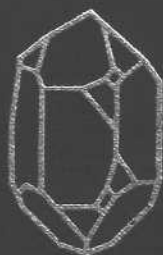


Н. П. ЮШКИН



ТЕОРИЯ
И
МЕТОДЫ
МИНЕРАЛОГИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Н. П. ЮШКИН

ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ МИНЕРАЛОГИИ

ИЗБРАННЫЕ
ПРОБЛЕМЫ

•



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД — 1977

Теория и методы минералогии (избранные проблемы). Ю ш к и н Н. П.
Л., "Наука", 1977. 291 с.

В книге рассмотрен широкий круг перспективных минералогических проблем. Дается анализ современного состояния минералогического знания, обсуждаются фундаментальные минералогические понятия, анализируются конституционные, таксономические, синминералогические и экологические системы минералогии. Обсуждаются теоретические и методические проблемы генетикоинформационной минералогии, вскрывающей общие закономерности хранения и функционирования минералогенетической информации как компонента структуры минерала и разрабатывающей методы ее расшифровки. Рассматривается структура минералогии и ее место в системе естествознания. Лит.— 548 назв., ил. — 128, табл.— 7.

Ответственный редактор

А. Г. ЖАБИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая книга представляет собой серию очерков по избранным теоретическим и методическим проблемам современной минералогии. Она обращена в первую очередь к тем, кто уже познакомился с основами минералогической науки и принял решение специализироваться в этой интересной области естествознания, и к тем, кто активно работает в ней. Учебник минералогии отражает главным образом уже установившуюся структуру науки и содержит идеи, уже ставшие если не общепризнанными, то широко популярными. Новые актуальные проблемы, которые постоянно встают перед минералогией, отражения в учебниках, естественно, не находят. Анализ и обсуждение перспективных и нерешенных проблем может стать полезным дополнением к учебнику минералогии для более объективного представления о современном состоянии минералогического знания. Главной целью работы является анализ областей минералогии, требующих приложения новых усилий, разработка которых позволит достичь существенного прогресса минералогической теории и практики. В работе излагается новый материал по некоторым перспективным проблемам, делаются попытки найти оптимальные пути их решения.

В книге анализируются объекты минералогической науки. Хотя эта проблема и пользуется серьезным вниманием и ей посвящена целая серия интересных работ (Бетехтин, 1937; Соболев, 1947; Григорьев, 1956, 1961, 1975; Миропольский, 1957; Поваренных, 1964, 1962, 1966а, 1966б, 1970а, 1970б; Лазаренко, 1967, и др.), объекты минералогии определяются все еще недостаточно четко, с существенной долей субъективности. В данной работе будут обсуждены понятия об основных минералогических категориях: о минерале, минеральном индивиде и минеральном виде, о таксономических, синминералогических, конституционных и экологических системах минералогии. Эта проблема уже кратко была рассмотрена в одной из работ (Юшкин, 1971а).

В книге намечаются основы одного из новых направлений минералогической науки — генетикоинформационной минералогии (Юшкин, 1972б).

При генетических исследованиях, как правило, мы имеем дело с событиями, удаленными от нас на многие миллионы лет. Затрудненность, а часто и полная невозможность непосредственного наблюдения и изучения процесса минералообразования ограничивает возможность их расшифровки. Минералы являются единственными свидетелями и летописцами своей истории. В особенностях их строения, состава и свойств определенным образом отразились и особенности рождения минерала, и все события их истории. Определение условий образования и истории развития минералов по их конституционным особенностям и свойствам является важнейшей минералогической проблемой. Современная минералогия располагает рядом методов, позволяющих в какой-то мере познавать минералогенетические процессы прошлого. В качестве примера можно назвать общеизвестные методы минералогической термометрии и барометрии, анализ типоморфизма минералов, сравнительно-эмпирический анализ и некоторые другие. К сожалению, круг этих методов еще очень узок, многие из них далеко не совершенны, степень надежности низкая.

Назрела острая необходимость разработки единой теории, которая охватывала бы все стороны отражения условий минералообразования в конституции и свойствах минералов. Это и является главной целью генетикоинформационной минералогии. К основным задачам относятся изучение процессов «записи», хранения и преобразования минералогенетической информации в процессе развития минеральных систем; создание общей теории генетикоинформационной минералогии; разработка методов расшифровки минералогенетической информации, их теоретических основ, техники и практики; использование минералогенетической информации в познании генезиса минеральных систем и в практике поисков месторождений полезных ископаемых. Ряд проблем этого направления кратко уже рассматривался (Юшкин, 1969, 1970, 1972а, 1972б; Yushkin, 1974).¹

В заключение сделана попытка рассмотреть вопрос о структуре минералогии и ее взаимосвязи с другими науками геологического цикла и общенаучными дисциплинами.

Очерки посвящены главным образом тем направлениям, в которых находится область научных интересов автора. Они неравноценны и по объему, и по глубине разработки проблем (от новых разработок до обобщений и обзоров). Здесь не рассматривается целый ряд важнейших разделов общей и генетической минералогии. Так, полностью исключен анализ минералогического кадастра, который дается в книгах А. Штрунца (Strunz, 1966), А. С. Поваренных (1966), в многотомном справочнике «Минералы» (1974). Не рассматриваются физические свойства минералов, детально разобранные в целой серии книг, среди

¹ В 1976 г. в г. Сыктывкаре был проведен Всесоюзный семинар по проблемам генетикоинформационной минералогии (см. Зап. ВМО, 1976, ч. 105, вып. 6), материалы которого, к сожалению, не нашедшие отражения в этой книге, представляют большой интерес.

которых выделяются две монографии А. С. Марфунина (1974, 1975), физико-химические аспекты генезиса минералов, обсуждавшиеся в трудах Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова, А. А. Маракушева, Л. Л. Перчука, онтогенеза минералов, широко изложенная в общеизвестных монографиях Д. П. Григорьева (Григорьев, 1961а; Григорьев, Жабин, 1975).

Материал в книге изложен и иллюстрирован на том научном уровне, который, по нашим представлениям, является оптимальным для начинающего и среднеподготовленного минералога. Поэтому там, где недостаточно минералогических терминов, как правило, не вводятся новые, а использованы общенаучные термины. Впрочем, переход от специальной терминологии к единому научному языку является давно назревшей и вполне разрешимой задачей естествознания.

