрофото шлифа, протравленного содовыми растворами. Увел. 1700.

Рис. 3. Секториальный кристалл уранинита с паразитными пирамидами нарастания акцессорных граней в $\langle 100 \rangle$. Микрофото шлифа, протравленного содовыми растворами. Увел. 1700.

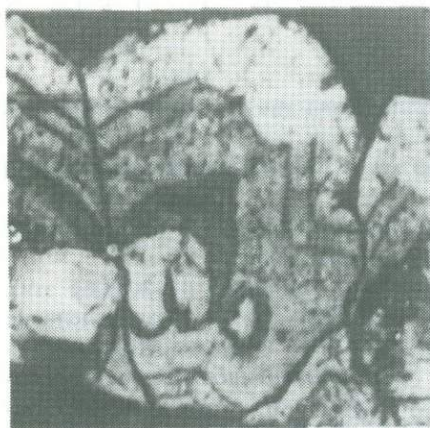


Рис. 4. Сферокристаллы настурана с кубооктаэдрическими зародышами, выклиниванием и появлением на заключительной стадии формирования кристалла пирамид роста кубических граней. Микрофото шлифа, протравленного содовыми растворами. Увел. 2400.

Рис. 5. Концентрически-зональные сферокристаллические сферолиты настурана. Микрофото шлифа, протравленного содовыми растворами. Увел. 800.

Светлое — блоки, устойчивые к травлению.

химических свойств и состава пирамид нарастания кубических и октаэдрических граней. Пирамиды $\langle 100 \rangle$ устойчивы при содовом травлении. Из примесных элементов кроме свинца характерен только кальций. Пирамиды роста $\langle 111 \rangle$ хорошо протравливаются. В них присутствуют примеси Si, Ti, P, Pb, Ca. Концентрации кальция здесь в 1.3–1.5 раза меньше, чем в пирамидах роста $\langle 100 \rangle$. Наряду с секториальным существует и зональное распределение примесей. Характерно, что зоны повышенных концентраций Si, Ti, P совпадают с зонами интенсивной, а Ca — с зонами минимальной протравливаемости сферолитов и пирамид роста октаэдрических граней в кристаллах (рис. 4, таблица).

Результаты микрорентгеноспектрального анализа (в мас.%)
природных окислов урана

Материал	UO ₂	PbO	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	CaO	ZrO ₂	Fe ₂ O ₃	S	Сумма
Кубические кристаллы уранинита	92.6	6.0	0.1	—	—	1.4	—	—	—	100.1
Пирамиды нарастания кубических граней в кубооктаэдрах уранинита	92.8	5.7	—	—	0.1	2.1	—	—	—	100.1
Пирамиды нарастания октаэдрических граней в кубооктаэдрах уранинита	92.3	5.5	0.1	0.3	0.3	1.2	—	—	0.05	99.75
Пирамиды нарастания сферических граней октаэдра в сферокристаллах настурана	92.6	4.6	0.2	0.4	0.4	1.7	—	—	—	99.9
Пирамиды нарастания граней куба в сферокристаллах настурана	92.5	5.2	—	0.2	Сл.	2.3	—	—	—	100.2
Сферолиты настурана концентрически-зонального строения; интенсивно протравливаемая фаза	90.5	6.5	0.2	0.4	0.5	1.6	—	0.4	—	100.1
Сферолиты настурана концентрически-зонального строения; слабо протравливаемая фаза	91.2	6.5	Сл.	0.3	0.4	1.6	—	—	—	100.0
Сферолиты настурана радиально-волоконистого строения; сильно протравливаемая фаза	91.4	5.0	0.4	0.3	0.4	1.4	0.2	0.9	0.2	100.2
Сферолиты настурана радиально-волоконистого строения; слабо протравливаемая фаза	91.0	5.8	0.1	0.2	0.5	2.0	0.2	0.3	—	100.1

П р и м е ч а н и е. Аналитик А. Н. Преображенский.

Таким образом, в распределении примесей установлены две основные закономерности:

— примеси Si, Ti, P характерны для сферолитов и пирамид нарастания граней октаэдра;

— примесь кальция присутствует в обоих типах пирамид, но в $\langle 111 \rangle$ концентрации ее ниже и находятся в обратной зависимости от количества Si, Ti, P.

Отмеченные особенности отражают, на наш взгляд, различное вхождение этих элементов в индивиды. Если для Ca возможен истинный изоморфизм и распределение элемента по всему объему кристалла, то для Si, Ti, P вхождение возможно только в виде кристаллических частичек — соединений Si, Ti, P [7]. Учитывая избирательное поглощение этих примесей гранью октаэдра, кристаллические частички скорее всего нарастают эпитаксически [6]. Различное поведение примесей Si, Ti, P и Ca в пирамидах роста $\langle 111 \rangle$, если предположить различное их вхождение, будет объяснимо обратными тенденциями накопления механических и структурных примесей при изменении степени пересыщения растворов. Косвенным подтверждением механического вхождения Si, Ti, P является прямая зависимость степени протравливаемости от количества поглощенных примесей отмеченного состава. Очевидно, что в силу большей неоднородности среды фаза с механическими частицами менее устойчива, чем фаза, в которой элементы распределены изоморфно.

Четковидная форма пирамид указывает на изменение скоростей роста разнотипных граней друг относительно друга. В частности, прижатие поверхности нарастания ребер к грани октаэдра свидетельствует о торможении роста в направлении $[111]$ или, наоборот, об ускоренном росте граней куба. Первое предположение предпочтительнее, так как одновременно происходит уменьшение мощности зон и усиленное поглощение примесей Si, Ti, P, в то время как состав и мощность зон пирамид $\langle 100 \rangle$ остаются практически неизменными. Согласно экспериментальным данным [2, 6], поглощение примесей гранью приводит к торможению ее роста в нормальном и разрастанию в тангенциальном направлении. Таким образом, можно утверждать, что поглощение примесей Si, Ti, P является причиной торможения роста кристаллов в направлении $[111]$

и разрастания граней октаэдра. Обратная тенденция — снижение концентрации Si, Ti, P — будет способствовать выклиниванию октаэдрических граней и формированию граней куба, т. е. будет наблюдаться преобразование кубооктаэдров в кубические кристаллы. В сферокристаллах снижение концентраций механических примесей может привести к появлению вновь пирамид нарастания кубических граней, что и отмечается в наружной части практически всех сферических индивидов (рис. 4).

ЛИТЕРАТУРА

1. Волжин Д. Г., Королев Ю. Г. Особенности эпигенетического уранового оруденения в яшмокварцитах. — Сов. геол., 1981, № 1, с. 42—49.
2. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогеня минералов. М., 1975. 339 с.
3. Дымков Ю. М. Природа урановой смоляной руды. М., 1973. 239 с.
4. Дымков Ю. М. Индивиды сферолитовых минеральных агрегатов. — В кн.: Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений. М., 1977, с. 15—16.
5. Жукова В. Н. О текстурах руд гидротермально-метасоматического U—Fe месторождения. — В кн.: Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений. М., 1977, с. 147—153.
6. Леммлейн Г. Г. Секториальное строение кристалла. М., 1948. 39 с.
7. Сидоренко Г. А. Кристаллохимия минералов урана. М., 1978. 215 с.

Г. И. Бирка, Е. Г. Павлов

К ОНТОГЕНИИ КОФФИНИТА НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ НАТРИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Сведения об онтогении коффинита ограничиваются преимущественно жильными проявлениями, менее касаются метасоматических его выделений [3, 5, 9]. Детально изучены процессы метамиктного распада коффинита [7, 8, 14]. В настоящей работе предпринята попытка рассмотреть связь между метамиктизацией коффинита и последующими наложенными преобразованиями, а также проследить эволюцию коффинита в метасоматических образованиях на фоне смены минералогенирующих процессов на примере тонковкрапленных руд в альбититах. Большое внимание при этом уделено псевдоморфозам, важность изучения которых подчеркивалась неоднократно [11, 15]. Как оказалось, при развитии процессов минералообразования происходит не только закономерная смена образующихся индивидов коффинита, но и меняются процессы его изменения, в большой степени обусловленные характером радиогенных преобразований.

Для большинства месторождений в низкотемпературных натриевых метасоматитах характерно телескопирование продуктов ранней альбитизации и последующих процессов: карбонатизации, гидрослюдизации или аргиллизации вмещающих пород. На изученном участке ранние и поздние гидротермальные проявления разделены периодом интенсивного дробления и окисления руд в альбититах, имеющим скорее всего гипергенную природу, что, естественно, отразилось и на процессах изменения коффинита.

Урановорудные залежи локализируются в углеродисто-глинистых сланцах и прорывающих их диабазах. Они имеют форму уплощенных линз и контролируются зонами милонитизации субмеридионального простирания, которые смещаются субширотными нарушениями, сопровождаемыми телами аргиллизитов.

Коффинитсодержащие руды сформированы в результате многостадийных процессов, развивавшихся в два этапа. В течение первого, нижнедевонского, этапа создавались урановые хлорит-браннерит-коффинитовые руды в альбититах, локализованные вблизи субмеридиональных разрывных структур. С процессом щелочного метасоматоза связано формирование первой (основной) генерации силиката урана. Урановорудная минерализация развивается в измененных породах в виде микроскопических гнезд, прожилков или цемента микробрекчий. При этом в альбитизированных диабазах преобладает браннерит; коффинит в этих породах обнаруживается вблизи контактов с углеродистыми сланцами, в которых он слагает крупные и богатые скопления.

Со вторым этапом связаны процессы окисления и аргиллизации, приведшие к изменению руд в натриевых метасоматитах. Они проявились после заложения субширотных разломов, фиксирующих изменение тектонического плана деформаций и подновления субмеридиональных нарушений.

Процессы окисления проявлены в верхних частях рудных тел, локализованных в диабазах в узлах пересечения разнонаправленных разрывных структур. С ними связано замещение хлорита гетитом или гематитом и монтмориллонитом, пропитка пород дисперсными окислами железа, а также глубокое окисление и разрушение коффинита первой генерации. В углеродисто-глинистых сланцах эти процессы проявлены слабо.

Последующее образование аргиллизитов происходило в две стадии: карбонатизации и окварцевания. Геологические данные свидетельствуют о позднепермском возрасте этого процесса. В начале первой стадии сформировалась „реакционная” хлорит-анкеритовая минеральная ассоциация, тесно связанная в пространстве с окисленными рудами и слагающая так называемые анкеритовые метасоматиты. Ее образование повлекло дальнейшее изменение коффинита I.

Основными продуктами стадии карбонатизации явились доломитовые метасоматиты. Образование доломит-пирит-каолининовой ассоциации по альбититам и окисленным рудам сопровождалось растворением ранних урановых минералов и переотложением урана в форме коффинита второй генерации.

Незначительные изменения силикатов урана связаны с образованием глинисто-кварцевых метасоматитов в стадию окварцевания.

Коффинит в натриевых метасоматитах. Коффинит представлен метамиктными разновидностями. Реконструкция процесса минералообразования позволила выделить три его генерации.

Наиболее ранняя — коффинит 1 — ассоциируется с хлоритом, браннеритом, реже с пирроотином и антраксолитом.

Коффинит 1 представлен кристаллическими агрегатами с характерными прямолинейными или изогнутыми трещинами или обособленными индивидами, дающими в шлифах квадратные, гексагональные или прямоугольные сечения (рис. 1, а). Помимо четких кристаллографических форм в отдельных случаях он образует „затеки” в трещины вмещающих минералов. Нередко выделения коффинита окружены каймой обесцвеченного (измененного) хлорита.

Коффинит 1 непрозрачен, в полированных шлифах серый, изотропный, $R = 10.9\%$ ($\lambda = 460$ нм). В иммерсии отражение снижается. Микротвердость составляет в среднем 343 кгс/мм² ($321-372$ кгс/мм²; ПМТ-3, нагрузка 50 г, экспозиция 15с). Для крупных индивидов и агрегатов коффинита 1 характерна вкрапленность мельчайших кристалликов галенита, указывающая на радиогенные изменения минерала, а вблизи них располагаются крупные его выделения.

Коффинит 1 метамиктен. Рентгенографическим изучением в нем выявлены дисперсные кубические окислы урана, параметр кристаллической решетки a_0 которых варьирует от 0.5385 до 0.5400 нм (± 0.0002).

После структурного травления концентрированной HNO_3 на поверхности коффинита 1 наблюдаются ямки травления, группирующиеся в дугообразные цепочки или изометричные менее растворенные участки.

Электронномикроскопическое изучение на самооттененных двухступенчатых целлюлозно-угольных релликах с протравленных препаратов и сколов показало, что наиболее распространено блоковое строение минералов. Округлые (овальные) блоки ограничиваются дислокационными границами, подчеркнутыми цепочками ямок травления (рис. 2, а). Размер блоков колеблется от 0.1 до 0.5 мкм. На некоторых участках, преимущественно в относительно мелких кристаллах, наблюдается двухфазное строение, и в единичных случаях среди аморфной массы обнаруживаются глобулярные участки (рис. 2, б).

Инфракрасный спектр поглощения¹ близок эталонным спектрам метамиктного коффинита [6]. На нем обнаруживаются полосы поглощения SiO_4^{4-} -тетраэдров в диапазонах 440 , $870-910$, $1000-1030$ и 1140 см⁻¹, а также ОН-групп и молекул H_2O в диапазонах $1360-1370$, 1690 и $3390-3430$ см⁻¹. Количество последних ниже, чем в коффините, описанном Б. В. Бродиным и Б. С. Осиповым [6]. Отсутствуют характерные для молекул свободного кремнезема колебания в области 800 см⁻¹, а также полосы поглощения уранил-иона. На фоне колебаний SiO_4^{4-} -тетраэдров не могут быть зафиксированы полосы поглощения двуокиси урана.

По данным микрорентгеноспектрального (МРС) анализа, состав минерала отличается от стехиометрического повышенным содержанием урана (с учетом потерь за счет радиоактивного распада) и пониженным количеством кремния. В пределах кристаллов эти элементы распределены относительно равномерно, лишь в краевых частях и вблизи трещин фиксируется вынос кремния и в меньшей степени урана, которые переотлагаются в непосредственной близости от индивидов коффинита. Существенно перераспределяется свинец, содержание которого достигает 1.58% (табл. 1). Пересчет показывает, что наряду с галенитом возможна примесь ураната или самородного свинца.

В коффините на контакте с битумом отмечается существенное увеличение содержания урана при почти полном выносе кремния; антраксолит при этом обогащается ураном.

¹ Записан О. В. Щипановой на спектрометре „Specord-75” (МГРИ).

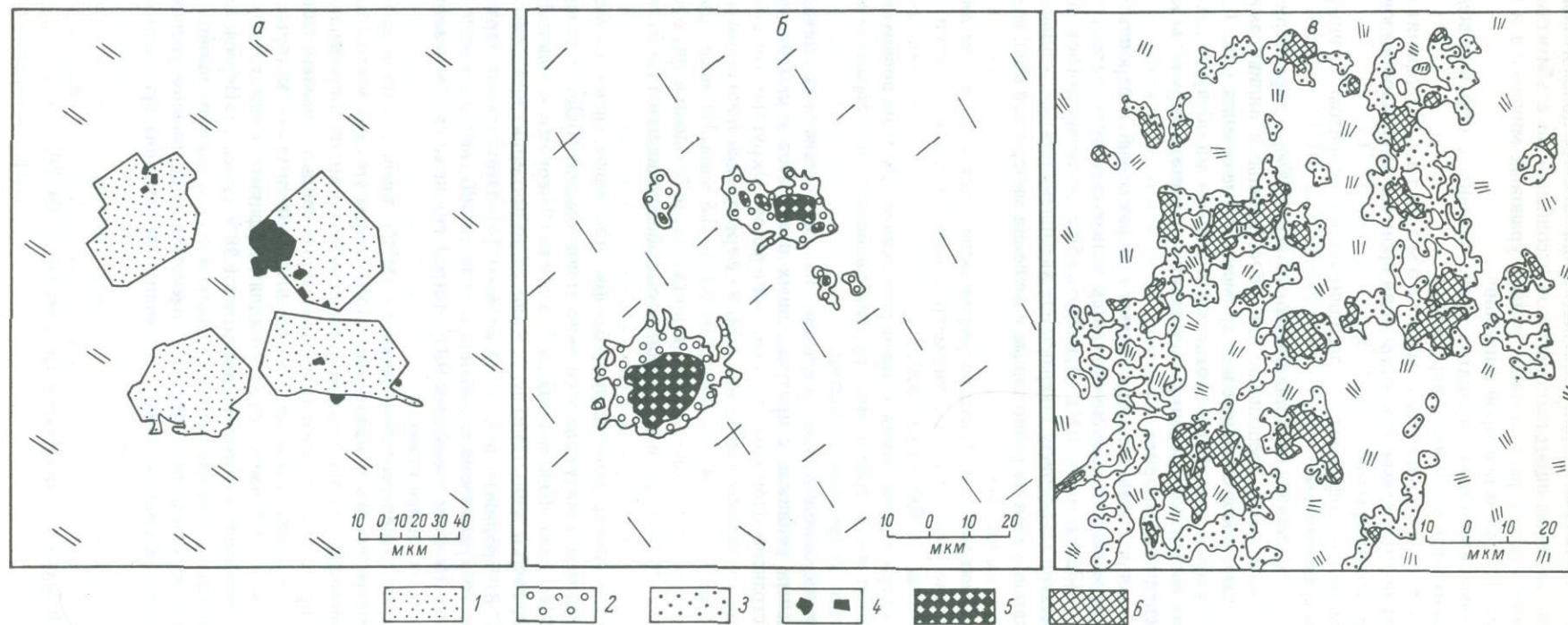


Рис. 1. Морфология выделений коффинита.

1 – коффинит 1; 2 – коффинит 2; 3 – коффинит 3; 4 – галенит (крупные выделения); 5 – пирит; 6 – марказит.