Работая над книгой, нельзя не вспомнить с благодарностью выдающегося минералога академика АН УзССР А. С. Уклонского, направлявшего мои первые шаги в минералогических исследованиях, первых наставников в минералогии Л. А. Перекрест, З. М. Протодьяконову, И. П. Ярославского, познакомивших меня с азами этой увлекательной науки. Выражаю искреннюю благодарность моим учителям проф. Д. П. Григорьеву и проф. И. И. Шафрановскому, многочисленные беседы и дискуссии с которыми оказали большое влияние на формирование моих минералогических представлений. В процессе подготовки книги советами, полезной критикой, материалами и технической работой большую помощь оказали сотрудники лаборатории генетической и экспериментальной минералогии Института геологии Коми филиала АН СССР А. М. Асхабов, Г. Н. Боболович, Е. Б. Бушуева, Б. А. Горев, Е. З. Гречиха, В. И. Иловайский, В. Н. Каликов, А. Ф. Кунц, Т. С. Лыткина, Т. П. Майорова, А. Б. Макеев, Г. А. Маркова, В. В. Маркова, Г. Л. Мыскова, Б. А. Осташенко, В. С. Осташенко, В. А. Петровский, Л. И. Пешкина, В. М. Полежаев, Ю. Н. Ромашкин, А. С. Савельев, В. И. Силаев, В. Д. Тихомирова, П. П. Юхтанов, которым выражаю признательность. Глубокую благодарность приношу также всем коллегам; обсуждавшим со мной рассматриваемые в книге проблемы, принимавшим участие в обсуждении рукописи или ее отдельных положений, в первую очередь Э. М. Бонштедт-Куплетской, В. М. Винокурову, В. В. Буканову, И. Г. Танееву, И. В. Давиденко, Ю. М. Дымкову, А. Г. Жабину, М. В. Классен-Неклюдовой, О. С. Кочеткову, А. Лашкевичу, А. А. Малахову, А. С. Поваренных, В. Н. Сергееву, И. Станеку, В. И. Степанову, Ю. А. Ткачеву, В. А. Франк-Каменецкому, М. В. Фишману, П. Хартману, Б. В. Чеснокову, Я. Э. Юдовичу, К. П. Янулову, а также слушателям постоянно действующего Сыктывкарского минералогического семинара, на котором эта работа неоднократно обсуждалась.

Все критические замечания и пожелания по книге будут приняты автором с признательностью.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ЗНАНИЯ

В комплексе наук о Земле и Космосе одно из ведущих мест занимает минералогия, изучающая кристаллическую и субкристаллическую формы организации материи во внешних оболочках планет. И хотя само слово «минералогия» было впервые произнесено сравнительно недавно, в первой половине XVII в. (его связывают с именем итальянского ученого Бернарда Цезия; Adams, 1938), а укрепилось в терминологии естествознания еще позднее, в XVIII в., минералогическая наука уходит своими историческими корнями в глубокую древность. Ее многовековая история насыщена волнующими событиями и выдающимися свершениями, в историю минералогии вписаны имена замечательных мыслителей и естествоиспытателей, являющихся гордостью человечества — Теофраста, Плиния, Бируни, Ибн-Сины, Леонардо да Винчи, Г. Агриколы, Н. Стенона, И. Валериуса, М. В. Ломоносова, Роме де Лиля, Р. Гаюи, А. Г. Вернера, В. М. Севергина, И. Берцелиуса, Дж. Д. Дэна, Е. С. Федорова, В. И. Вернадского, В. М. Гольдшмидта, В. Г. и В. Л. Брэггов, А. Е. Ферсмана, Л. Полинга и многих других.

В процессе развития минералогии удалось разобраться в сложной структуре минерального мира, выделить, изучить и систематизировать его элементарные составляющие — минералы, понять основные черты генетической природы минералов, найти им применение в хозяйственной и культурной деятельности человека. По сравнению с другими науками геологического цикла минералогия сейчас располагает, пожалуй, наиболее совершенным методическим и теоретическим аппаратом, позволяющим и достаточно глубоко исследовать минералогические объекты и с удовлетворительной надежностью прогнозировать их свойства и функции.

Многие фундаментальные представления и теории, претендующие на общегеологическую значимость, зародились именно в минералогии. Это учение о структуре и морфологии объектов, учение о типоморфизме, теория парагенезисов, физико-химический анализ геологических процессов, геологическое моделирование и др. Более того, в системе метаминералогии в XVIII и начале XX в. зародились и оформились автономные разделы, ставшие в настоящее время самостоятельными геологическими дисциплинами,

одноранговыми с минералогией. Так, в начале XIX в. индивидуализировались палеонтология и кристаллография, в середине XIX в. — петрография, на рубеже XIX—XX вв. — учение о месторождениях полезных ископаемых, геохимия, гидрогеохимия. В минералогии сформировались почти все разделы современной физики твердого тела, рентгеноструктурный анализ, наука о росте и выращивании кристаллов и многие другие разделы физико-химического знания. Да и сейчас минералогия продолжает плодотворно питать своими идеями физику, химию, биологию.

Минералогия, показавшая удивительное разнообразие и изумительную красоту каменного мира, внесла большой вклад и в развитие искусства. Минералы, прошедшие через умелые руки художников, доставляют огромное эстетическое наслаждение человеку.

Десятки поколений ученых создавали минералогическую науку, но современный ее облик сложился в наше столетие, и в последние несколько десятков лет минералогами сделано, пожалуй, больше, чем за всю многовековую историю.

В отечественной и мировой литературе имеется довольно много аналитических обзоров, посвященных последним успехам минералогии (Годлевский, 1932, 1933, 1937; Болдырев, 1938; Adams, 1938; Григорьев, 1943, 1957; Поваренных, 1964; Лазаренко, 1967; Лазаренко, Сливко, 1967; Чухров, 1967а, 1967б, 1967в, 1969; Шафрановский, 1967; Сидоренко, Лазаренко, 1972, и др.). Поэтому здесь мы остановимся только на главных проблемах, решением которых создан фундамент современной минералогии.

Наиболее выдающимся достижением нашего века, несомненно, является конституционная революция в минералогии, свершающаяся под знаменем идей Е. С. Федорова, начало которой положило открытие дифракции рентгеновских лучей на кристаллах — открытие М. Лауэ. Получив с помощью рентгеновских лучей доступ к самым сокровенным тайнам минералов, к их атомному строению, стало возможным, наконец, разобраться в законах, по которым строится минеральный мир, понять, что составляет сущность и специфику минеральной формы организации материи. Именно на конституционной основе создана общепринятая сейчас классификация минералов, вполне удовлетворительно отвечающая современным задачам минералогических исследований. Структурный подход позволил поднять на научный уровень описательную минерологию, охватывающую чуть меньше двух тысяч минеральных видов, каждый из которых охарактеризован комплексом констант, достаточным для характеристики физических и химических свойств и для диагностики.

Конституция минералов — это не только кристаллическая структура. Это единство химического состава, кристаллической структуры, макро- и микростроения и формы минерала (Григорьев, 1972). Хотя современная теория и не может еще дать аналитического выражения, описывающего весь комплекс конституционных взаимосвязей, контуры единой конституционной картины уже

просматриваются в кристаллохимии и кристалломорфологии вполне отчетливо, а эмпирические зависимости связывают почти все структурные элементы конституции минералов. Например, из кристаллической структуры минерала вполне уверенно выводится сейчас идеализированная форма кристаллов (Hartman, Perdok, 1955; Hartman, 1975), что, впрочем, пытался делать еще в конце прошлого века Е. С. Федоров (1891), признавший тогда эту попытку преждевременной, но перспективной.

Другим серьезным минералогическим достижением последних лет является переход от идеализированного минерала к минералу реальному, т. е. резкое приближение минералогической модели к объекту. Он происходит сейчас и на уровне кристаллической структуры, и особенно на морфологическом уровне. Значение этого нового подхода настолько велико, что Н. В. Белов (1967) называет его новой революцией: «. . . свершилась в нашей пауке еще более мощная революция — смещение интереса в сторону макрокристалла, и притом достаточно крупного. Для минералога крупный макрокристалл оказался открытой книгой, в которой записана его собственная история и судьба месторождения» (с. 3).

Если узловые проблемы химии минералов были в общих чертах разрешены еще в конце прошлого столетия, то наш век характеризуется мощным прогрессом в физике минералов, связанном с бурным развитием физических наук. Тепловые, электрические, магнитные, оптические, механические свойства минералов исследованы на уровне современной физики. Создана теория, связывающая физические свойства минералов с их конституцией (Марфунин, 1974, 1975), которая имеет большое значение для прогнозирования свойств минералов.

В последние десятилетия сформировалась генетическая минералогия, начало которой положили, казалось бы, совсем недавние труды В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана,¹ а сейчас уже опубликован целый ряд учебников (Федоровский, 1920; Лазаренко, 1963). Особенно плодотворно развивались три направления генетической минералогии.

Главным является направление, которое условно можно назвать геогенетическим. Этим направлением минералообразующие процессы рассматриваются в органической связи с геологической обстановкой и ее эволюцией как следствие развития геологических систем (планетарных оболочек, магматических очагов, солеродных бассейнов, горных пород и т. п.), содержащих минералы в качестве элементов их структуры или являющихся потенциально минералообразующими. Геологический процесс выступает здесь как движущая сила процесса минералогенетического, причем анализ физической и химической стороны последнего имеет

¹ Термин «генетическая минералогия» был предложен А. Е. Ферсманом (1912).

в минералогенетических исследованиях вспомогательное значение. Геогенетическое направление генетической минералогии является, следовательно, в значительной степени эмпирическим, базирующимся главным образом на наблюдениях и сравнительных исследованиях. Именно таким мы видим содержание генетической минералогии в работах Н. М. Федоровского (1920), А. Г. Бетехтина (1951).

Наиболее разработанным является также физико-химическое направление генетической минералогии, рассматривающее минерал как продукт химических реакций, протекающих в земной коре, как станцию на пути движения атомов, по образному выражению А. С. Уклонского. Физико-химическое направление не только открыло новые пути для приложения к минералогенетическим исследованиям методов современной физхимии, оно вооружило минералогию парагенетическим анализом (Коржинский, 1957, 1973; Жариков, 1961; Маракушев, Перчук, 1965) — комплексным методом, специально приспособленным для исследования устойчивости и развития сообществ минералов в зависимости от термодинамических условий и химического состава среды их существования.

В последние годы интенсивно и весьма плодотворно развивается эволюционное направление генетической минералогии с его двумя ветвями — онтогенией и филогенией минералов ((Григорьев, 1961; Григорьев, Жабин, 1975). Онтогенез — это учение об индивидуальном развитии объектов минералогии (минеральных индивидов и агрегатов), филогения — учение о генезисе и эволюции минеральных видов, парагенезисов, ассоциаций. Особенно существенный прогресс характерен для онтогенеза минералов, зарождение которой гармонично совпало с уже отмечавшимся резким смещением интереса от идеализированной модели к реальному минералу.

Современными исследованиями заложены основы еще одного минералогенетического направления — исторической минералогии.

Крупные успехи достигнуты в области региональной минералогии, или топоминералогии, как ее нередко называют по А. Е. Ферсману (1922). В настоящее время с той или иной степенью детальности исследована с минералогических позиций практически вся поверхность нашей планеты. Для многих наиболее интересных геологических регионов составлены детальные минералогические сводки. В Советском Союзе такими регионами являются Урал, Хибинский и Ловозерский массивы на Кольском полуострове, многие районы Украины, ставшие в своем роде эталонными благодаря весьма серьезным топоминералогическим работам Е. К. Лазаренко и его сотрудников (Лазаренко и др., 1960, 1962, 1963), Узбекистан (Минералы Узбекистана, 1975) и др.

На основании экспериментальных, геофизических и теоретических исследований, а в ряде случаев и по данным прямых

наблюдений начинает формироваться представление о минералогии мантии, отмеченное уже довольно серьезными успехами (Ahrens, 1972).

Вторая половина XX в. ознаменовалась зарождением и быстрым становлением еще одной важной области минералогического знания — космической минералогии (Григорьев, 1962а, 1972; Grigoriev, 1971; Engelhardt, 1963; Mason, 1967). Минералог уже давно прикоснулся к минералам космического происхождения, входящим в состав метеоритов. В метеоритах был открыт ряд неизвестных: на Земле минералов, изучены специфические процессы минералообразования. Но настоящее начало космической минералогии положили космические полеты. Доставленный на Землю лунный материал оказался тем стимулятором, который не только позволил в удивительно короткий срок создать минералогию Луны, но и дал новый толчок развитию всей минералогической науки, особенно методических разделов.

Двадцатому веку обязана своим созданием прикладная минералогия, открывающая пути наиболее рационального использования минералов в экономической практике. На минералогическом фундаменте развивалась наука и практика получения искусственных аналогов минералов, превратившаяся сейчас в мощную промышленную отрасль — синтез минералов.

Современная минералогия вооружена исключительно эффективным комплексом методов исследования, позволяющим изучать структуру минералов на всех физических уровнях — от макроструктуры до атомного и электронного строения, улавливать тончайшие изменения химического состава минералов, количественно характеризовать все известные химические и физические свойства минералов. Именно в наше время в арсенал минералогических методов вошли разнообразные методы рентгеноструктурного анализа, спектроскопии, люминесцентных исследований, различные вариации спектрального анализа (микролокальный с лазерным отбором пробы, атомно-адсорбционный анализ, рентгеноспектральный анализ, электронный микрозонд), электронная микроскопия (просвечивающая, растровая отражательная, трансмиссионная высоких энергий с разрешением в несколько ангстрем) и многие другие.

Этот комплекс методов по сути дела определяет облик современной минералогии. Он позволил поднять на исключительно высокий уровень диагностику минералов, превратившуюся из искусства в науку (Фекличев, 1975). Достоверность диагностики сейчас даже такой осторожный исследователь, как В. И. Степанов (1973), оценивает не менее чем в 70%.

Серьезный прогресс достигнут в организации минералогической службы как в отдельных странах, так и в международном масштабе. Практически во всех геологических учреждениях имеются минералогические лаборатории; минералогов объединяют национальные минералогические общества, входящие в Между-

народную минералогическую ассоциацию (ММА). Об эффективности работы и авторитете последней свидетельствует хотя бы тот факт, что более 80% вновь открываемых минералов проходят тщательную ревизию и апробацию в Комиссии по новым минералам и названиям минералов ММА. Это позволяет выдерживать высокую чистоту минералогической номенклатуры.

Вряд ли какая другая наука геологического цикла, за исключением, пожалуй, геохимии, развивалась столь бурно в XX в., как минералогия.

Приятно, конечно, сознавать успехи минералогии, но не только они определяют современное состояние минералогического знания и функции минералогии. В нашей науке все еще остается очень много незатронутых или лишь вчерне проработанных проблем, в том числе и ключевых. Методические подходы в минералогии страдают зачастую весьма серьезными упущениями.

-Главный недостаток современной минералогии, вероятно, заключается в слабой разработанности и нечеткости общей теории, представляющей фрагменты мало связанных между собой весьма различных в их теоретической и методической основе минералогических направлений. Мы не можем сказать, что минералогия стала по-настоящему научной системой минералогического знания со своими принципами и законами и основным методом. Между накоплением новых фактов и их обобщением создался гигантский разрыв.

Любая наука только тогда становится подлинной наукой, когда она точно и строго определит свое место в естественной системе научного знания, определит свою сущность, свою специфику. Сущность науки, ее задачи и методы, направление развития и характер вскрываемых законов природы вытекают из особенностей объекта исследования и предмета данной науки. Совершенно очевидно, что эти исходные фундаментальные "понятия должны быть отражены в минералогии, как и в любой другой науке, предельно ясно. К сожалению, приходится констатировать, что даже относительно этих понятий в настоящее время нет единого мнения, нет четкого представления, которое бы отвечало современному научному уровню. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить несколько последних учебников минералогии. То же самое можно сказать и о минералогических законах, и о методах минералогии.