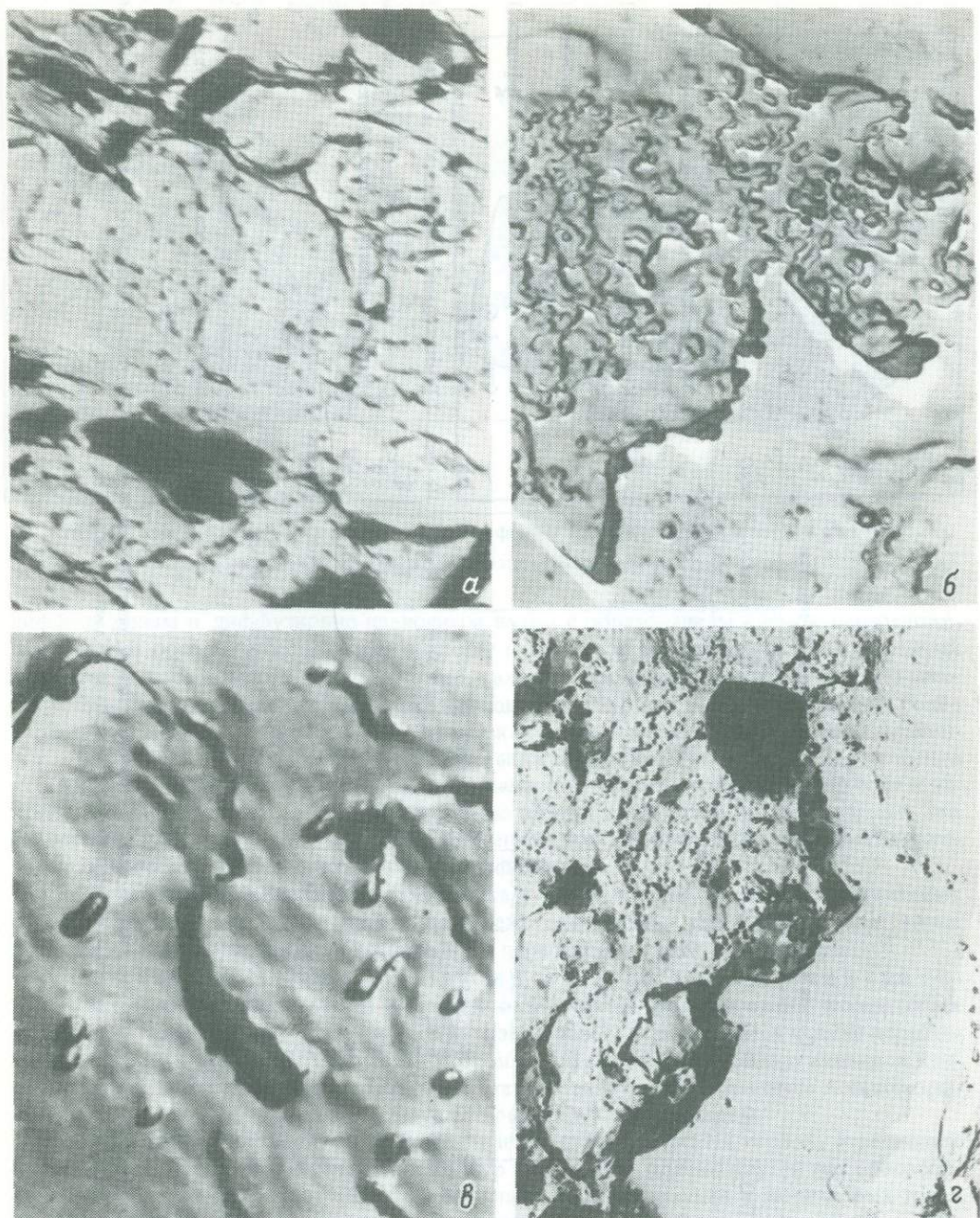


Рис. 2. Поверхность протравленных препаратов коффинита 1 (а, б), 2 (в) и 3 (г). Микрофото реплик в электронном микроскопе.

а — увел. 10 500, б — 13 000, в и г — 17 000.

Таким образом, коффинит 1 претерпел глубокую метамиктизацию (радиогенную псевдоморфизацию). В его выделениях фиксируются структурно-морфологические элементы, отвечающие двум процессам, протекающим при радиогенном распаде [1, 2, 16, 14, 8]. Основным является диспергирование минерала, наряду с которым происходит образование многофазного агрегата. Однако замещение коффинита окислом урана ($a_0 = 0.5385 - 0.5400$ нм) и кремнеземом, характеризующимися значительно большей „структурной рыхлостью”, предполагает существенное увеличение объема псевдоморфоз или вынос компонентов [14]. На изученном участке этот путь частично реализуется, что подтверждается заполнением новообразованиями прилегающих трещин и изменением состава коффинита и хлорита. Удаление компонентов осуществляется, по-видимому,

Таблица 1
Состав минералов (в мас.%) по данным МРС анализа

№ п/п	Номер образца	U ₃ O ₈	SiO ₂	TiO ₂	ThO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	PbO	CeO ₂	Y ₂ O ₃	ZrO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	MgO	Примечание
1	80*	81.3	13.3	0.6	—	1.7	1.6	—	0.2	—	—	—	—	—	Обособленные кристаллы коффинита
2	82*	78.42	15.0	0.1	0.1	2.8	1.8	1.68	0.4	—	—	—	—	—	Агрегаты коффинита 1 в прожилке
3	1101-1	78.9	5.23	0.94	—	2.13	0.92	0.95	Не опр.	—	0.15	1.0	—	—	Кристаллические скопления коффинита 1
4	1101-2	83.48	2.75	0.03	—	1.38	2.20	6.36	" "	—	0.28	Q.1	—	—	Коффинит 1 на контакте с битумом
5	1a-3	76.95	13.53	—	—	1.23	3.15	0.70	—	0.59	—	—	—	—	Зерно слабо измененного коффинита 1 в окисленных рудах
6	355-2	86.31	10.24	—	—	2.33	3.30	3.58	Не опр.	—	—	—	—	0.10	Светлая фаза в измененном коффините 1 (рис. 3, б)
7	355-1	65.56	16.05	—	—	1.75	1.36	5.66	—	—	0.22	—	—	0.07	Темная фаза в том же кристалле
8	83*	35.4	42.8	10.0	0.1	5.6	6.0	—	0.2	—	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Темная фаза в измененном коффините 1
9	748a-1	0.30	30.6	0.7	—	0.5	34.5	—	—	—	—	—	7.7	6.3	Состав различных участков псевдоморфозы по коффиниту 1, второй степени
10	748a-2	7.2	24.1	19.2	—	2.7	22.4	—	—	—	0.2	—	4.2	3.8	
11	748a-3	13.5	28.7	16.3	—	0.9	17.9	—	—	—	—	—	4.9	6.3	
12	49-3*	42.4	15.0	30.1	0.1	4.2	0.3	0.4	1.1	—	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Браннерит 2
13	56	64.42	17.6	0.2	—	1.2	1.1	1.3	—	—	0.05	0.5	—	—	Коффинит 2
14	177*	70.4	20.0	0.1	0.1	5.0	0.6	1.0	2.2	—	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	" "
15	15-1*	84.1	4.7	0.5	0.1	4.2	1.6	2.4	0.7	—	—	—	" "	" "	Светлая фаза в измененном коффините 1 в глинисто-кварцевых метасоматитах
16	15-2*	71.1	18.4	0.3	0.1	4.3	1.7	1.1	0.6	—	—	—	" "	" "	Коффинит 3

Примечание. Площадь анализируемого участка 1 мкм. Аналитик А. Н. Преображенский, рентгеновский микроанализатор „Камебакс” (МГРИ). Звездочкой отмечены анализы, выполненные аналитиком В. В. Павшуковым; рентгеновский микроанализатор „Камека” (ВСЕГЕИ).

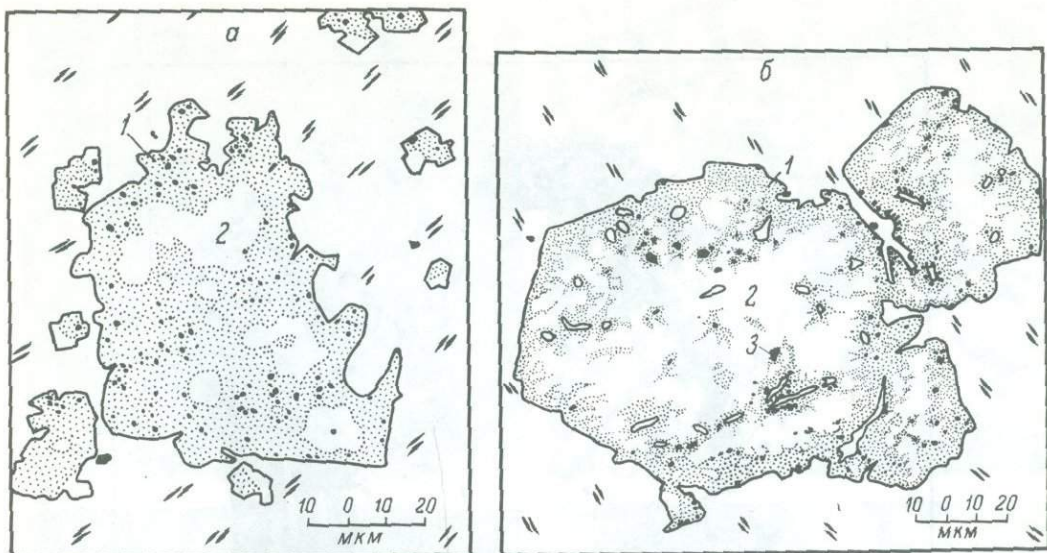


Рис. 3. Строение кристаллов измененного коффинита 1 (псевдоморфозы первой ступени).

1 – высокоотражающая фаза; 2 – низкоотражающая фаза; 3 – галенит.

диффузионным и диффузионно-пленочным путем с образованием каемок перетолжения урана и ореолов обесцвеченного хлорита. Процессы превращения в многофазный агрегат и выноса компонентов, возможно, связаны. Это доказываются электронно-микроскопическими исследованиями, показывающими, что области новообразований более свойственны мелким кристаллам, в то время как во внутренних частях крупных индивидов происходит преимущественная диспергация и сравнительно слабое перемещение компонентов. Осаждение галенита по дислокационным границам блоков приводит к накоплению напряжений и затем к образованию внутри кристаллов трещин разрыва. Это свидетельствует о том, что на стадии радиогенной псевдоморфизации намечаются некоторые различия в изменении кристаллов коффинита.

Таким образом, выделения коффинита в современном состоянии представляют собой дефектные мозаичные индивиды и реже радиогенные многофазные агрегатные псевдоморфозы с признаками ограниченного перераспределения компонентов.

Изменение коффинита в окисленных рудах и анкеритовых метасоматитах. На участках окисления и формирования анкеритовых метасоматитов коффинит 1 неустойчив, но изменения его проявляются крайне неравномерно. Наряду с редкими, относительно хорошо сохранившимися, обнаруживаются кристаллы, находящиеся на самых различных стадиях разрушения. При этом псевдоморфному замещению подвергаются преимущественно крупные индивиды.

В изменении коффинита 1 устанавливается две ступени. На первой, отвечающей стадии окисления, сохраняется четкий контур кристаллов, однако внутри них обособляется низкоотражающая фаза ($R \approx 5-7\%$), слабо просвечивающая в коричневых тонах (рис. 3, а, б). Если в мелких индивидах она располагается незакономерно, то в крупных кристаллах округлые ее обособления сначала появляются во внутренних частях. Затем они увеличиваются, сливаются, вытесняя высокоотражающую фазу к трещинам и границам зерен. Здесь же сохраняется вкрапленность галенита, в меньших количествах присутствующая в низкоотражающем веществе.

Травление концентрированной HNO_3 выявляет прямолинейные и изогнутые трещины, к которым прилегают участки, разбитые густой сетью тончайших капилляров. Вдоль трещин обнаруживаются каемки диффузионного замещения, аналогичные фигурам, описанным для настурана [13].

Электронномикроскопическое изучение реплик с протравленных препаратов и сколов показывает разнообразие структур поверхности и многофазность псевдоморфоз на первой ступени. Области распространения светлой фазы имеют блоковое строение, отличающееся от аналогичной поверхности метамиктного коффинита 1 тем, что блоки размером 0.3–0.7 мкм разделяются цепочками более близко расположенных ямок или канавками травления, т. е. межзеренными границами. На этих участках наблюдается

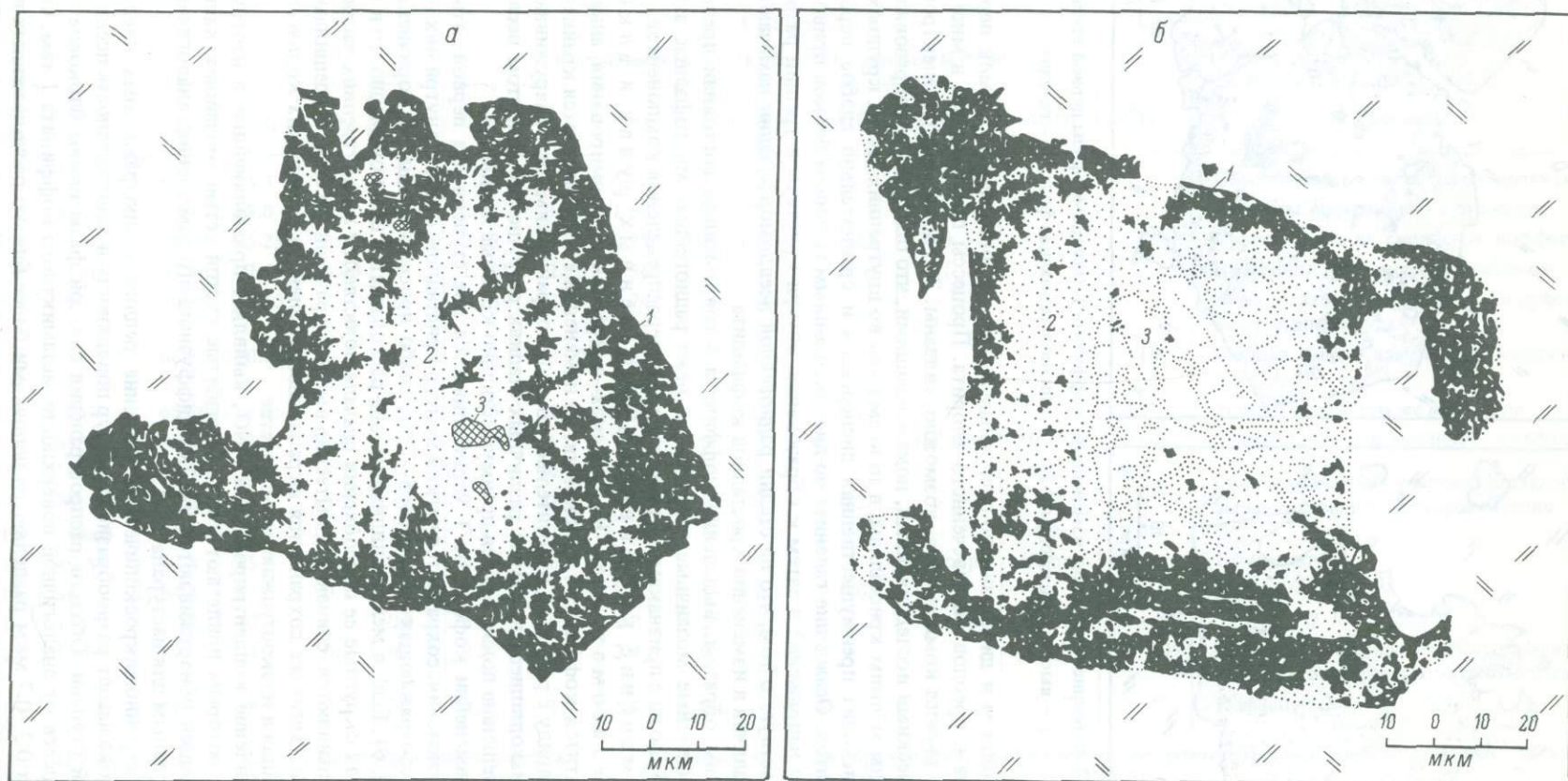


Рис. 4. Строение кристаллов измененного коффинита 1 (псевдоморфозы второй ступени).

1 - агрегаты браннерита; 2 - агрегаты окислов железа, титана и хлорита; 3 - галенит.

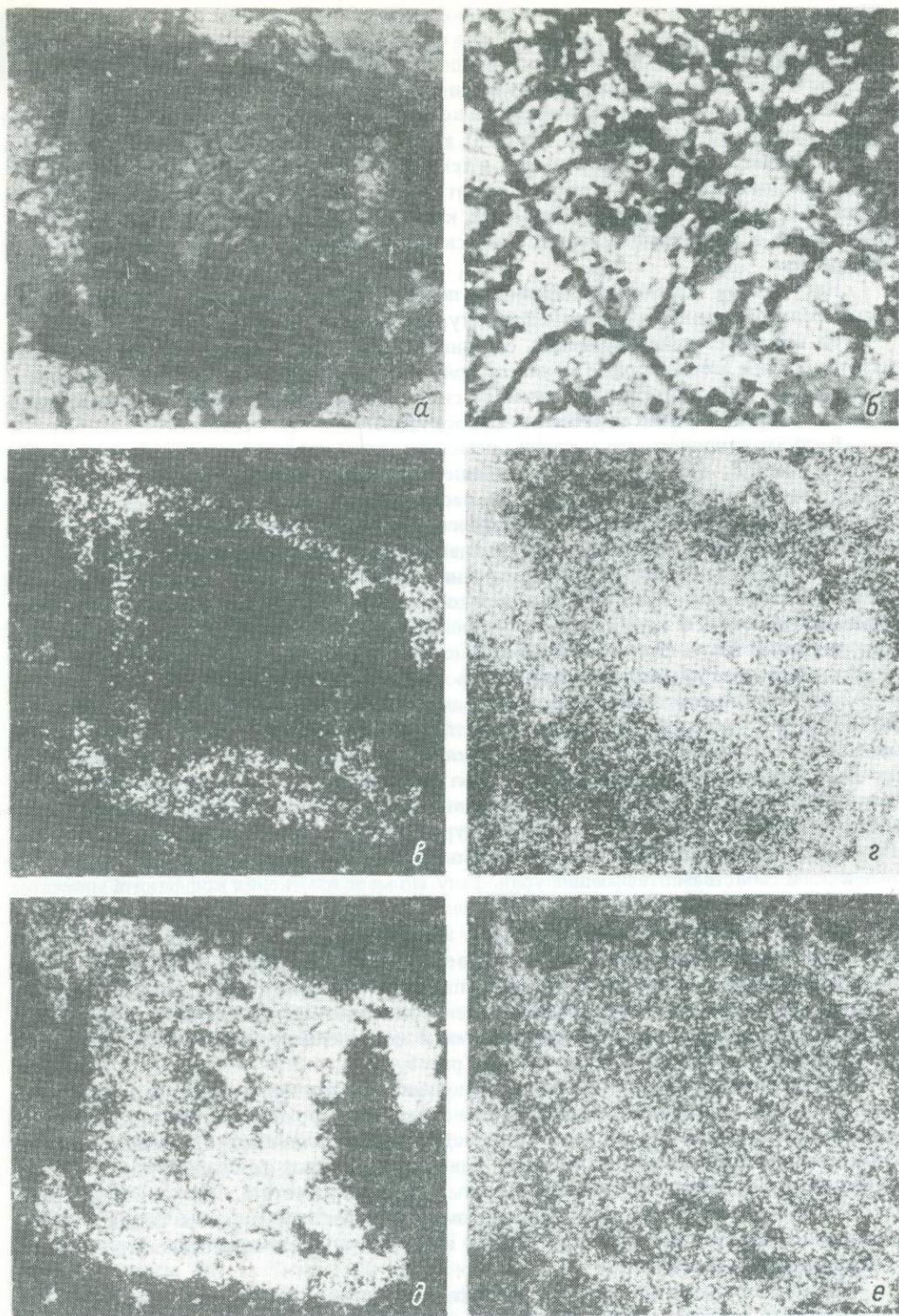


Рис. 5. Распределение элементов и диффузионные структуры замещения в многофазной псевдоморфозе по коффиниту I второй ступени.

a — изображение в поглощенных электронах; *б* — то же, центральная часть псевдоморфозы; *в* — $U(Ma_1)$; *г* — $Si(Ka_1)$; *д* — $Ti(<a_1)$; *е* — $Fe(Ka_1)$; *a, в-е* — увел. 400, *б* — увел. 2000.

редкая окрашенность длиннопризматических кристаллов (длиной до 1.3 мкм) с наме-чающейся гексагональной огранкой. Участки микроблокового строения переходят в об-ласти, сложенные стеклообразным, по-видимому, аморфным веществом, которым за-полнены и обильные трещины, пересекающие псевдоморфозы по коффиниту.

По данным МРС анализа, в пределах псевдокристаллов фиксируется существенное перераспределение компонентов (табл. 1, ан. 5—8). В светлой фазе концентрируется уран и снижается содержание кремния, в темной — количество урана снижается до 35 %, а кремния достигает 42.8 %. При этом растет содержание таких несвойственных кристал-лической структуре коффинита примесей, как Fe, Al, Ti и Mg. Резко увеличивается со-держание Pb и, по-видимому, воды, о чем свидетельствует появление трещин в процессе МРС анализа.

На участках изменения коффинита первой ступени наблюдается переотложение урана преимущественно в форме гидронастурана, реже настурана.

На второй ступени изменения, связанной с формированием анкеритовых метасо-матитов, облик псевдоморфоз меняется (рис. 4). В относительно крупных кристаллах, сохраняющих свои контуры, обнаруживается тонкоагрегатное строение вещества, разно-образии которого связано со степенью выноса урана.

В случае неполного его удаления псевдоморфозы сложены низкоотражающей изо-тропной массой, включающей мельчайшие кристаллы браннерита, сосредоточенные вблизи границ зерен и трещин, повторяя распределение высокоотражающей фазы в ме-нее измененных кристаллах первой ступени. Кроме браннерита по краям псевдоморфоз наблюдаются пленки низкоотражающего изотропного урансодержащего вещества (по-видимому, гидронастурана), а во внутренних частях — редкие включения окислов Fe и Ti, а также галенита (рис. 4, а, б). В проходящем свете вещество псевдоморфоз слабо просвечивает в красновато-коричневых тонах, твердость его снижается до 286 кгс/мм² (при нагрузке 20 г). По оптическим свойствам таким псевдоморфозы близки описан-ным в литературе гуммитовым псевдоморфозам по окислам урана [18, 4].

При более полном выносе урана исчезают кристаллы браннерита и включения гале-нита. Вещество псевдоморфоз представляет собой тончайший агрегат, в котором при больших увеличениях различимы включения окислов железа и титана, подчеркивающие его блоковое строение, наследующее структуру метамиктного коффинита I и нередко сохраняющее следы зональности замещенных протокристаллов. В проходящем свете псевдоморфозы просвечивают в светлых буровато-коричневых тонах. Среди хлопьевид-ной массы наблюдаются мельчайшие (до 2 мкм) желтовато-коричневые кристаллики, по оптическим свойствам отвечающие уранофану. По мере изменения коффинита множатся и расширяются трещины, что в конечном счете приводит к разрушению псевдоморфоз.

Микронзондовые исследования зерна, изображенного на рис. 4, б, подтверждают многофазность и интенсивную гидратацию вещества псевдоморфоз, соотношения основ-ных компонентов в котором варьирует в широких пределах (табл. 2, рис. 5). При на-блюдении в поглощенном и отраженном свете выявляются тонкие диффузионные каемки вдоль трещин между микроблоками, в которых в первую очередь происходит и образование зародышей окислов Fe и Ti (рис. 5, ж).

Электронномикроскопические исследования, проводившиеся на протравленных препаратах, показали большое разнообразие структур поверхности: от полей аморфного вещества до кристаллических агрегатов. Слабая раскристаллизация проявляется в появ-лении среди аморфной массы округлых или гексагональных зародышей хлорита (под-твержден микродифракцией) или игольчатых кристаллов гетита. Такие области грани-чат с блоками, сложенными короткопризматическими или изометричными зернами (очевидно, анатаза) и заключенными между ними длиннопризматическими кристаллами гетита и чешуями хлорита.

На участках развития псевдоморфоз второй ступени развиты микропрожилки тон-кодисперсного агрегата браннерита с включениями хлорита (подтверждены микроди-фракцией, аналитик В. Т. Дубинчук), в отраженном свете представляющего однородное вещество.

Таким образом, в щелочных окислительных условиях основной тенденцией изме-нения коффинита становится замещение новообразованными минералами. Если при ме-тамиктизации миграция компонентов осуществлялась в ограниченных масштабах, то при окислении руд она активизируется благодаря проникновению растворов, стимули-рующих процессы массопереноса, и приводит к практически полному выносу урана.

Таблица 2

Состав (в мас.%) различных участков одной из псевдоморфоз (МРС анализ)

Компоненты	Анализируемые участки					
	1	2	3	4	5	6
U ₃ O ₈	39.6	—	19.0	12.2	21.4	23.0
SiO ₂	8.0	27.3	16.6	16.0	15.9	14.4
Al ₂ O ₃	1.0	10.5	2.3	4.4	0.8	1.5
Fe ₂ O ₃	4.5	29.9	9.1	17.0	25.5	6.3
TiO ₂	36.0	5.6	16.9	30.2	27.9	42.9
PbO	0.6	—	0.2	1.7	—	0.3
ZrO ₂	0.8	—	0.3	0.4	0.5	0.6
V ₂ O ₅	0.9	—	0.3	1.3	1.5	0.6
CaO	1.4	0.9	2.6	1.0	2.3	1.6
MgO	0.3	6.7	2.6	3.8	0.7	1.0
Y ₂ O ₃	0.07	—	—	0.03	0.06	—

Примечание. Площадь анализируемого участка 1 мкм².

На первой ступени изменения крупные кристаллы коффинита диспергируются благодаря появлению в центральной части капиллярных трещин и межзеренных границ.

Известно, что диспергирование создает всасывающую силу, ведущую к пленочному перемещению растворов в область диспергирования, которое особенно усиливается с понижением температуры [17]. Наибольшую способность к пленочной миграции при этом обнаруживают многовалентные ионы. В щелочных окислительных условиях такими ионами в нашем случае были Fe⁺³ и Ti⁺⁴. Процесс усиливается, если обменные позиции на поверхности минеральных частиц заняты многовалентными катионами U⁺⁴, UO₂⁺². Причину накопления Fe, Ti и других элементов на второй ступени изменения коффинита следует, по-видимому, искать в ионнообменной способности тонкодисперсного вещества псевдоморфоз. Встречная миграция элементов обеспечивает частичное образование браннерита как в пределах разрушающихся кристаллов, так и в трещинах.

Таким образом, изменение коффинита в окисленных рудах и анкеритовых метасоматитах подчиняется двум группам факторов: с одной стороны — внутренним, обеспечивающим диспергацию вещества, с другой — внешним, регулирующим массоперенос и ионообменные процессы.

Изменение и регенерация коффинита в доломитовых и глинисто-кварцевых метасоматитах. Вслед за образованием хлорит-анкеритовой минеральной ассоциации вдоль субширотных и подновленных меридиональных нарушений формировались доломитовые метасоматиты и происходило дальнейшее разрушение урановых минералов. В отличие от постепенного изменения браннерита разрушение коффинита происходит относительно быстрее. Индивиды метамиктного коффинита 1 интенсивно корродируются каолинитом, теряют кристаллографические очертания, распадаясь на отдельные фрагменты. В краевых частях зерен наблюдаются каемки переотложенного коффинита 2, который образует также мономинеральные почковидные агрегаты (размером до 120 мкм) или коррозионные каемки вокруг пирита, графита и браннерита (рис. 1, в). В проходящем свете коффинит 2 просвечивает в зеленовато-коричневых тонах, изотропен; в полированных шлифах — серый; R значительно ниже, чем у коффинита 1 (7.5% при λ = 466 нм). Микротвердость составляет в среднем 381 кгс/мм² (при нагрузке 20 г). На дебаеграммах обнаруживаются диффузные линии UO₂ и слабые линии коффинита.

После травления концентрированной HNO₃ (в течение 1–2 мин) в коффините 2 проявляется редкая сеть тонких трещин. Как показывают электронномикроскопические наблюдения, в отличие от коффинита 1 для силиката второй генерации характерно однородное мелкоглобулярное строение (рис. 2, в). Методом микродифракции установлено, что коффинит 2 имеет следующие параметры элементарной ячейки: a₀ = 0.700 ± 0.006 нм, c₀ = 0.625 ± 0.005 нм.

Полученные данные свидетельствуют о меньшей метамиктности минерала по сравнению с коффинитом 1. Отличия в составе проявляются в пониженном содержании U

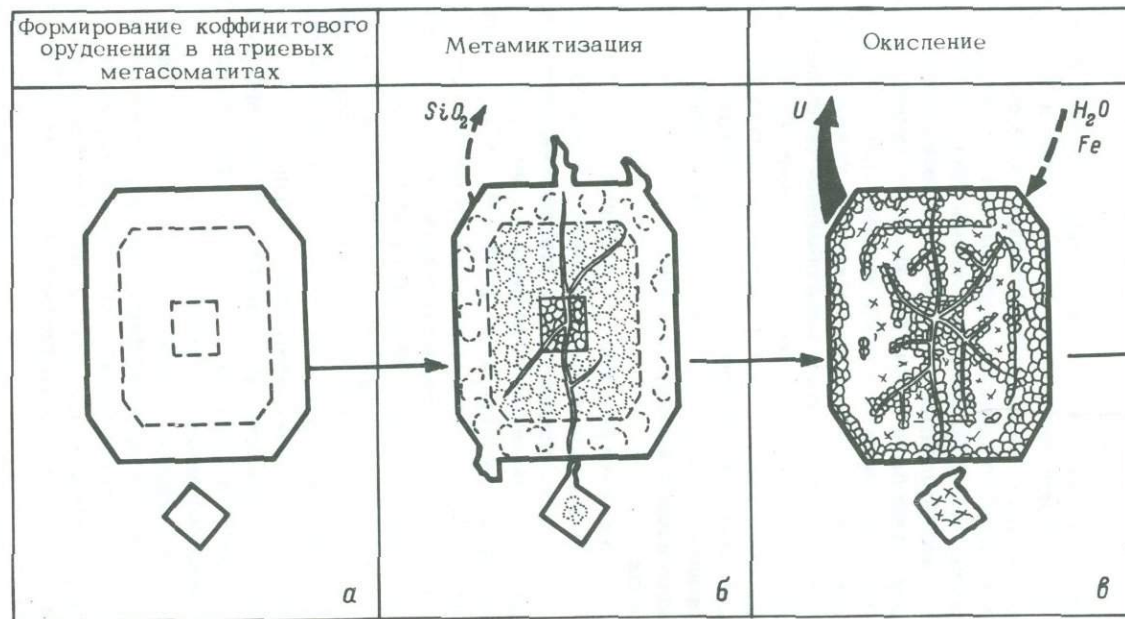


Рис. 6. Основные моменты эволюции коффинита в процессе минералообразования.

a – образование коффинита 1; *б* – диспергация; *в* – вынос урана, диспергация, разложение на несколько фаз; *г* – замещение новообразованными фазами с привнесом компонентов; *д* – регенерация (коффинит 2); *е* – образование многофазного агрегата по коффиниту 2; *ж* – регенерация (коффинит 3).

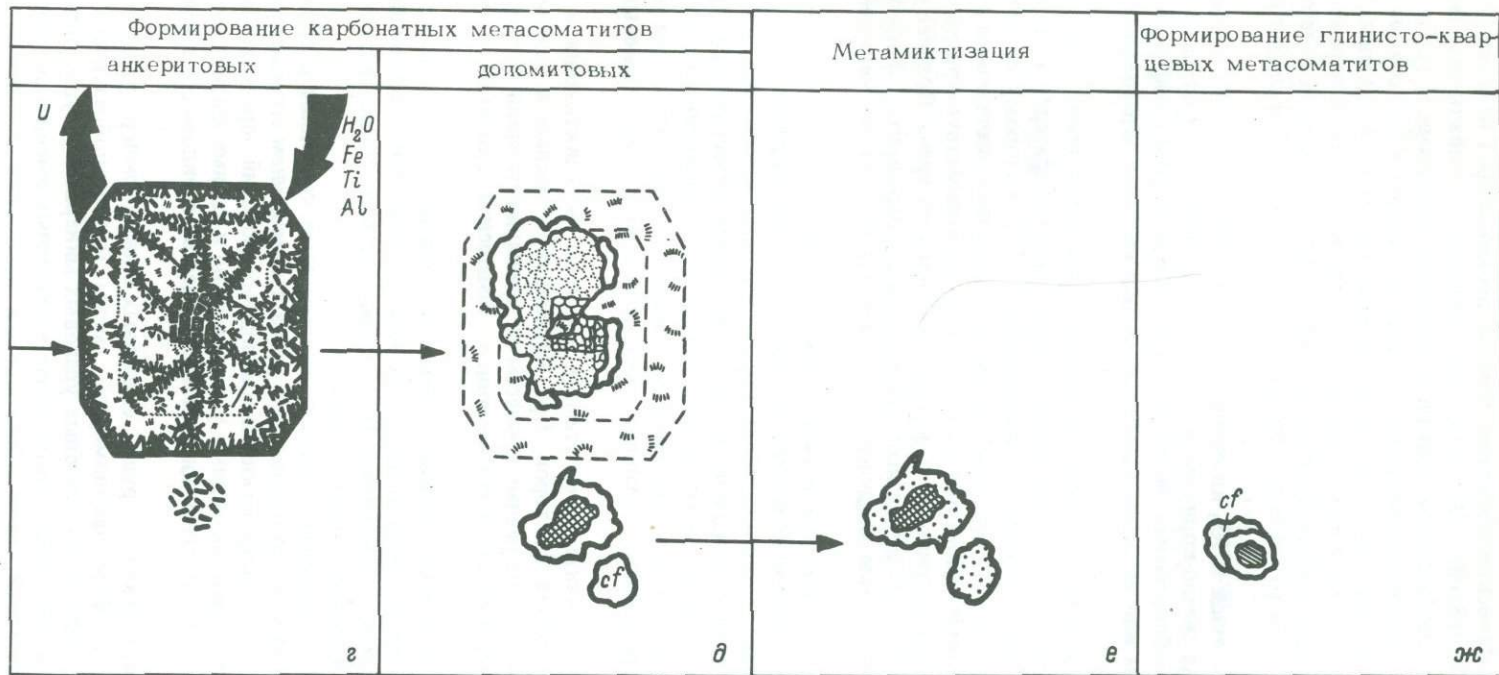


Рис. 6 (продолжение).

и Pb, большом количестве Si, Ca и Ce (табл. 1, а.л. 13–14), а также в большей гидратации коффинита 2, определяемой по ИК спектрам.

Последующие изменения и регенерация коффинита связаны с образованием глинисто-кварцевых метасоматитов. Кристаллы метамиктного коффинита 1 корродируются и облекаются колломорфными корочками коффинита 3 в сростании с марказитом, теряют четкие кристаллографические очертания. Внутри псевдоморфоз нередко сохраняются области с высоким отражением ($R \approx 10\%$), представляющие реликты глубоко измененного коффинита 1, в значительной степени замещенного окислами U (табл. 1, ан. 15).