Такая ситуация создалась по вполне определенным причинам. Представление об основных понятиях любой науки не может оставаться постоянным, наоборот, оно динамически изменяется в процессе эволюции познания, с углублением представлений о природе. В минералогии, прошедшей через целый ряд этапов глубокой дифференциации, необходимость ревизии коренных понятий вставала неоднократно. Новый этап дифференциации

приходится на текущее столетие, и теоретическая мысль минералогов просто не успевает разобраться в ее последствиях.

Виноваты в этом, конечно, сами минералоги. А. С. Поваренных (1962) совершенно справедливо заметил, что минералоги, мало интересующиеся историко-познавательными сторонами нашей науки, довольно пренебрежительно относятся к общетеоретическим проблемам минералогии и «считают подобную работу излишней или по крайней мере третьестепенной» (с. 493). На это же неоднократно обращали внимание и другие ведущие минералоги — Д. П. Григорьев (1975), Е. К. Лазаренко и М. М. Сливко (1967) и др.

Вторым серьезным упущением современной минералогии является снижение ее влияния на смежные науки. Как уже отмечалось, минералогия всегда питала своими идеями и методами не только геологические науки, но и такие общие науки, как физику, химию. Сейчас наметилась тенденция методического замыкания минералогии в своих собственных рамках. В петрографии, литологии, учении о месторождениях полезных ископаемых, конечно, применяются частные методы минералогических исследований, но главным образом с целью диагностики минералов, входящих в структуру объектов этих наук. К сожалению, минералогия пока не выдвинула, хотя и могла бы это сделать, универсальных методов, позволяющих на минералогическом материале решать общегеологические задачи. Исключение, может быть, составляют физико-химический анализ парагенезисов минералов и онтогенетический анализ. С чувством неудовлетворенности приходится констатировать, что минералогия не смогла использовать свои достижения для разработки минералогического метода поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. С понятием «минералогические поиски» можно связывать пока только некоторые приемы, не составляющие единого методического подхода, не имеющие единого теоретического основания и (шенки степени их надежности. Не случайно поэтому в учебниках по поискам и разведке месторождений в разделе минералогических методов рассматривается только один метод — метод шлиховых поисков, стоявший на вооружении еще два века назад. Геохимия, например, с ее весьма совершенным и все время улучшающимся геохимическим методом поисков с этой стороны выгодно отличается от минералогии.

Можно было бы, конечно, назвать и другие серьезные недостатки в развитии нашей науки, но и этих двух достаточно, чтобы с огорчением подтвердить ту оценку современного состояния минералогии, которую дал ей академик А. В. Сидоренко в одной из своих работ (Сидоренко, 1964):

«Пора и нашим минералагам задуматься над судьбами минералогии. Уделяя большое внимание изучению отдельных минералов или их групп, минералоги очень мало работают над общими проблемами минералогии. Не выдвигая своих крупных проблем,

минералогия начинает утрачивать самостоятельное значение и все больше приобретает вспомогательный, определительский характер при изучении горных пород, руд, продуктов их переработки и несколько меньше при диагностике геологических процессов. . . Продолжая эту. . . определительскую службу . . . минералогия должна сделать следующий качественный скачок, обратиться к общим, коренным. . . проблемам. . . У минералогии—главнейшей области знаний о минеральных составных частях земной коры— большое будущее, и минералоги должны упорно искать новые пути развития своей науки» (с. 29—32).

МИНЕРАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ ОРГАНИЗАЦИИ НЕОРГАНИЧЕСКОГО МИРА И ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛЕ

Структурное многообразие природы только на первый взгляд кажется неисчерпаемым и беспорядочным. Уже первые попытки научного познания природы раскрывают стройный порядок, стройную систему материальных объектов, которые еще на первых этапах развития науки уверенно классифицировались на четыре по-разному организованных уровня: мир неорганический, мир растений, мир животных и мир человека. Такая восходящая ступенчатость организации природных объектов в современной науке отражается концепцией структурных уровней, уровней организации материальных систем, четко сформулированной еще Г. У. Брауном (Brawn, 1917, 1926) и Р. В. Селларсом (Sellars, 1919).

Весь материальный мир представляет собой иерархию материальных систем, находящихся на разных уровнях структурной организации, и в природе можно уверенно выделить целый ряд таких уровней от элементарной частицы до метagalактики. Переход от одного уровня к другому — это не просто усложнение систем, он сопровождается их качественным преобразованием с изменением характера действующих сил, возникновением новых форм связей и отношений, новых законов, по которым функционируют системы. В общем структурные уровни в порядке усложнения организации включаемых в них систем отражают объективную реальность в развитии природы, и каждый структурный уровень является узловой точкой общего процесса эволюции Вселенной.

На неорганической ступени развития материи достаточно резко выделяется минеральный уровень структурной организации, характеризующийся специфичностью и относительной автономностью входящих в него систем, их органической целостностью, существенными качественными отличиями от систем соседних более высокого и более низкого уровней. Особенности систем этого уровня отчетливо проявляются через понятие «минерал», дающее обоб-

шенное идеализированное представление о самых существенных сторонах их структуры.¹

Исторический процесс познания минеральных систем отмечен многочисленными попытками определения понятия «минерал», начинающимися со времен Теофраста, Плиния Старшего, Бируни и особенно энергичными в наши дни. Обстоятельные обзоры определений понятия минерал с формулировками даны в работах Д. П. Григорьева (1956, 1961а), А. С. Поваренных (1954, 1966а, 1966б), Н. А. Смольянинова (1955), Ю. А. Воронина и др. (1967) и многих других минералогов.

Анализ определений понятия «минерал» в историческом аспекте очень показательно раскрывает процесс дифференциации минералогии и сужения ее объектов от всего неорганического мира до земных кристаллических тел (Поваренных, 1954; Григорьев, 1956). Еще во времена Агриколы (XVI в.) наметилась тенденция исключения из минералогии искусственных продуктов. В XVII в. за нашей наукой закрепилось ее современное название «минералогия», как уже отмечалось, впервые примененное в 1636 г. итальянским естествоиспытателем Бернардом Цезием. Минералогия того времени, как можно судить, например, по фундаментальному руководству А. Ловецкого (1832), была метанаукой и складывалась из трех главных разделов: ориктогнозии, изучающей собственно минералы в их современном понятии; геогнозии, изучающей горные породы и минеральные месторождения; палеонтологией (петроматогнозией), исследующей окаменевшие остатки растений и животных. Начало XIX в. ознаменовалось исключением из минералогии окаменелостей и органических тел, ставших объектами самостоятельной науки палеонтологии. В середине и конце XIX в. из минералогии выделились петрография и учение о полезных ископаемых. Наше столетие отмечено выделением из минералогии атомов химических элементов (геохимия), жидких тел и газов, аморфных и субаморфных образований. Внимание минералогов концентрируется исключительно на кристаллических телах.

Приведем несколько наиболее характерных современных определений понятия «минерал».

Вернадский В. И. (1923): «В настоящее время мы называем минералом физически или химически индивидуализированный продукт земных химических реакций, состоящий из химических молекул» (с. 78).