Для коффинита 3 характерна тесная ассоциация с марказитом, совместно с которым он образует концентрически-зональные агрегаты размером 3–20 мкм (рис. 1, в). Минерал просвечивает в зеленовато-коричневых тонах, изотропен. В отраженном свете серый, R на уровне нерудных минералов. На дебаграммах минерала, содержащего реликты коффинита 1, обнаруживаются диффузные линии окисла U и слабые линии коффинита.

В концентрированной HNO_3 интенсивно растворяется в отличие от реликтов коффинита 1, приобретая светло-коричневую окраску. На репликах с протравленных препаратов наряду с мелкоблочковыми участками глубоко измененного коффинита 1 наблюдаются мелкие зерна или агрегаты коффинита 3, для которых характерна гладкая поверхность (рис. 2, з).

Состав минерала наиболее близок к стехиометрическому (табл. 1, ан. 16); так же как и для коффинита 2 для него характерна значительная гидратация и растворимость, сближающая его с „гипергенным” силикатом урана [12], которому присуща рыхлая „ажурная” структура. Гидротермальные процессы, отделенные значительным промежутком времени от формирования оруденелых альбититов, стимулируют разрушение метамиктного коффинита 1 и приводят к регенерации силиката урана. Позднее его генерации входят в состав иных парагенезисов, отличаются от коффинита 1 формой и размером выделений, оптическими и физическими свойствами, а также меньшей степенью метамиктности.

Эволюция процесса изменения коффинита. Приведенные данные показывают, что смена минералообразующих процессов сопровождается эволюцией выделений коффинита от хорошо образованных крупных кристаллов, претерпевших затем глубокую метамиктизацию и не сохранивших кристаллическую структуру, к колломорфным агрегатам менее метамиктного минерала, отличающегося оптическими и физическими свойствами и составом (рис. 6). Такая эволюция характерна для коффинита и других месторождений, связанных с низкотемпературными натриевыми метасоматитами [10].

В индивидах коффинита переплетаются процессы метамиктизации и изменений под воздействием внешних факторов. При метамиктном распаде в разновозрастных силикатах урана доминируют разные процессы от преимущественной диспергации в индивидах первой генерации до преобладающего замещения окислами и регенерации в коффинитах 2 и 3.

Несмотря на отмеченные различия, сохранились признаки близости условий образования трех генераций силиката урана. Среди них отметим тесную ассоциацию коффинита 2 и 3 с сульфидами, а коффинита 1 – с антраксолитом, указывающую на относительно восстановительную обстановку среды.

В окислительных щелочных условиях метамиктный коффинит разрушается, что сопровождается выносом и перетолжением урана и замещением его выделений хлоритом, окислами Fe и Ti. Специфический состав новообразований определяется не только существовавшими термодинамическими условиями, но и такими физико-химическими процессами, как последовательная диспергация вещества псевдоморфоз и ионообменные явления.

Таким образом, в урановых рудах, связанных с низкотемпературными натриевыми метасоматитами, на фоне закономерной смены минералообразующих процессов происходит эволюция одного из основных урановых минералов, осуществляющаяся по двум направлениям и несколько варьирующая в различных вмещающих породах. Первое отвечает закономерной смене образующихся выделений коффинита, проявляющейся в эволюции как первичных форм индивидов, так и их состава и свойств (типоморфизм генераций). Второе отражает эволюцию процессов изменения коффинита на протяжении жизни индивидов, т. е. индивидуальную историю отдельных генераций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахманова М. В., Леонова Л. Л. Исследование метамиктного распада цирконов с помощью инфракрасных спектров поглощения. — *Геохимия*, 1961, № 5, с. 401–418.
2. Барсанов Г. П. Систематика и классификация метамиктных танталатов. — *Труды Минер. музея АН СССР им. А. Е. Ферсмана*, 1959, вып. 10, с. 3–21.
3. Барсуков В. Л. Кварцево-кальцит-настурановые жилы Рудных гор и место в них коффинита (опыт онтогенетического анализа). — В кн.: *Вопросы прикладной радиогеологии*. М., 1967, с. 150–194.
4. Белова Л. Н. Зона окисления гидротермальных месторождений урана. М., 1975. 156 с.
5. Бойцов В. Е., Дымков Ю. М. Уран-селен-ванадиевое оруденение карбонатно-настурановых жил. — В кн.: *Месторождения урана: зональность и парагенезисы*. М., 1970, с. 119–155.
6. Бродин Б. В., Осипов Б. С. Коффинит из месторождений хлорит-гидрослюдяной урановорудной формации. — *ЗВМО*, 1973, ч. 102, вып. 4, с. 410–422.
7. Бродин Б. В., Сидоренко Г. А. Радиогенные псевдоморфозы по коффиниту. — *ЗВМО*, 1974, ч. 103, вып. 4, с. 470–475.
8. Бродин Б. В., Сидоренко Г. А., Дубинчук В. Т. Строение и состав метамиктного коффинита (о природе метамиктных минералов). — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1978, № 7, с. 96–107.
9. Бродин Б. В., Сидоренко Г. А., Дубинчук В. Т. Парагенезис коффинита и настурана. — *ЗВМО*, 1980, ч. 109, вып. 2, с. 195–205.
10. Былинская Л. В. Особенности состава и свойств коффинитов. — *ЗВМО*, 1980, ч. 109, вып. 5, с. 589–592.
11. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, 1961. 284 с.
12. Дубинчук В. Т., Наумова И. С., Кравцов И. Ю., Сидоренко Г. А. Уточнение кристаллической структуры природного коффинита. — *Минер. журн.*, 1981, т. 3, № 4, с. 81–85.
13. Дымков Ю. М., Дымкова Г. А., Павлов Е. Г. Диффузионная текстура агрегатных псевдоморфоз по сферолитам настурана. — В кн.: *Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений*. М., 1977, с. 36–43.
14. Дымков Ю. М., Павлов Е. Г. Механизм образования окислов урана по силикатным фазам. — В кн.: *Поведение радиоактивных элементов в геологических процессах*. М., 1978, с. 83–95.
15. Жабин А. Г., Русинов В. Л. Классификация и генезис псевдоморфоз. — *ЗВМО*, 1973, ч. 102, вып. 3, с. 241–253.
16. Липова И. Н. Природа метамиктных цирконов. М., 1972. 158 с.
17. Пospelов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, 1973. 355 с.
18. Frondel C. Mineral composition of gummite. — *Amer. Miner.*, 1956, vol. 41, N 7–8, p. 539–568.

Э. Ф. Емлин, Г. А. Шумакова

О СТИЛОЛИТОВЫХ ШВАХ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Стилолитовые швы — широко распространенные в горных породах знаки растворения — связаны с литостатическим или тектоническим давлением [1, 2, 5]. Они хорошо изучены в карбонатных породах [5], описаны в кварцитах и туфах кислого состава [1], наблюдаются в кварцевых жилах. Общий обзор и состояние изученности стилолитовых швов приведены в работах [1, 5], возможный механизм образования рассмотрен Бэтurstом и Вейлем [3].

Стилолитовый шов представляет собой сложный по форме прослой нерастворимого материала в карбонатной породе. В сечении, ориентированном параллельно удлинению, стилолиты представляются как система клиновидных или еще более сложных зубчиков. Оси стилолитов субпараллельны. Толщина единичного шва может достигать нескольких миллиметров (иногда до сантиметра). Высота стилолитов редко превышает первые сантиметры, чаще составляет несколько миллиметров, максимальная высота — до 1 м [3].

Рассмотрим строение стилолитового шва на примере оолитового известняка. На фотографии, заимствованной из работы [6], изображены концентрические зональные оолиты, граничащие по стилолитовому шву (рис. 1). Зональность оолитов практически не нарушена и хорошо прослеживается в стилолитах, что позволяет восстановить исходное положение оолитов и произвести количественную оценку изменения положения оолитов при образовании стилолитового шва. Оолиты сочленяются друг с другом по зубчатому шву, в котором наблюдается чередование стилолитов, представляющих выступы то нижнего, то верхнего оолита. Эти зубцы хорошо подогнаны — в стилолитовом шве нет зазоров: в верхнем оолите удалено ровно столько материала, сколько нужно для размещения зубцов нижнего оолита. При этом тонкая концентрическая зональность оолитов не деформирована сколько-нибудь заметно и прослеживается в стилолитах.

Оценим изменение геометрических параметров породы при образовании стилолитов (рис. 2). В исходном положении сферические оолиты с радиусом R_1, R_2 соответственно, касались друг друга в одной точке. Расстояние между центрами оолитов было равно $M = R_1 + R_2$. M примем за единицу, и все величины в дальнейшем будем нормировать по M (т. е. выражать в единицах M).

При образовании стилолитового шва оолиты сблизилась на расстояние 0.3. Это сближение при отсутствии деформации оолитов возможно только за счет выноса (растворения) вещества. Общий объем растворенного вещества, обусловивший сближение центров оолитов, соответствует участкам смежных оолитов, заключенным между дугами A_1B и A_2B (рис. 2). Участок между дугами A_1B и $A_1'B$, A_2B и $A_2'B$ соответствует растворению оолитов без образования стилолитового шва.

При постоянном соотношении скоростей растворения в каждой точке поверхность растворения должна оставаться плоской и в наблюдаемом положении проходить через точки A и B . При этом объемы растворенных частей большего и меньшего оолита должны соотноситься как 1:1.2 (при наблюдаемом соотношении их радиусом $0.43:0.57 = 1:1.3$).

Если сближение оолитов на расстояние 0.3 происходило за счет выноса равных объемов вещества первого и второго оолита, они должны были бы разделяться поверхностью, слабо вогнутой в сторону большего оолита. Фактически устанавливается, что оолит меньшего радиуса растворялся быстрее в 1.12 раза, чем его больший сосед. Линейное смещение за счет растворения малого оолита в 1.35 раза больше, чем смещение за счет большего оолита. При этом, видимо, возможно выделить две составляющих

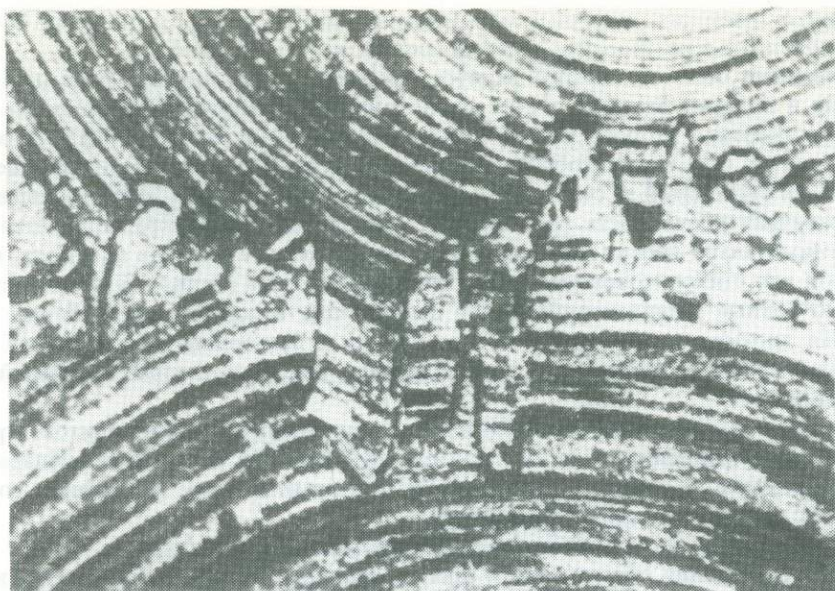


Рис. 1. Стиллитовый шов в оолитовом известняке. Прозрачный шлиф, по [6].

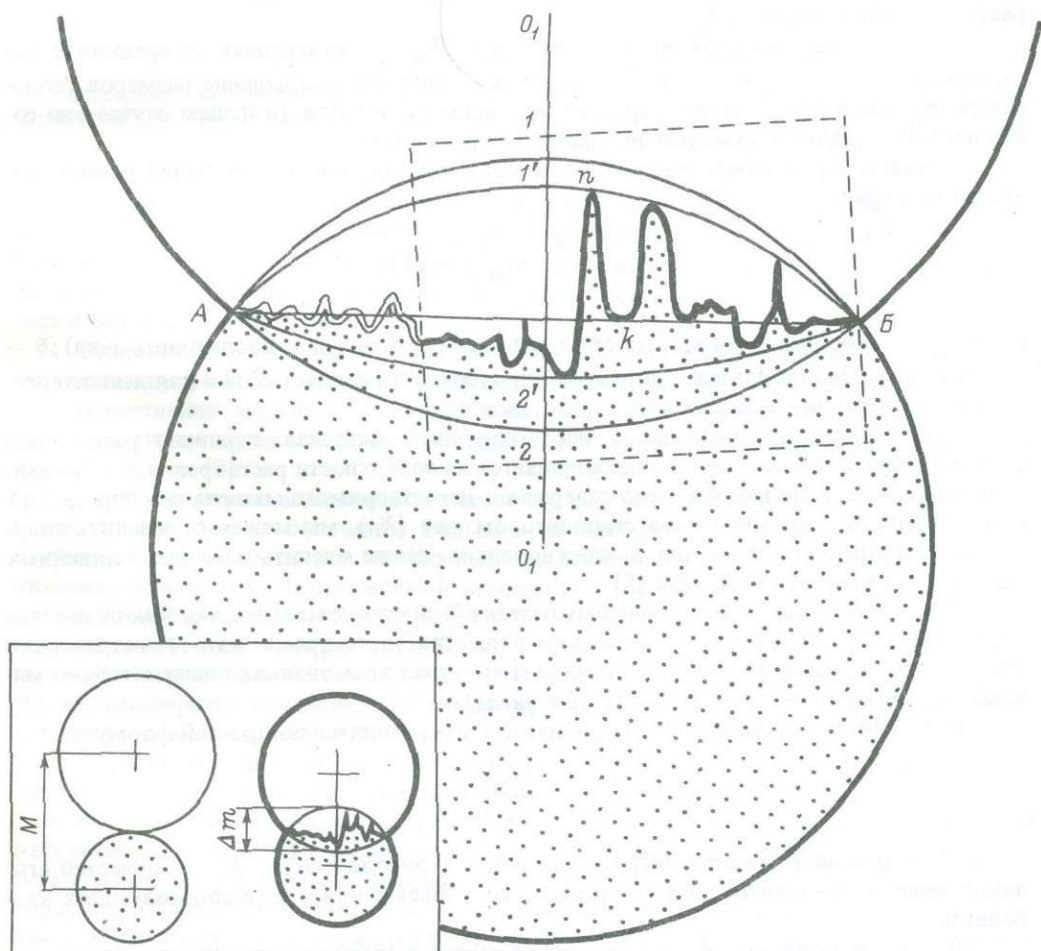


Рис. 2. Схема образования стиллитового шва на границе двух оолитов.

Участок между дугами $A1E$ и $A2B$ соответствует общему объему растворенного вещества при образовании стиллитового шва; участки $A1B1'A$ и $A2B2'A$ соответствуют растворению без образования стиллитов, а участок $A1'B2'A$ – с образованием стиллитов. На вставке внизу слева: Реконструкция соотношения оолитов при образовании стиллитового шва. Штрихом показаны границы рис. 1.

растворения, имеющих различные морфологические следствия: растворение без образования стилолитов и растворение с образованием стилолитов (рис. 2).

Смещение оолитов разного радиуса при растворении первого рода происходило примерно в два раза быстрее за счет растворения большего оолита. Смещение оолитов за счет растворения второго рода — с образованием стилолитового шва — произошло в основном за счет малого оолита: во всяком случае доля линейного смещения при образовании стилолитов за счет малого оолита вдвое больше, чем за счет большего.

Граничная поверхность растворения (стилолитовый шов) располагается закономерно относительно плоскости, проходящей через точки А и Б. Эта плоскость является срединной для стилолитового шва. Относительно ее следа (линия АБ) устанавливаются примерно равные площади зубчиков и выемок для каждого оолита. Вернее сказать, срединная плоскость стилолитового шва близка к положению плоскости АБ. Сумма отклонений зубчиков (и выемок) в стилолитовом шве относительно срединной плоскости равна нулю.

Оси стилолитов субпараллельны линии, соединяющей центры оолитов; срединная плоскость субперпендикулярна ей. Другими словами, оси стилолитов субпараллельны вектору нагрузки, а срединная поверхность субнормальна ему (в обычном случае она совпадает с поверхностью напластования).

Из наблюдаемых соотношений можно вывести такие следствия.

При образовании стилолитового шва происходит растворение и удаление вещества с обеих сторон шва. Амплитуда стилолитового шва позволяет определить минимальное количество растворенного вещества (в нашем случае оно составляет 75 % от реально растворенного объема).

Двойная максимальная высота стилолита $2h_{\text{макс}}$ (измеренная от срединной поверхности) позволяет определить минимальное линейное уменьшение размеров геологического тела в направлении, параллельном осям стилолитов (в нашем случае оно составляет 85 % реального уменьшения линейных размеров).

В общем случае изменение мощности слоя при стилолитообразовании можно оценивать по формуле

$$\Delta m = \sum_1^n (2h_{\text{макс}} \cos \theta),$$

где $h_{\text{макс}}$ — максимальная высота стилолита (или амплитуда стилолитового шва); θ — угол между осью стилолитов и нормалью к поверхности напластования для данного стилолитового шва; n — число стилолитовых швов.

При образовании стилолитов нерастворенный материал, первично рассеянный в растворенном объеме породы, накапливается на поверхности растворения, т. е. на стилолитовом шве. Если нам известно содержание нерастворимого материала в породе (A) и количество его, накопленное в стилолитовом шве (X_0), мы можем определить количество растворенного вещества и, следовательно, также оценить изменение линейных параметров геологического тела [5].

Этот способ („по нерастворимому остатку“) предпочтительнее, так как позволяет определять полный объем растворенного вещества (в то время как геометрический способ — по максимальной высоте стилолитов — дает возможность оценить только минимальное количество растворенного материала).