¹ Ряд минералогов, конкретизировавших понятия об объектах минералогии (например, Григорьев, 1956, 1961а, 1975), предлагают использовать это традиционное слово как термин свободного пользования, применяемый или к минеральным индивидам, или к минеральным видам, либо отказаться от него при неясности контекста. С этим предложением трудно согласиться. Понятие «минерал», как это отмечает и А. С. Поваренных (1962), является более широким. Оно отражает организацию материи на минеральной ступени ее развития и содержит квинтэссенцию структуры всех минеральных систем.

Болдырев А. К. (1926): «Минералом называется химически или физически вполне или приблизительно однородная часть земной коры, у которой химический состав и главные физические свойства в разных ее точках постоянны или колеблются в определенных сравнительно узких пределах» (с. 12).

Бетехтин А. Г. (1937): «... минералом может быть любая фаза любой природной физико-химической системы, находящейся в данный момент в равновесии» (с. 724).

Годлевский М. Н. (1937): «Минерал есть часть земной коры, обладающая той однородностью, которая свойственна отдельным фазам физико-химических систем» (с. 109).

Уклонский А. С. (1946): «Минералом следует называть закономерное сочетание атомов или ионов в пространственную решетку, устойчивое при определенной температуре, среде и давлении,, обладающее присущими ему физическими и химическими свойствами, которые можно определить при помощи современных методов исследования» (с. 19).

Соболев В. С. (1947): «Минералами мы будем называть твердые, однородные (в физико-химическом смысле) составные части земной коры, образовавшиеся в результате геохимических процессов» (с. 3).

Смольянинов Н. А. (1948): «Минералы— природные физически и химически индивидуализированные тела, возникающие в земной коре в результате физико-химических процессов без какого-либо специального вмешательства человека в эти процессы. В этом отличие минералов от искусственных продуктов, получаемых в лабораториях, на фабриках и заводах. С физико-химической точки зрения каждый минерал отвечает определенному состоянию и составу среды, в которой он возникает» (с. 7).

Бетехтин А. Г. (1950): «В настоящее время минералами называют составные части горных пород и руд, отличающихся друг от друга по химическому составу и физическим свойствам (цвету, блеску, твердости и т. д.)» (с. 9).

Григорьев Д. П. (1962): «Конституция, т. е. взаимно связанные состав и структура, есть сущность каждого минерала: атомы, соединившиеся в соответствующую структуру, это и есть минерал — природное химическое вещество или физическое тело» (с. 3).

Поваренных А. С. (1966а): «... минерал — это кристаллическая составная часть горных пород, руд и других (в том числе и коллоидно-дисперсных) агрегатов неорганического мира, образовавшаяся в результате физико-химических процессов, протекающих в земной коре и в прилегающих к ней оболочках» (с. 28).

Лазаренко Е. К., Квитко И. С. (1972): «... минералы — это продукты природных процессов, физически и химически индивидуализированные в виде простых веществ или соединений,

образующих минеральные индивиды и минеральные виды» (с. 439).

Капитонов М. Д. (1967): «... минерал — это представленный кристаллом любой естественный продукт природных химических, физических и биохимических процессов. Минералы искусственные — это те полученные человеком кристаллы, которые по своей конституции (химическому составу и структуре) тождественны минералам, встречающимся в природе» (с. 179).

Все определения в совокупности дают довольно отчетливое представление о минерале, но каждое конкретное определение нельзя признать достаточно строгим. Только некоторые из них претендуют на необходимый и достаточный минимум характерных признаков минерала, большая же часть из них отражает лишь отдельные стороны его сущности: структурную, функциональную, генетическую, соотношения с другими системами неорганической природы.

Рассмотрим отличительные признаки, которые выдвигаются совокупностью определений, минерала в качестве основных и определяющих.

Физическое состояние вещества, образующего минералы, конкретизируется в целом ряде его определений. В ранних работах В. И. Вернадского (1908) и А. С. Уклонского (1940) физическое состояние вещества минералов определяется как твердое, жидкое, газообразное и даже коллоидальное (?).² П. А. Земятченский (1906) и П. Ниггли (Niggli, 1924) ограничивают состояние минералов капельно-жидкой и твердой, а большинство современных минералогов — только твердой фазами. Если определение минерала не раскрывает его структуры (в широком смысле этого термина), то оговорка о фазовом состоянии вещества является необходимой. Отсутствие ее делает определение минерала неконкретным, что характерно для многих из приведенных выше определений.

Дискретность и физико-химическая индивидуализированность минералов подчеркивается тем, что они являются «телами» и, следовательно, ограничены в пространстве (Земятченский, 1906; Смольянинов, 1948; Усачев, 1956, и др.), что они физически и химически индивидуализированы и поэтому могут рассматриваться как относительно автономные системы (Вернадский, 1923, Лазаренко, 1967). А. С. Поваренных (1966а) особенно заостряет внимание на существовании минерала в качестве индивида как на одном из основных его признаков. Е. К. Лазаренко (1967) пытается расширить эту сторону понятия «минерал» дополнением, что минералы образуют минеральные индивиды и минеральные виды. Очевидна искусственность такого дополнения, так как вид является концептуальной системой, понятие о которой относится

² Позже А. С. Уклонский (1946) переходит к мысли, что жидкости и газообразные тела суть не минералы, а минеральные образования.

лишь к сфере самого знания и используется минералогией в основном для целей классификации и систематики.³

Физическая и химическая однородность (гомогенность) минералов непосредственно вытекает из признака их дискретности и физической и химической индивидуализированности. Однако большинство авторов определений считают необходимым дополнительно подчеркнуть, что минералы однородны по составу и строению (Годлевский, 1937; Усачев, 1956; Мидовский, 1958), однородны в физико-химическом смысле (Соболев, 1947), физически или химически вполне однородны (Болдырев, 1926; Успенский, 1936), что химический состав и главные физические свойства в разных точках минеральных систем приблизительно постоянны или колеблются в сравнительно узких пределах (Болдырев, 1926).

Состав минералов находит отражение в большинстве определений. Характеризуя так или иначе состав минералов, авторы ряда определений пытаются охарактеризовать те относительно неделимые элементы, которые определяют структуру минерала как автономной системы. В этом смысле минералы определяются как самородные элементы (простые вещества) или химические соединения (Усачев, 1956; Лазаренко, 1967), как сочетания молекул (Вернадский, 1923), как сочетания атомов и ионов (Уклонский, 1946). Определение, сделанное В. И. Вернадским, неудачно, так как молекулярная структура минералов скорее не правило, а исключение; она свойственна лишь единичным представителям минерального мира (α -, β - и γ -сера, мышьяк и некоторые другие).

Физические свойства минералов, точнее их специфичность, отражаются только отдельными определениями, причем весьма неопределенно. Например, А. С. Уклонений (1946) замечает, что минерал обладает «присущими ему физическими и химическими свойствами. . .» (с. 19), А. Г. Бетехтин (1950а) говорит об отличии минералов друг от друга по физическим свойствам. Этот признак для определения понятия минерала даже излишен. Свойства, как известно, являются «принадлежностями» любого материального объекта, а сам объект — это определенная система свойств. Совершенно очевидно, что каждый материальный объект, в том числе и минерал, должен иметь вполне фиксированные свойства, существенное изменение которых означало бы превращение одной структуры в другую. Конечно, через всю совокупность свойств можно охарактеризовать специфичность и сущность объекта, но современный уровень минералогических знаний позволяет понять саму структуру минерала, которая определяет все его свойства, в том числе и химические, строже, лаконичнее, полнее. Для определения сущности минерала ничего не дает и замечание

³ А. С. Поваренных (1962) очень удачно называет вид «логической совокупности индивидов», характеризуя его как основной объект классификации (систематики) минерального мира.

А. С. Уклонского (1946) о том, что его свойства «можно определить при помощи современных методов исследования» (с. 19).

Структура минералов,⁴ раскрывающая в широком общенаучном смысле этого термина органическую целостность элементов системы и наиболее устойчивых инвариантных их связей и отношений, т. е. упорядоченность элементов системы в их целостности (Овчинников, 1967), могла бы дать почти исчерпывающую характеристику основных минералогических систем. К сожалению, она находит отражение лишь в отдельных формулировках понятия «минерал», отличающихся максимальной конкретностью. А. С. Уклонский (1946) определяет структуру минералов как закономерное сочетание атомов и ионов в пространственную решетку. А. С. Поваренных (1954, 1962, 1966а) говорит о кристаллическом состоянии вещества минералов. Определение Д. П. Григорьева (1962б) «... атомы, соединившиеся в соответствующую структуру, это и есть минерал. . .» (с. 3) является почти полностью исчерпывающейся структурной характеристикой. Уже одного структурного определения понятия «минерал» достаточно для познания его сущность.

Наиболее характерную и общую черту структуры минерала составляет дальний пространственный порядок в расположении связанных силами взаимодействия атомов, т. е. трехмерная периодичность равновесных расположений атомов, подчиняющаяся законам трансляционной симметрии. Все особые свойства минералов вплоть до способности самоограничаться, самопроизвольно принимать плоскогранную форму как следствия вытекают из этой специфической черты их структуры, кратко определяемой как кристаллическое состояние вещества.

Генезис (способ и место рождения) выступает обязательным признаком почти во всех существующих определениях понятия «минерал». Большинство минералогов в этом аспекте определяют минерал как продукт физико-химических процессов (Смольяников, 1948; Поваренных, 1954, 1966а; Усачев, 1956; Мидовский, 1958), продукт химических реакций (Вернадский, 1923), всякий продукт реакций (Успенский, 1936) и т. п. При этом подчеркивается, что минерал является продуктом не любых, а именно земных, природных, естественных реакций, и еще точнее, например, П. А. Земятченским (1906) минерал определяется как «непосредственное произведение природы. . .» (с. 2).

Последнее определение несомненно справедливо, так как аналогичные по составу, структуре и свойствам искусственные продукты (так называемые искусственные минералы) нельзя включать в круг основных объектов минералогии. «Искусственные минералы» являются скорее продуктом человеческого разума,

⁴ В минералогии близким понятием является «конституция минералов» (Григорьев, 1962б), а термин «структура» отражает более узкое понятие «кристаллическая структура».

чем неорганической природы, и не отражают закономерностей естественного развития неорганического мира. Исследование аналогов минералов, полученных синтетически, а тем более всех искусственных кристаллических тел, не является главной целью минералогии, а имеет вспомогательное значение, поскольку данные о них представляют весьма важную и ценную информацию о минералах и их генезисе.

Что касается ограничения круга минералов продуктами «земных» процессов, то вряд ли это оправдано. Минеральная форма структурной организации присуща не только земной, но и всей космической материи на определенных этапах ее эволюции. И нет никаких оснований не считать минералом, скажем, ильменит из лунных пород или муассанит из метеоритов и подыскивать им другие названия. Естественно, что изучаются минералы космических объектов не минералогией Земли, а космической минералогией, являющейся частью общей минералогии и опирающейся на общеминералогические законы и методы исследования (Григорьев, 1962б).

Говоря о сущности минералов, некоторые авторы вводят дополнения о границах их устойчивости. А. С. Уклонский (1946) выделяет в качестве одного из признаков устойчивости «при определенной температуре, среде и давлении. . .» (с. 19). А. С. Поваренных (1954) также отмечает устойчивость минерала в некотором термодинамическом интервале. В определении Н. А. Смольникова (1948) «минерал отвечает определенному состоянию и составу среды, в которой он возникает» (с. 7). Этот признак излишен, так как не вносит ничего нового в понятие «минерал». Любая реальная система, а не только минерал, устойчива лишь при определенном физическом состоянии окружающего пространства, при определенных физико-химических параметрах внешней среды.

Связь системы «минерал» с системами более высоких структурных уровней находит то или иное отражение в большинстве определений. Минералы рассматриваются как составные части горных пород (Усачев, 1956), горных пород и руд (Бетехтин, 1950; Поваренных, 1966а), как части земной коры (Niggli, 1924; Болдырев, 1926; Годлевский, 1937; Соболев, 1947). П. А. Земятченский (1906) рассматривает минералы в более широком плане, как образования, «входящие в строение земного шара и других небесных тел» (с. 2).

Несомненно, минералы можно назвать составными частями и земной коры, и всей планеты Земля, и космических тел, но в эти крупные («высокие») системы они входят не в виде самостоятельных элементов, а в виде элементов систем промежуточных уровней. Поэтому в определении «минерала» можно показать (если это необходимо) системы того ближайшего к минералам, но более высокоорганизованного главного структурного уровня, структура которых существенным образом определяется минералами как их элементами.

Таковыми системами, во-первых, можно назвать горные породы и руды, обладающие всеми признаками систем главного структур-

ного уровня и представляющие собой закономерные, качественно и количественно определенные естественные сочетания минеральных индивидов, связанных силами сцепления и отличающихся определенностью структуры. В общем структура горных пород подчиняется закономерностям заполнения пространства минеральными индивидами. Учитывая, что понятие «руды» синонимично понятию «горные породы» и вводится только для отражения их утилитарной ценности, можно ограничиться термином «горные породы» в широком его смысле.

Во-вторых, минералы входят, как правило, в состав различных природных фазовогетерогенных систем — суспензий, коллоидных растворов и т. п. Например, магма в процессе ее кристаллизации представляет собою гетерогенную систему, состоящую из расплава и множества плавающих в нем выкристаллизовавшихся зерен минералов. Свойства гетерогенных систем в значительной степени определяются свойствами частиц твердой фазы.

Следовательно, в рассматриваемом аспекте минерал можно определять и как структурный элемент горной породы,⁶ и как один из основных элементов дисперсных фазовогетерогенных систем.

Таким образом, на основе всей совокупности признаков, использованных теми или иными авторами определений понятия «минерал», суммарное определение можно было бы сформулировать следующим образом.

Минералами называются дискретные образования, существующие в форме физически и химически гомогенных индивидов с определенным составом и свойствами, построенные из атомов, упорядоченных с трехмерной неограниченной периодичностью их равновесных положений, образовавшиеся в результате природных физико-химических процессов и являющиеся относительно неделимыми структурными элементами горных пород и дисперсных фазовогетерогенных систем.

Суммарное определение довольно громоздко и загружено излишней информацией для понимания сущности минерала и само собой вытекающей из основной структурной его характеристики. Сущность минерала полностью определяет предельно лаконичная формулировка А. Н. Винчелла (Winchell, 1942): «Минерал — кристаллическая фаза, находящаяся в неорганической природе» (с. 6), однако в минералогическом определении термин «кристаллическая фаза» должен быть расшифрован.

Мы предлагаем такое определение понятия «минерал», представляющее сокращенный вариант приведенного выше суммарного определения.

⁶ Минерал является структурным элементом и таких систем, как «минеральный агрегат», но последние образуют не главный, а переходный структурный уровень. Геометрически закономерные агрегаты по структурной организации стоят ближе к системе «минерал», геометрически не закономерные либо представляют простую сумму минеральных систем, либо приближаются к системе «горная порода».