Расчет объема растворенных карбонатов V производится по простой формуле

$$V = \frac{X \cdot 100}{\rho A},$$

где A — содержание нерастворимого материала в породе, мас.%; X — количество его, накопленное в стилолитовом шве, мас.ед.; ρ — объемный вес породообразующих карбонатов.

Определение объема растворенного вещества двумя различными способами — по максимальной высоте стилолитов и по количеству нерастворимого остатка, накопленного в стилолитовом шве — показало удовлетворительную сходимость результатов. Объем, оцененный геометрическим способом, на десять процентов ниже определенного по нерастворимому остатку. Это подтверждает сказанное выше о двух морфологиче-

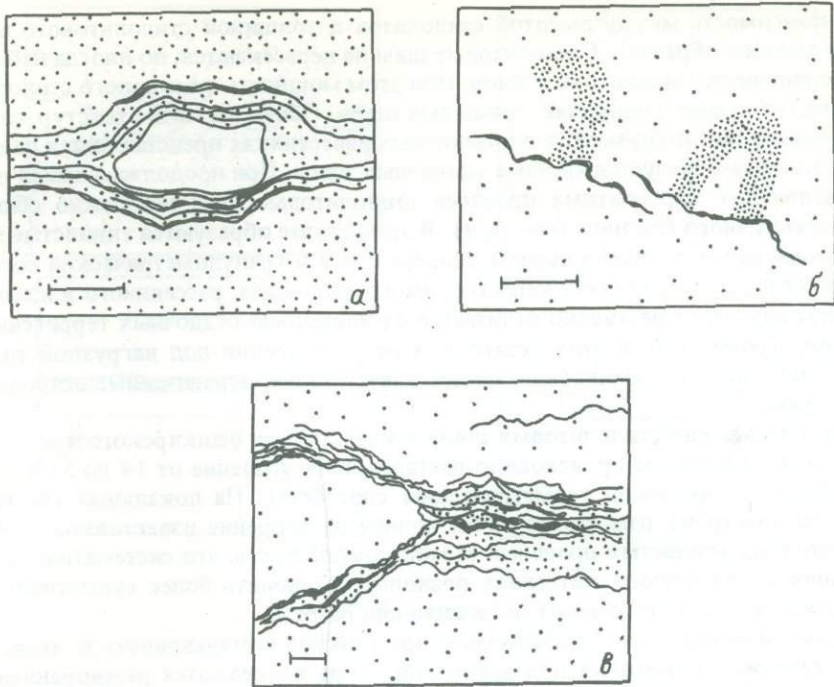


Рис. 3. Примеры явлений при стилолитобразовании.

a — облекание стилолитовыми швами зерна аллотигенного кварца; *б* — частичное растворение биокластов; *в* — образование глинистых прослоев при сближении стилолитовых швов. Длина линейки 0.2 мм.

ских составляющих растворения под нагрузкой. Значит, геометрический способ дает возможность определять только минимальное количество растворенного вещества. Но для силикатных и кремнистых пород он является, пожалуй, практически единственным возможным способом оценки изменения геометрических параметров геологического тела и баланса вещества.

Стилолитовые швы широко распространены в известняках среднего карбона башкирского яруса в Кизеловском угольном бассейне (Средний Урал). Мощный комплекс преимущественно морских отложений здесь представлен непрерывной толщей девонских, каменноугольных и нижнепермских известняков с прослоями песчаников и глинистых сланцев [2].

Строение описываемых известняков башкирского яруса из северной части Кизеловского бассейна не отличается большим разнообразием. Следуя Р. Л. Фолку [4], структуры этих известняков можно представить как сочетание двух основных составляющих: аллохем (переотложенный материал — интракласты, пеллеты, ооиды, биокласты) и матрикса (связующая масса). Связующая масса может быть микрзернистой (микритовой) или яснокристаллической (спаритовой). Наиболее распространенными структурными типами известняков являются биомикриты, реже встречаются биоспариты, интрамикриты, пелспариты. Стилолиты наблюдаются во всех структурных типах известняков, но чаще всего в биомикритах.

Единичный стилолитовый шов представляет собой в сечении шлифа систему клиновидных зубцов, оси стилолитов субпараллельны и нормальны к поверхностям напластования. Сам стилолитовый шов является непрерывным тонким прослоем нерастворимых минералов, первично рассеянных в породе — в нашем случае это, в основном пелитовые частички гидрослюда. Форма стилолитов в сечении шлифа клиновидная, островершинная, иногда прямоугольная, столбчатая. Наряду с глинистыми частицами в пределах стилолитового шва накапливаются нерастворимые зерна аллотигенного кварца. В некоторых случаях наблюдается облекание стилолитовыми швами обломочных зерен кварца (рис. 3, *a*). Интересно соотношение стилолитовых швов с биокластами (рис. 3, *б*), при этом устанавливается хотя бы частичное растворение биокласта.

Толщина единичного стилолитового шва в основном постоянна, иногда наблюдается ее резкое увеличение в вершинах стилолитов. Кроме того, часто устанавливается

прямая зависимость между высотой стилолитов и толщиной стилолитового шва (для одного и того же образца). Стилолитовые швы не пересекаются, но иногда наблюдается слияние единичных стилолитовых швов. При этом мощность суммарного стилолитового шва равняется сумме мощностей единичных швов. Общее развитие текстур, связанных с растворением под нагрузкой, в описываемых известняках представляется следующим образом. Сначала образуется система единичных швов. При продолжающемся растворении разделяющих карбонатных прослоев стилолитовые швы неизбежно сближаются вплоть до частичного слияния (рис. 3, в). В этом случае образуются глинистые прослои, обогащенные аллотигенным кварцем. Минеральный и гранулометрический состав этих прослоев соответствует составу нерастворимого материала, рассеянного в известняках, и, в общем случае, существенно отличается от нормально осадочных терригенных прослоев глин. Кроме того, в этих остаточных от растворения под нагрузкой глинистых прослоях наблюдаются реликтовые блоки известняков, ограниченные стилолитовыми поверхностями.

При образовании стилолитовых швов в известняках башкирского яруса Кизеловского угольного бассейна происходило растворение и удаление от 14 до 35 % карбонатного вещества (определено геометрическим способом). На локальных участках (несколько сантиметров) отмечается почти полное растворение известняков с образованием остаточных глинистых прослоев. Можно предполагать, что систематическое изучение первичного каменного материала позволит установить более существенную роль катагенных прослоев остаточных глин в строении разреза.

Таким образом, для описываемых известняков устанавливается значительный масштаб явлений растворения под нагрузкой. Куда же деваются растворенные карбонаты? Для ответа на этот вопрос мы оценили количество новообразованного кальцита, инкрустирующего поры и пустоты в известняках, пораженных стилолитобразованием. Поры и пустоты выполняются агрегатом первого рода с ясным геометрическим отбором, контуры полостей хорошо видны в шлифе.

Общее количество карбонатов, выполняющих поры и пустоты в известняках со стилолитовыми швами, составляет в среднем 24 %, что удовлетворительно согласуется с количеством карбонатов, удаленных при стилолитообразовании (14–35 %). Но следует подчеркнуть, что соотношение пор, выполненных новообразованными карбонатами, и стилолитовых швов не доказывает непосредственной связи растворения и цементации. Чаще всего устанавливается, что выполнение пор происходило или раньше образования стилолитов, или позднее.

Эти наблюдения не противоречат заключению о том, что стилолитообразование приводит не только к растворению и выносу вещества, уменьшению мощности слоя, но и сопровождается интенсивной цементацией пор и пустот. Просто эти два сопряженных явления — растворение и цементация — разобщены пространственно, что и приводит к наблюдаемым соотношениям инкрустированных пор и стилолитов.

Если на нижних нагруженных горизонтах происходит образование стилолитов и растворение, то в зонах разгрузки поровых вод (часто, вероятно, выше по разрезу) наблюдается цементация. При последовательном погружении карбонатной толщи стилолитообразование будет накладываться на более раннюю зону цементации. При медленном воздымании возможны обратные соотношения: более поздняя цементация будет накладываться на раннее стилолитообразование.

В заключение обсудим возможный механизм образования стилолитовых швов. Преимущественная роль растворения, связанного с ориентированным давлением, в настоящее время не вызывает сомнений у большинства исследователей. Но простое приложение принципа Томпсона—Рикке к объяснению явления не приносит успеха [3]. Вернемся к рис. 2. Существенным является тот факт, что в одних точках *l* карбонатное вещество нижнего оолита практически почти не растворялось, в то время как верхний оолит интенсивно растворялся. Рядом в точке *k* уже наблюдаются обратные соотношения: ограниченную растворимость демонстрирует верхний оолит. В чем причина такой неоднородности растворения? Часто стилолитовые швы объясняют постоянно существующей неоднородностью механических напряжений на поверхности растворения за счет сложной морфологии соприкасающихся поверхностей (рис. 4, а). Но при этом нельзя забывать тот простой факт, что распределение напряжений симметрично относительно точки приложения напряжений, т. е. нагрузка должна вызывать растворение по обе стороны точки касания блоков породы. Следовательно, принцип Томпсона—Рикке пре-

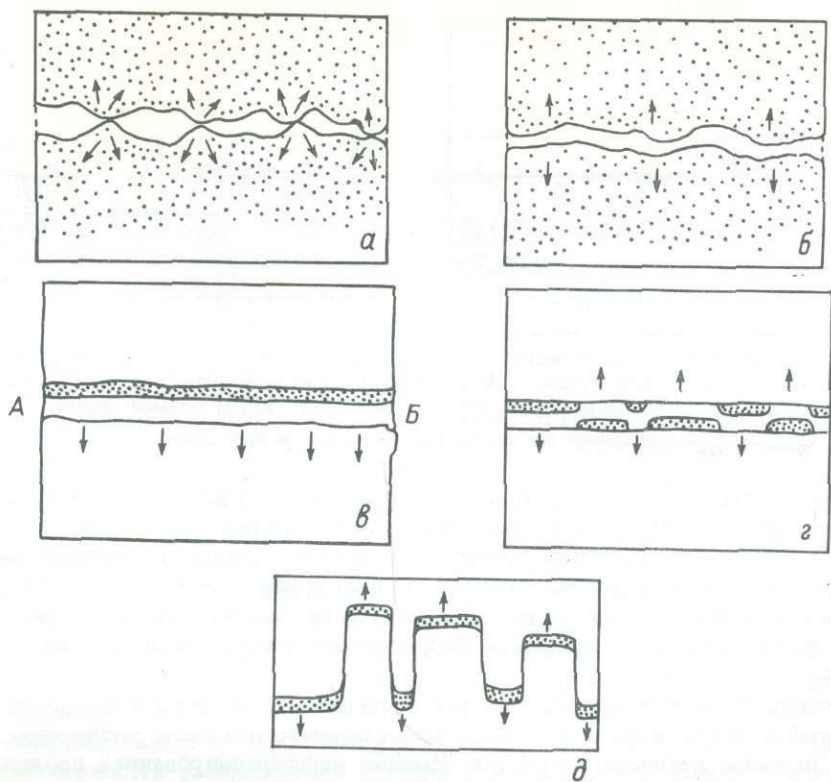


Рис. 4. Растворение под нагрузкой (возможные механизмы).

Стрелками показано преимущественное направление растворения. *а* — эффект Томпсона—Рикке, растворение напряженных участков приводит к выравниванию поверхности контакта; *б* — блоки карбонатной породы разделены тонкой пленкой раствора (механизм Вейля [3]), неоднородность состава и строения породы приводит к усложнению поверхности растворения и образованию стилолитового шва; *в*, *г*, *д* — последовательные стадии образования стилолитов при наличии глинистого слоя и пленки раствора.

красно объясняет выполаживание, выравнивание неровной поверхности растворения в то время как в случае стилолитового шва происходит обратное — образование сложной зубчатой поверхности за счет относительно ровной поверхности напластования или трещины.

Нельзя объяснить зубчатое строение шва и неоднородность самой карбонатной породы (рис. 4, *б*). Растворение образцов, травление полированных штупов свидетельствуют иногда об исключительно однородном распределении нерастворимого материала в объеме породы (например, в литографском камне), в то время как стилолитовые швы в них имеют значительную амплитуду.

В порядке обсуждения можно предложить такой механизм образования стилолитов (рис. 4, *в*, *г*, *д*). Два блока породы граничат по зоне АБ, представляющей собой трещину и плоскую полость с пленкой воды (раствора). Возрастание нагрузки приводит к частичному растворению породы (механизм явления описан Вейлем [3]). Растворенный материал удаляется раствором в пространстве полости АБ. Между блоками породы образуется тонкий прослой нерастворимого материала, т. е. зона АБ, имевшая простое симметричное строение типа: порода—раствор—порода, становится более сложной. При этом возможны такие случаи. Глинистый прослой становится при уплотнении микрогидроупором и изолирует верхний блок породы. Зона АБ имеет асимметричное строение: порода—глина—раствор—порода (рис. 4, *в*). Растворение, относительно равномерное, происходит со стороны породы, незащищенной глинистым прослоем от раствора. Стилолитовых швов не образуется.

Предположим, что глинистый прослой прерывист, вернее, расположение его соответствует схеме на рис. 4, *г*. Растворение при нагрузке, как и в предыдущем случае,

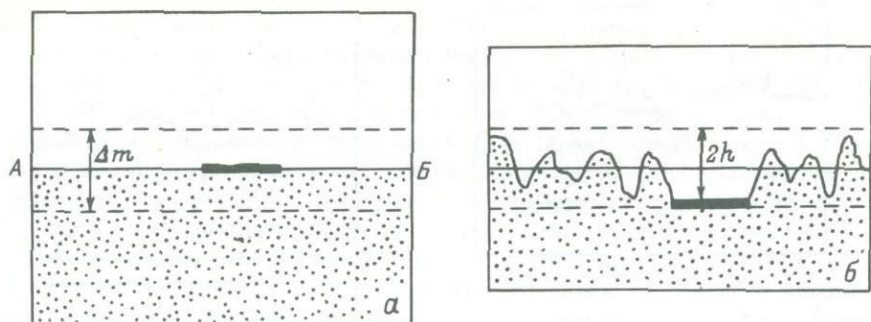


Рис. 5. Схема образования стилолитового шва при наличии на поверхности растворения нерастворимого пластинчатого включения (черное). Амплитуда стилолитового шва $2h$ в этом случае соответствует ширине зоны растворенного материала Δm ; по [3] с изменениями.

a — исходное положение контакта; *б* — наблюдаемое.

будет происходить со стороны породы, не защищенной от раствора глинистым прослоем. В точке 1 растворение будет идти по направлению стрелки — вниз, в точке 2 — вверх. Образуется зубчатая сложная поверхность растворения — стилолитовый шов (рис. 4, д).

Безусловно, рассмотренный случай — только грубая схема, не отражающая всю сложность естественного процесса растворения под нагрузкой, но он позволяет, как нам кажется, проиллюстрировать сущность предлагаемого механизма образования стилолитовых швов.

Зубчатый стилолитовый шов образуется при неоднородной проницаемости контакта глинистый прослой — порода, что обеспечивает преимущественное растворение породы то ниже, то выше глинистого прослоя. Именно дифференцированная проницаемость глинистого прослоя обеспечивает сложную морфологию стилолитовых швов.

Рассмотренный механизм подтверждается схемой, отражающей часто наблюдаемые взаимоотношения стилолитовых швов с относительно слабо растворимыми биокластами [3] (рис. 5).

Стилолитовые швы являются частным случаем поверхности растворения, широко распространенных в горных породах. Растворение под нагрузкой приводит к существенному изменению конституции горной породы. Происходит уменьшение мощности слоя, увеличивается объемный вес, существенно изменяются пористость, прочность, проницаемость и другие коллекторские свойства. Наконец, повышается неоднородность породы за счет формирования остаточных прослоев глинистого материала.

При реконструкции первичной формы, размеров и физических свойств геологических тел, а также при оценке баланса вещества при катагенезе возможно использовать информацию, получаемую при описании и измерении стилолитовых швов в карбонатных породах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Т. 2, М., 1969. 707 с.
2. Геология угольных месторождений. Т. 4, М., 1967. 476 с.
3. Bathurst R. G. C. Carbonate sediments and their diagenesis. — Develop. in sediment., 1971, N 12. 620 p.
4. Folk R. L. Practical petrographic classification of limestones. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1959, vol. 43, p. 1–38.
5. Stockdale P. B. Stylolites: Their nature and origin. — Indiana Univ. Stud., 1922, vol. 11, p. 1–97.
6. Usdovskii H. E. Die Entstehung der Kalkoolithischen Fazies der norddeutschen Unteren Buntsandsteins. — Beitr. Miner. und Petrogr., 1962, Bd 8, H. 3, S. 141–179.

Т. Н. Лупашко, А. Н. Тарашан

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЦЕНТРОВ РЕНТГЕНОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ В МИКРОКЛИНАХ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Изучение природы центров люминесценции, концентрационных зависимостей интенсивности отдельных полос излучения, системная типизация спектров минералов из генетически различных пород убедительно свидетельствуют о том, что спектры рентгенолюминесценции породообразующих минералов являются достаточно чувствительными индикаторами относительного распределения и концентрации центров люминесценции на примесных и собственных дефектах, которые отражают в целом специфику образования и характер пространственно-временной позиции минерала в геологических процессах. Вполне закономерным явилось использование этих центров в качестве индикаторов рудоносности редкометальных гранитоидов, изучения стадийности и характера процессов минералообразования с целью установления закономерностей концентрации рудных компонентов, определения их пространственной локализации, изучения зональности отдельных рудных тел и т. п. [7–9 и др.]

Задачей настоящего исследования явилось выявление временных и пространственных закономерностей распределения центров рентгенолюминесценции в породообразующих минералах¹ и разработка эволюционной модели их вариаций в процессе развития редкометального щелочного метасоматоза, установление комплекса люминесцентных признаков, характеризующих зоны интенсивного метасоматоза, продуцирующего рудоносность.

Исследованы микроклины из трех месторождений СССР, локализованных в долгоживущих зонах глубинных разломов и сформированных в породах различного состава: гентгельвиновое (I), колумбит-пироклор-берилловое (II) и колумбит-танталит-микроритовое (III). Согласно классификации А. И. Гинзбурга и З. Г. Караевой [3, 4], первые два месторождения — метасоматические, т. е. не имеющие какой-либо видимой связи с магматизмом, третье — автометасоматическое, формирование которого полностью определено процессами послемагматического метасоматоза.

Одним из главных критериев такого выбора явилось то обстоятельство, что последовательность метасоматического преобразования вмещающих пород рассматриваемых месторождений имеет общую генетическую основу и в целом подчиняется правилу направленной эволюции кислотности—щелочности гидротермальных растворов [5]. Во всех случаях формирование метасоматитов связывается с щелочной (микроклинизация, альбитизация) и кислотной (окварцевание, флюоритизация, грейзенизация) стадиями метасоматического процесса [7, 8]. Специфические особенности преимущественного развития той или иной стадии процесса и металлогеническая специализация определяются для каждого из месторождений в первую очередь составом замещаемых пород и физико-химическими параметрами метасоматических растворов. При этом каждой стадии метасоматоза отвечает определенный минеральный парагенезис, отличный от минерального парагенезиса предыдущей стадии. Микроклин входит в состав различных парагенетических ассоциаций минералов, закономерно сменяющих друг друга в пространстве и времени и обуславливающих зональное строение месторождения.

Формирование гентгельвинового месторождения происходило в два этапа. Первый этап — региональный метасоматоз (ранняя щелочная и кислотная стадии) — привел к образованию гнейсовидных сидерофиллитовых гранитоидов и аляскитовых гранитоидов с голубым кварцем. Второй этап метасоматоза (рудный) получил локальное развитие и характеризуется поздними щелочной и кислотной стадиями, представленными

¹ В работе не учитывается зональное и секториальное распределение центров в пределах кристалла. — Прим. ред.

породами переменного слюдисто-кварц-полевошпатового состава, содержащих гентгельвин и редко единичные зерна фенакита.

Для месторождения II также свойственно развитие многостадийного преобразования пород. Микроклинизация относится к наиболее ранней стадии и проявлена регионально. Четкая вертикальная зональность в распределении типа редкометальной минерализации обусловлена различным характером развития в пределах рудного поля процессов альбитизации и кремниево-фтористого метасоматоза. Наиболее глубоко вскрытая часть месторождения принадлежит альбититам с тантал-ниобиевой минерализацией, в апикальной — распространены брекчии вмещающих пород, сцементированные флюоритом, бериллом, фенакитом, микроклином и кварцем.

При формировании месторождения III, представленного куполообразным массивом редкометальных танталоносных амазонитовых апогранитов, широкое развитие получили автометасоматические процессы микроклинизации, альбитизации, окварцевания и грейзенизации. Породы характеризуются общностью петрографического состава и повсеместно содержат альбит, микроклин (амазонит), кварц, литиево-железистые слюды, топаз. Основными рудными минералами являются колумбит-танталит и пироклор-микрорит.

Коллекция образцов микроклина для рентгенолюминесцентных исследований была отобрана таким образом, чтобы для каждого месторождения полностью отражалась временная и пространственная последовательность метасоматического преобразования исходных пород. Поскольку основная часть изучаемых образцов полевого шпата представлена микроклин-пертитом, методами ЭПР и РЛ (по спектрам Fe_{IV}^{3+}) и с помощью рентгеноструктурного анализа производился их контроль на примесь альбитовой фазы. В результате этого оказалось, что при обычной обработке и фазовом разделении только 80% образцов микроклина пригодно для исследований.

В изученных образцах зафиксирован почти полный набор центров рентгенолюминесценции, характерных для щелочных полевых шпатов: Pb^{2+} , Mn^{2+} , AlO_4^{-4} , Fe_{IV}^{3+} и ИК (полоса с $\lambda_{\text{макс}} = 860$ нм).

Состав указанных центров и относительные их концентрации (принималось, что интенсивности полос пропорциональны относительным концентрациям центров) для каждого из исследованных образцов различны. Это позволяет выделить специфические особенности состава и концентраций центров РЛ для микроклинов из различных пород месторождений I, II, III (рис. 1).

Для микроклинов из вмещающих пород месторождений (I — субщелочных гранитов комплекса рапакиви; II — мигматитов, гнейсов; III — биотитовых, двуслюдяных и аляскитовых гранитов) независимо от их петрографического состава, по сравнению с микроклинами из метасоматитов, характерны минимальные концентрации Pb^{2+} , Mn^{2+} , Fe_{IV}^{3+} и максимальные AlO_4^{-4} (за исключением образцов из грейзенов). Микроклинам из пород щелочной стадии метасоматического процесса (Ia — гнейсовидных гранитоидов сидерофиллитовой фации, образовавшихся в этап регионального метасоматоза; Ib — фаций пород переменного слюдисто-кварц-альбит-микроклин-пертитового состава (пертозитов), образовавшихся в этап локального метасоматоза; II — альбититов танталовой зоны) свойственны максимальные концентрации центров Fe_{IV}^{3+} и минимальные AlO_4^{-4} . Присутствие в спектрах РЛ полосы 860 нм и высокая ее интенсивность отличают микроклины из пород кислотной стадии (Ia — аляскитовых гранитоидов с голубым кварцем (региональный метасоматоз); Ib — пород грейзеновой формации мусковит-сидерофиллит-микроклин-пертитовой фации (локальный метасоматоз); II — рудные брекчии бериллиевой зоны; III — фации топаз-циннвальдит-лепидолит-амазонитовых апогранитов). Кроме того, в них зафиксировано увеличение концентраций центров Pb^{2+} и AlO_4^{-4} и понижение Fe_{IV}^{3+} .

Таким образом, для микроклинов из метасоматитов изученных месторождений наблюдается единая направленность в изменении концентраций указанных центров РЛ, совпадающая с общим характером метасоматической зональности.

Кроме того, анализ геохимических данных и РЛ характеристик микроклинов позволил установить прямую корреляционную связь редкометального оруденения с выделенными по РЛ массивами щелочных метасоматических пород, характеризующихся повышенными концентрациями ряда центров на примесных и структурных дефектах.

Рис. 1. Распределение центров РЛ и вариации их относительных концентраций в микроклинах вмещающих и метасоматических пород из гентгельвинового (Ia - региональный метасоматоз; Ib - локальный метасоматоз), колумбит-пироксид-бериллового (II) и колумбит-танталит-микроклинового (III) месторождений.

Это определяет возможность использования РЛ данных для выявления районов вероятного развития редкометального оруденения и оценки их сравнительной перспективности. Рост концентраций центров Pb^{2+} , совпадающий со степенью рубидиевости микроклина (геохимический индикатор рудоносности) [6, 8], служит показателем рудоносности метасоматитов, а вариации концентраций центров Fe^{3+} и AlO_4^{-4} , как и изменение железистости или глиноземистости слюд, — показателями изменения их щелочности.

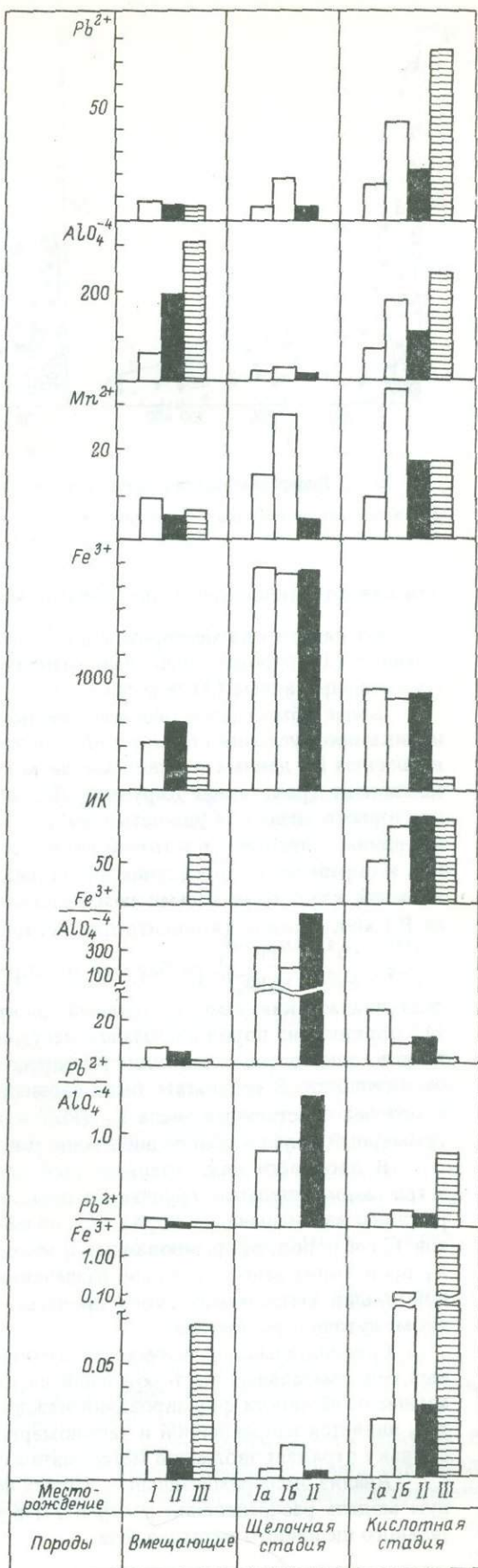
Но поскольку для микроклинов из различных вмещающих и метасоматически измененных пород, в том числе и рудоносных, характерны большие различия в концентрациях указанных центров люминесценции, то для объективной оценки степени развития метасоматических процессов и рудоносности пород предлагается использовать в качестве индикаторных отношения концентраций соответствующих центров,

из которых $\frac{Fe^{3+}}{AlO_4^{-4}}$ — индикатор щелочности пород, а $\frac{Pb^{2+}}{Fe^{3+}}$ и $\frac{Pb^{2+}}{AlO_4^{-4}}$ — индикаторы их рудоносности.

В этом случае микроклины (рис. 1) из вмещающих и метасоматических пород кислотной стадии процесса в пределах изученных месторождений характеризуются минимальными значениями отношения $\frac{Fe^{3+}}{AlO_4^{-4}}$, а из наиболее щелочных по составу метасоматитов — максимальными.

Значения отношений центров $\frac{Pb^{2+}}{Fe^{3+}}$ и $\frac{Pb^{2+}}{AlO_4^{-4}}$ максимальны для образцов из метасоматитов ($\frac{Pb^{2+}}{AlO_4^{-4}}$ — щелочной, а $\frac{Pb^{2+}}{Fe^{3+}}$ — кислотной стадий процесса) и минимальны для микроклинов вмещающих пород.

В зависимости от значений относительных концентраций центров Pb^{2+}



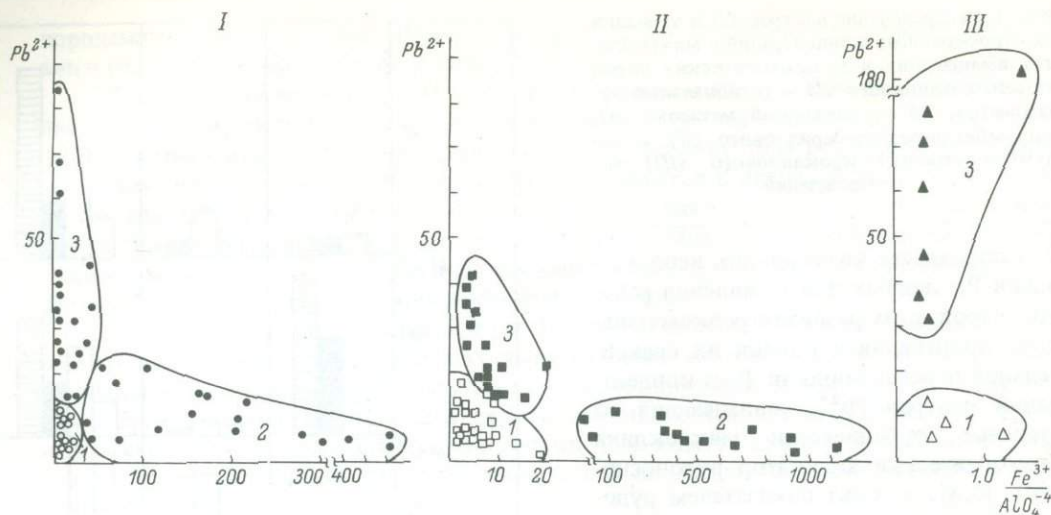


Рис. 2. Дифференциация микроклинов по распределению центров рентгенолюминесценции.

1 — вмещающие породы; 2 — метасоматические породы щелочной стадии; 3 — метасоматические породы кислотной стадии.

для каждого индивидуального образца микроклина и отношений $\frac{Fe^{3+}}{AlO_4^{-4}}$, все изученные образцы каждого из месторождений обособляются в поля, четко характеризующие вмещающие (1) породы, щелочные разновидности метасоматических образований (2) и грейзенизированные (3) породы (рис. 2).

Более объективное обоснование люминесцентных характеристик микроклина как индикаторов условий образования и рудоносности метасоматитов проводилось на основе анализа РЛ данных с использованием линейного преобразования по методу главных компонент (разложение Карунена—Люэва) [3], являющегося одной из разновидностей факторного анализа. Сущность преобразования заключается в переходе к новой системе координат, главные оси которой являются линейными комбинациями исходных признаков и определяют направления их максимальной изменчивости. С этой целью интервал значений каждого из восьми люминесцентных параметров, получаемых из одного спектра РЛ микроклина (концентрации центров Pb^{2+} , Mn^{2+} , AlO_4^{-4} , Fe^{3+} , ИК и отношения $\frac{Fe^{3+}}{AlO_4^{-4}}$, $\frac{Pb^{2+}}{Fe^{3+}}$, $\frac{Pb^{2+}}{AlO_4^{-4}}$), разбивался на определенные градации, каждая из которых рассматривалась как самостоятельный дискретный признак. Описав таким образом все 116 образцов из пород изучаемых месторождений в образовавшейся системе из 48 признаков, с помощью разложения Карунена—Люэва исследовали однородность полученной совокупности. В результате были вычислены две главные компоненты, которым соответствуют собственные числа λ_1 ($Pb^{2+} = 0-5$) = 0.821 и λ_7 ($AlO_4^{-4} = 5-20$) = 0.509; их суммарный вклад в общую дисперсию равен 30%.

В плоскости двух главных осей (рис. 3) все изученные образцы обособляются в три самостоятельные группы, которые, как и в предыдущем случае, объединяют микроклины из вмещающих пород (1), из наиболее щелочных разновидностей метасоматитов (2) и пород, сформированных в кислотную стадию процесса (3). При этом по оси λ_1 происходит наиболее четкое разделение микроклинов из пород щелочной и кислотной стадий метасоматического процесса, а образцы из вмещающих пород занимают промежуточное положение.

Следовательно, изменчивость люминесцентных свойств микроклина для изученных редкометальных месторождений щелочных метасоматитов, несмотря на индивидуальные особенности формирования каждого из них, имеет общую генетическую основу, т. е. является направленной и закономерной как во времени, так и в пространстве, поскольку отражает эволюцию метасоматического преобразования пород.

Анализ экспериментальных данных позволяет предложить следующую эволюционную модель распределения центров РЛ в микроклинах в процессе развития редкометального щелочного метасоматоза:

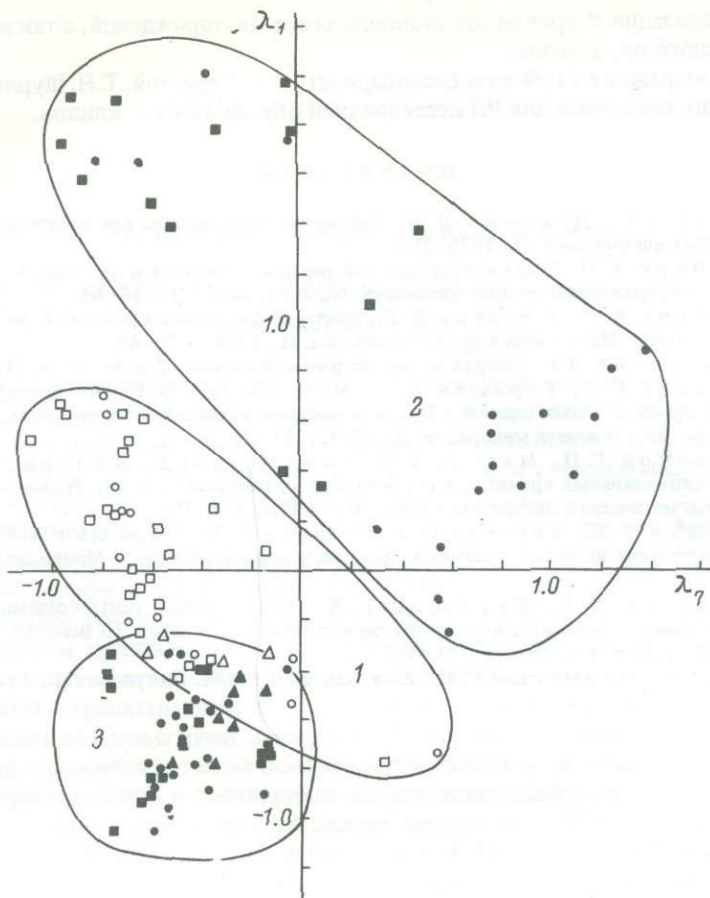


Рис. 3. Схема распределения полей микроклинов вмещающих (1) и метасоматических (2 – щелочной и 3 – кислотной стадий) пород, выделенных в результате анализа РЛ характеристик с помощью разложения преобразования по методу главных компонент (разложение Карунена–Лоэва).

Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

Щелочная стадия

Кислотная стадия

Микроклинизация: Альбитизация Окварцевание: Флюоритизация: Грейзенизация
 Pb^{2+}, Fe_{IV}^{3+} , Pb^{2+}, AlO_4^{-4} , ИК

Установленные закономерности вариаций РЛ свойств микроклина могут быть использованы при минералогическом картировании с целью прогнозирования новых рудных объектов. В качестве элементов картирования предлагается использовать отношения относительных концентраций: 1) Fe_{IV}^{3+} и AlO_4^{-4} , 2) Pb^{2+} и Fe_{IV}^{3+} и 3) Pb^{2+} и AlO_4^{-4} , так как в их изменении существует разнонаправленность (рис. 1), и они при этом несут различную генетическую нагрузку, являясь, таким образом, разносторонне информативными. Картирование с помощью элемента $\frac{Fe^{3+}}{AlO_4^{-4}}$ позволит выделить породы различной щелочности, в то время как с помощью элементов $\frac{Pb^{2+}}{AlO_4^{-4}}$ и $\frac{Pb^{2+}}{Fe^{3+}}$ – различной степени рудоносности.

Таким образом, на примере исследования микроклинов из трех модельных месторождений редкометальных метасоматитов из различных районов СССР показано типоморфное и индикаторное значение центров рентгенолюминесценции.

Выявленные общие эволюционные закономерности распределения центров РЛ в микроклинах из различных метасоматически преобразованных пород рекомендуются для установления формационной принадлежности пород, выявления продуктивной

стадии минерализации и уровня эрозионного среза месторождений, а также для прогнозирования слепого оруденения.

Авторы выражают глубокую благодарность З. Г. Караевой, Т. Н. Шуриге и Н. А. Беспалько за предоставленные для РЛ исследований образцы микроклинов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаец Л. Н., Дуденко Л. Н. Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Л., 1976. 270 с.
2. Гинзбург А. И. Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., 1961, вып. 14, с. 26–86.
3. Гинзбург А. И., Караева З. Г. Критерии связи месторождений редких элементов с магматизмом. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М., 1974, с. 25–43.
4. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., 1969. 110 с.
5. Кузнецов Г. В., Таращан А. Н., Максимчук В. Г. Об ультрафиолетовой люминесценции калиевых полевых шпатов / Природа центров и генетическое значение. — В кн.: Проблемы кристаллохимии и генезиса минералов. Л., 1983, с. 71–76.
6. Луговской Г. П., Матиас В. В., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Строевые массивы редкометалльных гранитов и особенности их генезиса. — В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., 1972, с. 131–161.
7. Лупашко Т. Н., Караева З. Г., Шурига Т. Н., Таращан А. Н. Характерные особенности микроклина из редкометалльных щелочных метасоматитов. — Минер. журн., 1981, т. 3, № 4, с. 45–51.
8. Михайлов А. Г., Кузнецов Г. В. Использование рентгенолюминесценции для оценки редкометалльных гранитных пегматитов по выходам. — Тез. докл. III Всесоюз. пегмат. совещ. (8–10 июня 1982 г.), Иркутск, 1982, с. 185–186.
9. Рудные месторождения СССР. Под ред. акад. В. И. Смирнова. М., 1978, т. 3. 496 с.

Т. А. Карякина, В. Ю. Эшкин

К ВОПРОСУ ОБ ЭВОЛЮЦИИ МОРФОЛОГИИ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

Разнообразие облика и габитуса кристаллов кварца определяется соотношением площадей граней основных (положительного и отрицательного) ромбоэдров, гексагональной призмы и острейших ромбоэдров. Известно шесть основных (исходных) типов: ромбоэдрический, „псевдокубический”, гексагонально- и тригонально-призматический, гексагонально- и тригонально-остроромбоэдрический [2, 6].

Зависимость морфологии кварца от температуры, pH растворов, времени кристаллизации, величины и формы затравки рассмотрена в ряде работ [1, 3, 11, 12, 14, 15]. Построены его морфологические ряды [4, 12, 16]. Вместе с тем вопрос об эволюции формы в процессе роста одного индивида остался практически без внимания. Общие черты морфологии кристаллов кварца отражены в правилах Розе и Самойлова [8, 9]. Правило Розе гласит, что площадь граней положительного ромбоэдра всегда больше площади граней отрицательного, т. е. головка кристаллов всегда имеет тригональное развитие с видимой симметрией 3 или $3m$. Проверка этого правила на кристаллах из одного гнезда с различным типом искажения головки и дофинеискими двойниками показала его справедливость и подтвердила его статистический характер [9]. Степень тригональности кварца неодинакова для разных месторождений, кроме того, в процессе роста индивидов она также неоднократно меняется. Разнообразие морфологических типов кристаллов в значительной мере связано с развитием тех или иных граней острейших ромбоэдров, которых известно около 50 [6], однако роль габитусных граней играют лишь некоторые из них.

Как показали гониометрические измерения кристаллов из разных месторождений, обелисковидный облик кристаллов остроромбоэдрического габитуса создается как за счет какого-либо одного острого ромбоэдра $\{30\bar{3}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{50\bar{5}1\}$, $\{70\bar{7}1\}$, так и за счет их комбинаций. Вышеперечисленные ромбоэдры встречаются наиболее часто и дают четкие индивидуализированные сигналы. Начиная с ρ более 85° сигнал от зоны положительных ромбоэдров представляет собой сплошную световую полосу с отдельными более яркими участками, соответствующими элементам вицинальной комбинационной штриховки. Ряды положительных и отрицательных ромбоэдров, согласно правилу Самойлова, различны [8].

Эволюция морфологии кристалла во время роста записана в его анатомии, поэтому были изучены срезы, параллельные тройной оси предварительно облученных кристаллов. Исследование анатомии кристаллов кварца показывает, что кристаллы или их разновозрастные части как остроромбоэдрического, так и призматического габитуса могут быть сформированы (рис. 1):

- 1) за счет пирамид роста основных ромбоэдров;
- 2) за счет пирамид роста основных и острейших ромбоэдров;
- 3) за счет пирамид роста основных ромбоэдров и призмы.

Морфологические грани призмы и острейших ромбоэдров в кристаллах как остроромбоэдрического, так и призматического габитуса могут иметь собственные пирамиды роста, а могут являться так называемыми гранями торможения, т. е. тангенциально развиваться за счет роста других граней.

Пирамиды роста острейших ромбоэдров в кристаллах призматического и остроромбоэдрического габитуса обычно имеют сложное строение и обладают рядом особенностей. На самостоятельное существование этих пирамид указывает:

- 1) неодинаковое поглощение структурных примесей гранями основных и острейших ромбоэдров, что выражается либо в неодинаковой интенсивности окраски одного типа, либо в окрасках разных типов;

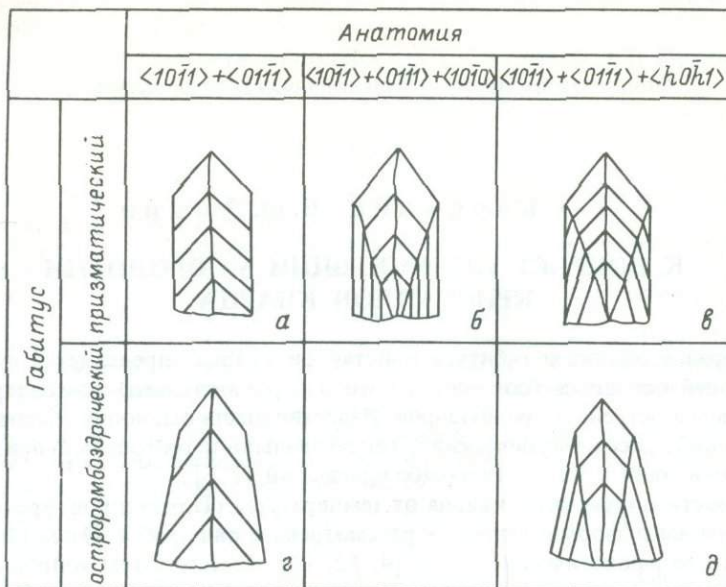


Рис. 1. Анатомия кристаллов остроромбоэдрического и призматического габитуса (исходные элементы).

2) наличие зон роста, параллельных этим граням, что подтверждается данными рентгеновской топографии;

3) неодинаковый характер дефектного строения, что выражается:

а) в пространственной ориентировке таких кристаллизационных дефектов, как дислокации, двойниковые вставки, блоки мозаики;

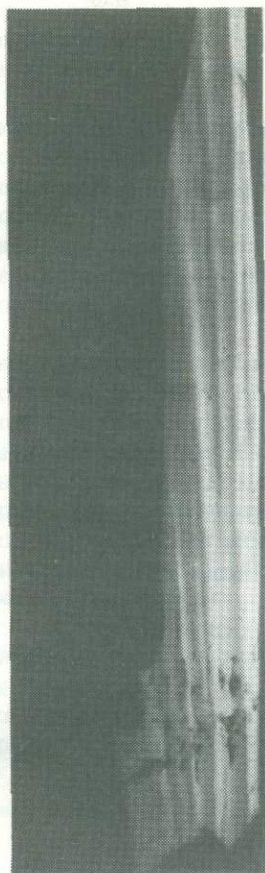
б) в большей степени их дефектности по сравнению с пирамидами роста основных ромбоэдров, что наиболее отчетливо проявляется в секториальном характере распределения таких дефектов, как бразильские двойники, дислокации.

Рассмотрим указанные особенности на примере кристаллов кварца тригонально-остроромбоэдрического габитуса одного из хрусталеносных месторождений, где в построении индивидов помимо граней основных ромбоэдров участвуют пирамиды граней $\{30\bar{3}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{50\bar{5}1\}$. Естественная окраска пирамид роста острых положительных ромбоэдров светло-дымчатая, основных — бесцветная с дымчатыми зонами. Поле гамма-облучения окраски пирамид роста острых ромбоэдров не изменяется, а пирамиды роста основных ромбоэдров приобретают зональную окраску за счет чередования оливковых, дымчатых и цитриновых зон.

В пирамидах роста основных ромбоэдров практически отсутствуют бразильские двойники, а в пирамидах роста острых ромбоэдров содержится множество мелких полисинтетических бразильских двойников.

Изучение зонального и секториального строения пирамид роста кристаллов в срезах, параллельных тройной оси и перпендикулярных граням призматического пояса, показало, что в начальные периоды роста кристаллы имеют тригонально-остроромбоэдрический габитус и в ограничении их, судя по следам зон роста в сечении, перпендикулярном граням призмы, основную роль играют грани $\{30\bar{3}1\}$. В процессе роста кристаллов наблюдается постепенная смена ромбоэдра $\{30\bar{3}1\}$ на $\{50\bar{5}1\}$, $\{70\bar{7}1\}$ вплоть до образования индивидов призматического габитуса (рис. 2; 3, а). Смена менее острых ромбоэдров на более острые описана В. В. Букановым [2] для некоторых месторождений Приполярного Урала. На других месторождениях вначале происходило формирование кристаллов мозаичного строения, гексагонально-остроромбоэдрического габитуса, сложенных только пирамидами роста основных ромбоэдров. Габитусные грани $\{50\bar{5}1\}$ являлись по существу гранями торможения.

В дальнейшем наблюдается резкое увеличение относительной скорости роста граней ромбоэдра $\{50\bar{5}1\}$ с образованием их пирамид роста. Пирамиды роста острых ромбоэдров в отличие от основных в этот период содержат многочисленные полисинтетические бразильские двойники. Эволюция морфологии описываемых кристаллов заключа-



↑
 L_3

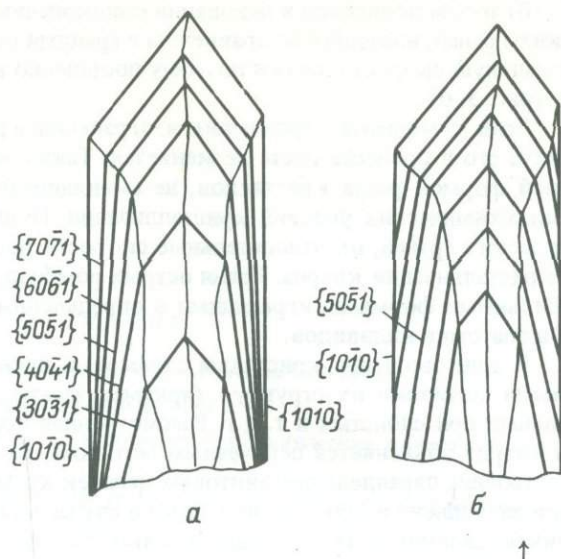


Рис. 3. Схема двух способов эволюции остроромбоэдрического габитуса на призматический.

← Рис. 2. Смена менее острых ромбоэдров на более острые.

ется в смене кварца остроромбоэдрического габитуса начальных периодов роста на гексагональнопризматический в заключительный. Грани призмы выступают в этом случае как грани торможения, не имеющие собственных пирамид роста (см. рис. 1).

В некоторых случаях пирамиды роста граней призмы и острых ромбоэдров имеют усложненное строение, так как формирование их происходит за счет отложения вещества на элементах вицинальных и комбинационных штриховок, чередующихся с участками граней гексагональной призмы. Отложение вещества происходит на торце ступеней штриховки, соответствующей чаще всего граням $\{01\bar{1}1\}$, реже $\{h0\bar{h}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$ или вициальным граням, а площадкой является участок грани гексагональной призмы. Сектора роста подобного строения описаны на кристаллах синтетического кварца [10].

Описываемые пирамиды роста имеют усложненное строение, так как состоят из микроучастков граней разных символов, что наиболее наглядно отражается в распределении окраски (рис. 2). Такие пирамиды обычно содержат большое количество кристаллизационных дефектов, отличающихся по плотности, пространственной ориентировке от соответствующих дефектов в одновременных зонах роста граней основных ромбоэдров. В том случае, когда кристаллы призматического габитуса построены только за счет пирамид роста основных ромбоэдров, а грани призмы и острых ромбоэдров являются гранями торможения, т. е. гранями с бесконечно малыми нормальными скоростями роста, поперечные размеры кристаллов в гнездах соответствуют размерам затравок [13]. Если же в построении индивидов участвуют и пирамиды роста острых ромбоэдров, то даже при нарастании кристаллов на точечные затравки (зерна породобразующего кварца на стенках минерализованных трещин) возможно формирование крупных кристаллов. Поперечные размеры таких кристаллов лимитируются моментом появления в их ограничении призматических граней.

Итак, эволюция морфологии кварца, заключающаяся в смене остроромбоэдрического габитуса кристаллов на призматический, может происходить двумя способами:

а) путем постепенной смены менее острых ромбоэдров на более острые вплоть до появления граней гексагональной призмы (рис. 3, а);

б) путем появления в основании одноконечных индивидов узкого пояса призматических граней, имеющих по сравнению с гранями острых ромбоэдров бесконечно малую нормальную скорость роста и поэтому постепенно вытесняющих их в ограничении индивидов (рис. 3, б).

Если с момента зарождения в ограничении кристалла доминируют грани призмы, габитус его в процессе роста не меняется. Таким образом, грани призмы являются конечной формой роста кристаллов, не сменяющейся другими формами при изменении физико-химических условий кристаллизации. Появление же тех или иных остроромбоэдрических граней, их относительные скорости роста связаны с конкретными условиями кристаллизации кварца. Грани острых ромбоэдров являются промежуточными метастабильными формами, играющими в определенных условиях важную роль в морфологии и анатомии индивидов.