Минералами называются естественные дискретные органически целостные системы взаимодействующих атомов, упорядоченных с трехмерной неограниченной периодичностью их равновесных положений, являющиеся относительно неделимыми структурными элементами горных пород и дисперсных фазово гетерогенных образований.

Это определение можно считать исчерпывающим. Из него вытекает физическое состояние вещества минералов, так как только твердое кристаллическое вещество характеризуется регулярным, фиксированным по центрам и азимутам расположением структурных элементов. Дискретность систем определяет существование их в форме индивидов, а периодичность равновесных положений атомов, естественно, подразумевается в границах индивида. Физическая и химическая однородность минералов, как и определенность их физических свойств, с очевидностью вытекают из понятия структуры минерала. Представление ее как системы взаимодействующих атомов не исключает существования ионных и молекулярных кристаллов минералов, которые также являются регулярными системами атомов, но с определенным типом связей между ними.

Указывать все типы связи между атомами в определении минерала не имеет смысла, достаточно ограничиться обобщающим термином «взаимодействие». Определение системы «минерал» как естественной системы дает необходимое представление о ее генезисе, во-первых, отделяя минералы от искусственных изоструктурных систем, во-вторых, подразумевая, что минералы являются продуктами природных процессов, протекающих в условиях любых космических объектов, а не только в условиях Земли.

Рассмотренные признаки минерала соответствуют всем основным критериям структурного уровня организации материи, подтверждая правомерность выделения специфического ее минерального уровня. Структурным уровнем, как известно (Кардашев, 1967), является «дискретное, относительно устойчивое, качественно однообразное состояние материальных систем, которое охватывает объективную специфику форм и видов материи, но вместе с тем и взаимосвязь между различными формами движения материи, узловые линии развития» (с. 209).

Вся совокупность минералов составляет минеральный уровень структурной организации неорганической материи, спецификой которого является кристаллическое состояние, определяющее свойства, законы функционирования и методы исследования минеральных систем.

В естественной иерархии структурных уровней, отражающей общее направление развития материи, минеральный уровень занимает промежуточное положение между атомным, системы которого в виде элементов входят в минеральные системы, и более высокоорганизованным структурным уровнем горных пород.

Проследим, как от индивидуального атома к минералу растет регулярная упорядоченность элементов систем, накапливается «минеральная специфика» (рис. 1).

Если выделить единичный элемент минеральной системы, т. е. взять индивидуальный атом, то рассуждение об упорядоченности не имеет никакого смысла. Атом, состоящий из ядра и электронной атмосферы, является довольно рыхлой постройкой, размеры которой несоизмеримо больше по сравнению с размерами ядра и электронов, а структура очень динамичная, постоянно меняющаяся, но в пределах определенного энергетического состояния, определяемого четырьмя квантовыми числами (n — энергия электрона, l — орбитальный момент, m_l — магнитный момент, m_s — спин, характеризующий вращение электрона вокруг собственной оси). Атом условно изобразится символом, точкой, шариком, планетарной моделью или моделью электронных орбиталей в обычном состоянии. Минеральная специфика атома равна нулю.

Молекула является уже структурным объединением конечного числа атомов одного или нескольких сортов, в распределении которых наблюдается строгий порядок. Но этот порядок не дальний, как в кристаллах, а ближний: ограниченная регулярность, определяющая специфику молекулы. Приняв за элемент системы атом, мы уже не имеем права изобразить молекулу одной точкой, а должны каким-то образом отразить и распределение, и структурные связи атомов. Молекулы, следовательно, хотя и образуют самостоятельный уровень организации материи, но уже содержат своего рода структурные зародыши «минеральной спецификации».

Газообразное состояние вещества — следующая за молекулой более высокая ступень структурной организации материи. Газы представляют собой агрегаты бесконечно большого числа слабо связанных друг с другом молекул, положение которых в системе не фиксировано. Молекулы распределяются в объеме, занимаемом газом, хаотически, свободно перемещаясь во всех направлениях. В каждый отдельный момент могут возникать быстро распадающиеся группировки молекул. Связи между молекулами настолько слабые, что считается нецелесообразным отражение их в символике газов, которая ничем не отличается от символики молекул. Однако увеличение числа атомов в газах до бесконечного и наличие временных группировок молекул несколько увеличивает количество их «минеральной спецификации» по сравнению с системами молекулярного уровня.

Жидкости структурно более упорядочены по сравнению с газами. В них существуют локальные пространственно не фиксированные группировки молекул, не случайные, как в газах, а закономерные. Эти группировки не могут существовать постоянно, сталкиваясь друг с другом в результате тепловых флуктуаций, они обмениваются молекулами, теряют их. Только число группировок в определенных условиях остается постоянным. В струк-

туре жидкой воды, например, молекулярные ассоциации представлены двумерными кольцами разной конфигурации и линейными цепями этих колец. Молекулы соединяются в структурные агрегаты с помощью так называемых «водородных мостиков» — внешних связей, тождественных водородным. Атомы водорода в мостиках принадлежат либо одной, либо другой из двух соседних молекул воды, поэтому у каждой молекулы может быть не больше двух коллективных связей (Агено, 1967).

Аморфные вещества и стекла построены из трехмерно, но нерегулярно сгруппированных атомов или молекул, связанных друг с другом довольно прочными связями. Особенность структуры заключается в отсутствии дальнего порядка и симметрии в распределении элементов. Однако отмечается, что в структуре аморфных образований «имеется некоторая статистически проявляющаяся тенденция к правильному расположению составных частиц, обусловленная направлениями связи в последних» (Григорьев, 1966, с. 68). Иногда обнаруживаются элементы кристаллического строения. В строении аморфных тел и стекол часто угадываются зачатки островных и каркасных структур.

Жидкие кристаллы представляют собой в значительной степени упорядоченные системы (Чистяков, 1966), построенные из удлинённых молекул, центры тяжести которых либо расположены беспорядочно, но длинные оси ориентированы по определенным направлениям (нематические кристаллы), либо центры тяжести фиксированы в определенных равноотстоящих друг от друга плоскостях, в пределах которых возможно плоскостное перемещение молекул (смектические кристаллы). И в том и в другом случае возможно вращение молекул вокруг длинной оси.

Структура жидких кристаллов со сравнительно высокой степенью упорядоченности составляющих ее молекул и относительно прочными структурными связями является переходной от неупорядоченных структур молекулярных агрегатов к структуре регулярных кристаллов. Заметим, что накопление «минеральной специфики» в интервале жидкость—кристалл происходит постепенно. К. Германн, например, определил здесь 18 промежуточных состояний вещества (Бернал, Карлайл, 1968). Однако, несмотря на это, переход к минеральным системам характеризуется резким качественным скачком, приводящим к формированию структур совершенно нового типа — строго упорядоченных. На предыдущих уровнях проявлялись только их зачатки, отдельные элементы.

На примере генезиса кристаллической структуры можно отчетливо проследить, как природа в процессе ее развития методом «проб и ошибок» «нащупывает» наиболее экономичный и целесообразный для планет с твердой оболочкой тип структурной организации материи. Хаотическое движение атомов и молекул (как в газах), временные, непрерывно меняющиеся группировки атомов и молекул (как в жидкостях), жесткая, но нерегулярная пространственная структура (как в аморфных телах), упорядочение кри-

сталлообразующих частиц или по их ориентировке с нефиксированным пространственным распределением, или по пространственному положению с нефиксированной ориентировкой (как в жидких кристаллах) — вот некоторые позиции, на которых структурно стабилизируется неорганический мир, пока не придет к изысному и рациональному дальнему порядку.