В ходе эволюции кристаллы стремятся приобрести формы, определяющиеся значимыми мотивами их структур (призматические при цепочечных структурах, пинакоидальные при слоистых и т. д.). Рассмотренная особенность эволюции формы кристаллов кварца объясняется цепочечным мотивом его структуры, из-за чего присоединение и построение параллельных винтовых цепочек кремнекислородных тетраэдров энергетически затруднено и происходит только в случае механических нарушений структуры или наличия двойниковых или малоугловых границ. Сходная картина наблюдается и для других минералов с цепочечными структурами. Так, эволюция формы касситерита также стремится к образованию кристаллов призматического габитуса [7]. Своеобразное строение характерно для рутила и турмалина, кристаллы которых формируются за счет параллельно срастающихся индивидов, границы между которыми фиксируются линейными входящими углами или продольными каналами внутри кристалла, а грани призмы также являются гранями торможения. В некоторых призматических кристаллах берилла, цепочечная структура которого, как и у турмалина, строится за счет упорядоченной укладки шестерных колец, видна аналогичная картина.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балицкий В. С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. М., 1978. 144 с.
2. Буканов В. В. Морфология и внутреннее строение кристаллов природного кварца. — В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971, с. 170–176.
3. Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л., 1974. 210 с.
4. Вировлянский Г. М. Кварц как геологический термометр. — ЗВМО, 1938, ч. 67, вып. 3, с. 425–434.
5. Григорьев Д. П., Евзикова Н. З., Зидарова Б. и др. Кристалломорфологическая эволюция минералов / Сер. препринтов „Научн. докл. Коми фил. АН СССР“. Сыктывкар, 1981, вып. 76. 26 с.
6. Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии. Т. 3. Минералы кремнезема. М., 1966. 430 с.
7. Евзикова Н. З. Практический аспект кристалломорфологии касситерита. — ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 237–249.
8. Карякина Т. А. О правиле Самойлова для кристаллов кварца. — Зап. ЛГИ, 1968, т. 65, вып. 2, с. 87–90.
9. Карякина Т. А. Связь кристалломорфологии кварца с его дефектами: Автореф. канд. дис. Л., 1968. 19 с.
10. Клещев Г. В., Скобелева Л. В., Никитичев П. И. и др. Пластинчатое строение кристаллов. — В кн.: Вопросы физики твердого тела. Челябинск, 1974, вып. 5, с. 68–79.
11. Кушеев В. В. Динамика формы кристаллов кварца в процессах минералообразования. — В кн.: Типоморфизм кварца Украины. Киев, 1974, с. 48–54.
12. Попов В. А. К кристалломорфологии кварца. — В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 173–180.
13. Ушаковский В. Т. Некоторые вопросы роста кристаллов кварца. — ЗВМО, 1968, ч. 97, вып. 5, с. 571–581.
14. Ушаковский В. Т., Кушеев В. В. Влияние зародышей на форму кристаллов кварца. — Геолог. журн., 1977, т. 37, вып. 4, с. 124–129.
15. Ушаковский В. Т. Изменение формы кристаллов кварца в процессе роста. — В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971, с. 176–177.
16. Maucher W. Die Bildungsreihe der Mineralien als Unterlage für die Einteilung der Erzlaegerstätten. Freiberg, 1914. 46 S.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Юшкин Н. П. Генетические методы минералогии и онтогенеза минералов	3
Жабин А. Г. Фундаментальные проблемы минералогии	10
Пирогов Б. И. Онтогенетический метод в познании технологических свойств минералов	22
Асхабов А. М. Онтогенетическое значение гравитационной дифференциации минералообразующих растворов	31
Дубов П. Л., Орлов А. М., Шафрановский И. И. Формулы для вычисления мер диссимметрии простых кристаллографических форм и их использование в кристалломинералогической практике	37
Попов В. А. К морфологическому анализу структур минеральных агрегатов	46
Козлов В. В. Кристалломорфологическое картирование пирита как метод прогноза скрытого полиметаллического оруденения (на примере месторождения Лашкерек)	61
Богущ И. А. Генетические типы и онтогенез дисульфидов железа колчеданной формации Северного Кавказа	67
Бушмакин А. Ф. Унаследованное строение кристаллов пирита из пород с углеродистым веществом	73
Попова В. И., Татаркин М. А., Хасанов Р. А., Бобров В. А., Винокуров В. М. К онтогенезу циркона из щелочных пегматитов Ильменских и Вишневых гор	83
Слива В. А., Преображенский А. Н. Секториальность кристаллов уранинита	93
Бирка Г. И., Павлов Е. Г. К онтогенезу коффинита низкотемпературных натриевых метасоматитов	98
Емлин Э. Ф., Шумакова Г. А. О стилолитовых швах в карбонатных породах	112
Лупашко Т. Н., Таращан А. Н. Распределение центров рентгенолюминесценции в микроклинах как отражение зональности месторождений редкометалльных метасоматитов	119
Карякина Т. А., Эшкин В. Ю. К вопросу об эволюции морфологии кристаллов кварца	125

ПРОБЛЕМЫ ОНТОГЕНИИ МИНЕРАЛОВ

*Утверждено к печати
Всесоюзным минералогическим обществом*

Редактор издательства *Т. Н. Токарева*
Художник *И. П. Кремлев*
Технический редактор *В. В. Шиханова*
Корректоры *О. М. Бобылева* и *Э. Г. Рабинович*

ИБ № 21164

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающем автомате. Подписано к печати 26.09.85 г. М-32279. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 11.90. Усл. кр.-отт. 12.07. Уч.-изд. л. 13.56. Тираж 850. Тип. зак. № 262. Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство „Наука”. Ленинградское отделение.
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства „Наука”.
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

УДК 549

Генетические методы минералогии и онтогения минералов. Юшкин Н. П. — В кн.: Проблемы онтогения минералов. Л.: Наука, 1985, с. 3—9.

Методология минералогенетических исследований складывается из двух главных методических подходов: модельного и сравнительно-исторического. Главным методом сравнительно-исторического направления является онтогенический анализ. Смысл онтогенического анализа состоит в исследовании анатомии минералов и возрастных взаимоотношений между минеральными индивидами с целью установления кристаллизационной истории минеральных агрегатов и минеральных тел. Последовательные этапы реализации онтогения минералов: стереологические („телесные“) реконструкции; выявление анатомии индивидов и изучение границ между ними; выявление пространственных взаимоотношений между минералами; восстановление кристаллизационной истории и создание пространственно-временной модели объекта; минералогенетические реконструкции.

Библиогр. 42 назв.

УДК 549+552+553

Фундаментальные проблемы минералогии. Жабин А. Г. — В кн.: Проблемы онтогения минералов. Л.: Наука, 1985, с. 10—21.

Фундаментальные направления минералогических исследований рассмотрены на фоне структуры минералогии (I. Фонд минералов Земли, Луны, метеоритов; II. Историко-эволюционная минералогия; III. Экологическая; IV. Геодинамическая; V. Экспериментальная минералогия). Перечислены фундаментальные информационно-познавательные функции минералогии. Обсуждены уровни фундаментальности. Подтверждена необходимость примата теорий и обобщений при решении общенаучных и прикладных проблем минералогии. Главными источниками фундаментальных фактов и обобщений являются: 1) топо- и стереоминералогия литосферы; 2) эволюционные, хрономинералогические закономерности видообразования и массоотложения; 3) эксперименты и экспериментальное моделирование; 4) влияние космических, внеземных факторов на генезис земных минералов. Сформулирована новая парадигма генетической минералогии.

Библиогр. 51 назв. Табл. 1.

УДК 548+549+622.7

Онтогенический метод в познании технологических свойств минералов. Пирогов Б. И. — В кн.: Проблемы онтогения минералов. Л., Наука, 1985, с. 22—30.

Технологические свойства минералов определяются, с одной стороны, их конституцией, морфологией и генетическими особенностями, а с другой — изменением морфологии, конституции и свойств в процессе рудоподготовки и обогащения. Рассмотрены широкие возможности онтогенического подхода к выявлению и оценке технологических свойств минералов на примере магнетитовых руд Ковдорского месторождения и железистых кварцитов докембрия. Использование этого метода дает ключ для решения конкретных прикладных вопросов геолого-технологического изучения месторождений различных генетических типов. Построенная на этой основе минералогическая и геолого-технологическая документация позволяет разумно управлять технологией процессов обогащения, прогнозировать показатели обогащения на основе глубоких комплексных исследований, базирующихся не на общих рассуждениях о генезисе руд, а на конкретном и предметном изучении каменного материала. Используя онтогенический метод, можно точнее определить оптимальные условия раскрытия зерен полезного компонента, контрастность свойств разделяемых минералов, основные типы и разновидности руд, изменение свойств минерала в технологическом процессе (псевдоморфизация, полиморфные превращения, аморфизация и др.).

Библиогр. 12 назв. Ил. 4. Табл. 2.

УДК 550.41.02

Онтогенетическое значение гравитационной дифференциации минералообразующих растворов. Асхабов А. М. — В кн.: Проблемы онтогения минералов. Л.: Наука, 1985, с. 31—36.

На основе предложенной автором плотностноградиентной модели организации процессов гидротермального минералообразования в замкнутых полостях, основанной на гравитационной дифференциации раствора, рассматриваются процессы формирования минеральных гнезд и развития кристаллических индивидов в дифференцированных растворах. Онтогенетически важным следствием дифференциации растворов является изменение пересыщения по вертикали в полости, отражающегося на морфологии, анатомии и распределении кристаллов в полости. Показано, что функционирование гидротермальных систем в условиях гравитационной дифференциации раствора возможно и в отсутствие значительного температурного градиента. Выведены условия, характеризующие кристаллиза-

ционную обстановку в полости на различных этапах эволюции системы и при изменении термодинамических параметров.

Библиогр. 1 назв. Табл. 1.

УДК 548.1

Формулы для вычисления мер диссимметрии простых кристаллографических форм и их использование в кристалломинералогической практике. Дубов П. Л., Орлов А. М., Шафрановский И. И. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 37–45.

На основе теоремы Минковского даны формулы для вычисления мер диссимметрии простых кристаллографических форм, построенные на основе общей формулы

$$M \frac{G}{hkl} = \frac{2}{C_k^2} \sum_{i,j=1}^N \frac{|S_i - S_j|}{|S_i + S_j|}.$$

где S_i и S_j — значения площадей сравниваемых по симметрии граней; C_k^2 — число перестановок из N по 2; k — число сравниваемых граней, G — группа точечной кристаллографической симметрии, $\{hkl\}$ — символ отвечающей данной группе простой формы. Приведенные в статье формулы позволяют вычислить меру диссимметрии любой вынужденной формы, включая все 196 разновидностей простых форм.

Ключевые слова: симметрия, диссимметрия, простые формы.

Библиогр. 2 назв. Ил. 1. Табл. 1.

УДК 548.2+552.12

К морфологическому анализу структур минеральных агрегатов. В. А. Попов. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 46–60.

Дано критическое рассмотрение состояния структурного анализа минеральных агрегатов в современной петрографии, показано неудачное использование признака относительного идиоморфизма для расшифровки последовательности кристаллизации минералов. Предложена новая систематизация структур минеральных агрегатов, построенная на абсолютной и относительной величинах минеральных индивидов, их ориентировке и облике кристаллов. Приведен пример морфологического анализа центральных структур.

Библиогр. 24 назв. Ил. 12. Табл. 1.

УДК 549.324.31 : 550.812.01 : 553.44 (575.11)

Кристалломорфологическое картирование пирита как метод прогноза скрытого полиметаллического оруденения (на примере месторождения Лашкерек). Козлов В. В. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 61–66.

На вулканогенном полиметаллическом месторождении Лашкерек выявляются отчетливая горизонтальная и вертикальная зональность в распределении форм кристаллов пирита, согласующаяся с зональностью околорудных метасоматитов. Во внешних и верхних зонах метасоматитов преобладают пентагондодекаэдрические кристаллы. Во внутренних зонах (кварц-серицитовой и серицит-кварцевой), где локализуется полиметаллическое оруденение, развиты комбинации пентагондодекаэдра с кубом и кубы. По падению рудоносной зоны наблюдается увеличение частоты встречаемости кубических и кубопентагондодекаэдрических кристаллов, с одновременным возрастанием мощности зон их преобладания. Кристалломорфологическое картирование позволяет оценить уровень эрозийного среза рудоносной структуры и прогнозировать скрытые рудные тела.

Библиогр. 6 назв. Ил. 3.

УДК 553.661.2 (471.6)

Генетические типы и онтогенез дисульфидов железа колчеданной формации Северного Кавказа. Бугуш И. А. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 67–72.

В колчеданных рудах Сев. Кавказа выделены 5 генетических типов пирита 1) осадочно-диагенетический, 2) автобластический, 3) гидротермально-метасоматический, 4) гидротермальный выполнения полостей, 5) метаморфогенный. Проведены анализ формы выделения агрегатов и зерен, магнитности, микротвердости, проводимости и др. свойств пирита и марказита.

Библиогр. 26 назв.

Унаследованное строение кристаллов пирита из пород с углеродистым веществом. Бушмакин А. Ф. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 73–82.

Унаследованное строение обнаруживается разными способами, лучшим из которых является травление концентрированной HNO_3 . Реликтовая текстура, видимая в пирите, представляет собой картину распределения углеродистых частиц графита с разной степенью упорядоченности в замещенном объеме породы. Участки кристаллов, заместившие частицы неполноупорядоченного графита ($d_{002} = 3.40\text{--}3.43 \text{ \AA}$), легко поддаются механическому и химическому воздействию. Места в кристаллах, соответствующие элементам породы, не содержащим углеродистого вещества, значительно более устойчивы. Сочетание этих резко отличающихся прочностью частей индивидов пирита позволяет видеть в них реликтовую текстуру пород. Предполагается, что сохранение метакристаллами строения пород широко распространено в углеродистых толщах.

Библиогр. 13 назв. Ил. 10.

УДК 549.514.81:543.53

К онтогении циркона из щелочных пегматитов Ильменских и Вишневых гор. Попова В. И., Татаркин М. А., Хасанов Р. А., Бобров В. А., Винокуров В. М. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 83–92.

В последовательных образованиях пегматитов Ильменских гор в составе циркона увеличивается содержание ряда элементов-примесей. Зонально-секториальное строение кристаллов обусловлено неоднородностями состава и дефектностью. По данным нейтронно-активационного анализа охарактеризовано распределение Zr, Hf, Sc, U, Th, Ta, Fe, Cs, Pb, TR. Распределение парамагнитных центров $\text{SiO}_2\text{--Y}^{3+}$, $\text{SiO}_3\text{--}$ и Gd^{3+} в цирконах из пегматитов Ильменских гор также зонально-секториальное.

Библиогр. 10 назв. Ил. 4. Табл. 3.

УДК 548.5

Секториальность кристаллов уранинита. Слива В. А., Преображенский А. Н. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 93–97.

На одном из месторождений уран-сульфидной формации установлены различные кристаллические формы природных окислов урана — плоскогранные кубические и кубооктаэдрические кристаллы, сферокристаллы с кубооктаэдрическим зародышем и кристаллические сферолиты. Кубооктаэдры и сферокристаллы обладают секториальным строением, связанным с преимущественной концентрацией в пирамидах нарастания граней куба примесей Ca, а в пирамидах нарастания граней октаэдра — Si, Ti, P. Распределение примесей внутри пирамид $\langle 111 \rangle$ кристаллов и в сферолитах зональное. В отдельных зонах, как и в секторах, установлена обратная зависимость в накоплении между Si, Ti, P и Ca. По мнению авторов, отмеченная зависимость объяснима различной формой вхождения примесей. Для Ca возможно изоморфное вхождение, а для Si, Ti, P — эпитактическое нарастание кристаллических частичек — соединений перечисленных элементов. Пирамиды роста граней четковидной и непрерывной формы. Форма отражает изменение относительных скоростей роста разнотипных граней. Установлено, что торможение роста в направлении $[111]$ происходит в периоды интенсивного поглощения гранью октаэдра примесей Si, Ti, P. Снижение концентраций этих элементов способствует появлению и разрастанию граней куба.

Библиогр. 7 назв. Ил. 5. Табл. 1.

УДК 548.6

К онтогении коффинита низкотемпературных натриевых метасоматитов. Бирка Г. И., Павлов Е. Г. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 98–111.

Предпринята попытка установить связь между процессами радиогенного распада и наложенными преобразованиями метамиктного коффинита на примере тонковкрапленных руд в натриевых метасоматитах. Приведены данные по типоморфизму силикатов четырехвалентного урана в альбититах. Изучены закономерности разрушения метамиктного минерала в щелочных окислительных условиях. Показано, что на фоне смены минералообразующих процессов происходит эволюция коффинита, проявляющаяся как в изменении форм образующихся индивидов, их свойств и состава, так и в различиях наложенных процессов преобразования минерала, в большой мере обусловленных радиогенной псевдоморфизацией коффинита.

Библиогр. 18 назв. Ил. 6. Табл. 2.

О стилолитовых швах в карбонатных породах. Е м л и н Э. Ф., Ш у м а к о в а Г. А. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 112—118.

Стилолитовые швы рассмотрены как текстурные знаки, обусловленные растворением карбонатной породы под нагрузкой. Количественное определение изменения мощности слоя при образовании стилолитов произведено двумя независимыми способами: по максимальной высоте стилолитов и по количеству нерастворимого материала, накопленного в стилолитовом шве. Полученные результаты обнаруживают удовлетворительную сходимость, и геометрический способ может быть рекомендован для определения первичной мощности слоя.

Библиогр. 6 назв. Ил. 5.

УДК 549.651:535.37:553.493

Распределение центров рентгенолюминесценции в микроклинах как отражение зональности месторождений редкометалльных метасоматитов. Л у п а ш к о Т. Н., Т а р а щ а н А. Н. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 119—124.

На примере исследования микроклина из трех модельных месторождений редкометалльных метасоматитов из различных районов СССР показано индикаторное значение ряда центров рентгенолюминесценции в микроклинах. Установлено, что центры Pb^{2+} , AlO_4^{-} и Fe^{3+}_{IV} и их относительные концентрации являются объективными показателями рудоносности и щелочности метасоматических пород. Выявлены общие эволюционные закономерности распределения этих центров, которые рекомендуются при минералогическом картировании с целью установления формационной принадлежности пород, продуктивной стадии минерализации и прогнозирования слепого оруденения.

Библиогр. 9 назв. Ил. 3.

УДК 549.514.51

К вопросу об эволюции морфологии кристаллов кварца. К а р я к и н а Т. А., Э ш к и н В. Ю. — В кн.: Проблемы онтогении минералов. Л.: Наука, 1985, с. 125—128.

Путем изучения анатомии кристаллов кварца установлено два способа смены остроромбоэдрического габитуса на призматический: путем постепенной смены менее острых ромбоэдров на более острые вплоть до образования граней гексагональной призмы и за счет тангенциального разрастания граней призмы как граней торможения. Показано, что призма является наиболее устойчивой формой кварца, не сменяющейся другими формами роста при изменении физико-химических условий кристаллизации. Рассмотренные особенности эволюции морфологии объясняются цепочечным мотивом структуры кварца.

Библиогр. 16 назв. Ил. 3.

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА”
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ
В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА”.

Для получения книг почтой
заказы просим направлять по адресу:
117192 Москва, В-192, Мичуринский пр., 12.
Магазин „Книга — почтой”
Центральной конторы „Академкнига”;
197345 Ленинград, П-345, Петрозаводская ул., 7.
Магазин „Книга — почтой”
Северо-Западной конторы „Академкнига”,

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга — почтой”);
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга — почтой”);
734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга — почтой”);
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
252142 Киев, пр. Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга — почтой”);
277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга — почтой”);
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;
660049 Красноярск, пр. Мира, 84;
443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга — почтой”);
191104 Ленинград, Литейный пр., 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
199004 Ленинград, 9 линия, 16;
220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга — почтой”);
103009 Москва, ул. Горького, 8;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный пр., 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга — почтой”);
142292 Пушкино Московской обл., МР „В”, 1;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга — почтой”);
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;

- 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга — почтой”);
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга — почтой”);
450025 Уфа, Коммунистическая ул., 49;
720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга — почтой”);
310073 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга — почтой”).

2 р. 10 к.

4572



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