Впрочем, в этих «поисках» были попытки и миновать минеральный (кристаллический) структурный уровень, «перескочить» через него. Жидкости, жидкие кристаллы и аморфные субстанции агрегируются в определенных условиях в гомогенные коацерватные капли, шарики, полиэдры, которые группируются в регулярные агрегаты по законам дальнего порядка. Показанные, например, на рис. 2 текстуры благородного опала удивительно напоминают шаровые модели кристаллических структур, но отличаются рыхлостью и слабой упорядоченностью структуры самих этих строительных элементов (шариков). Такие структурные постройки в условиях земной коры оказались недостаточно устойчивыми, чтобы построить оболочку нашей планеты.⁶

При переходе к системам более высокоорганизованных структурных уровней, чем минеральный, количество «минеральной специфики» систем уменьшается еще резче, чем происходило ее накопление. Если в геометрически закономерных агрегатах минералов всю совокупность систем атомов в ряде случаев еще можно увязать какими-то сложными симметричными законами, то анализ горных пород с позиций регулярности пространственного распределения атомов мало эффективен, так как в качестве элементов их структуры выступают не атомы, а сами минералы, и распределение атомов есть функция распределения минералов.

Несколько отвлекаясь, заметим, что тела минеральных месторождений с точки зрения упорядоченности распределения в них различных минералов (а следовательно, и химических элементов) почти не исследованы, и уже первые поисковые работы дают очень любопытный материал. В работе Н. П. Сенчило (1973), например, приводятся многочисленные данные об упорядоченном распределении рудных минералов в кварцевых жилах с максимумами концентраций, увязанными в своего рода «пространственную решетку».

Похоже, что различные химические элементы характеризуются даже различной формой элементарной петли такой пространственной решетки (параллелограммная для вольфрама, восьмиугольная для олова на месторождении Караоба). Наблюдения эти, конечно, требуют подтверждения на более широком материале с применением более строгого математического анализа.

⁶ С подобным явлением неудавшегося «перескока» через структурный уровень, т. е. со смещением функций систем, мы сталкиваемся и на промежуточных структурных уровнях, например в ряду минеральный индивид—агрегат—минеральное тело (Юшкин, 1973).

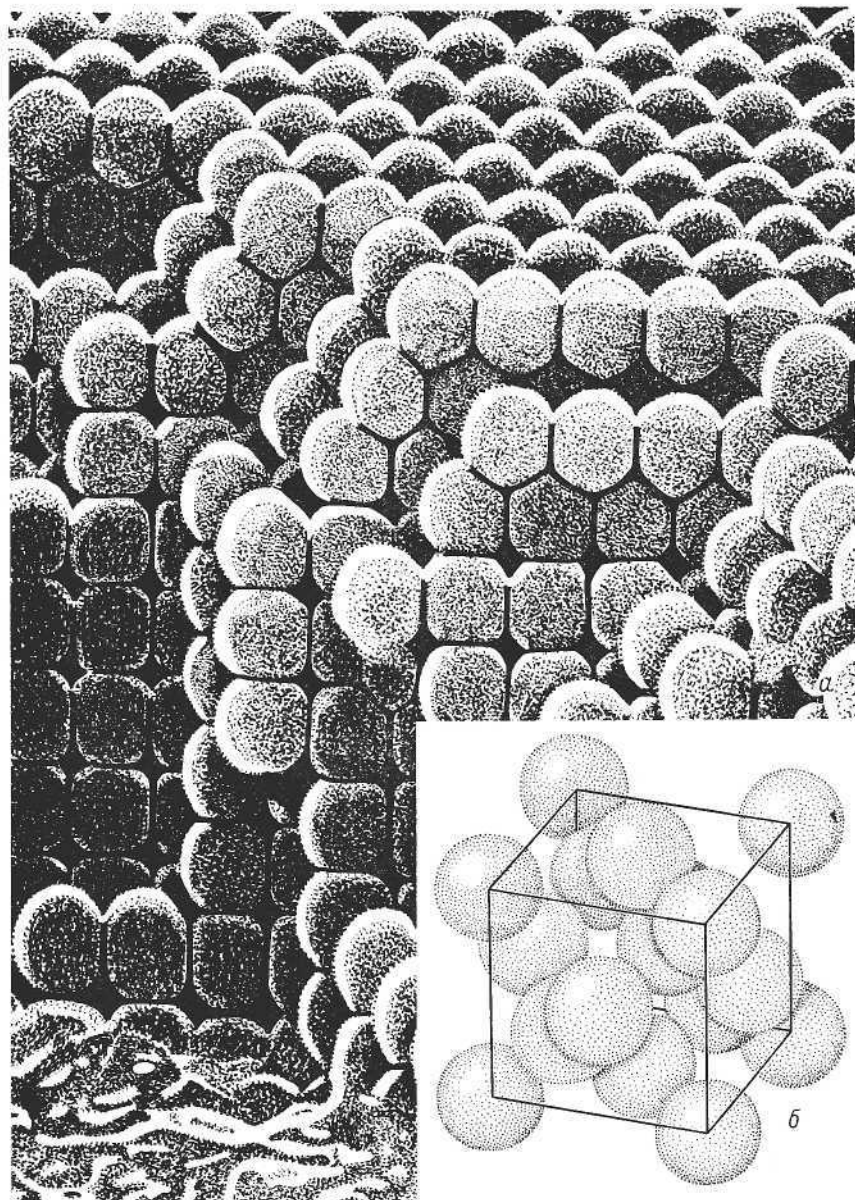


Рис. 2. Регулярные текстуры,
 а — шарики опала; б — шариковая модель структуры алмаза.

Резкий скачок изменения структуры, свойств, характера действующих сил и законов функционирования при переходе к минеральным системам и выводит минеральный уровень в разряд узловых. Из ближайших нижележащих уровней одноранговыми с ним можно считать только атомный и молекулярный уровни, из более высокоорганизованных — уровень горных пород.

МИНЕРАЛЬНЫЙ ИНДИВИД - ЭЛЕМЕНТАРНАЯ СИСТЕМА МИНЕРАЛОГИИ

В своем теоретическом аппарате минералогия оперирует большим числом концептуальных систем, отражающих те или иные структурные особенности минерального мира. В дальнейшем будет приведена их краткая характеристика и классификация, здесь же лишь подчеркнем, что исходной для всех концептуальных систем является элементарная минеральная система — минеральный индивид. Минеральные индивиды реально существуют, формируя все разнообразие минерального мира и создавая содержание минерального уровня организации материи. Их изучение дает весь фактический материал, которым оперирует минералогия. Поэтому, прежде чем перейти к характеристике любых таксономических, синминералогических, конституционных, экологических и других минералогических систем, необходимо рассмотреть особенности исходной системы — минерального индивида.

Дискретность минерального мира определяется существованием минералов в виде индивидов — элементарных относительно автономных минеральных систем, дискретных носителей минеральной структурной организации материи.

Минеральные индивиды реально существуют как единичное целое с прочными внутренними структурными связями, определенной относительно устойчивой формой и конечными размерами. Морфологическая и структурная определенность минеральных индивидов, их относительная неделимость, подсознательно отражавшаяся и на первых этапах зарождения науки, например в трудах Теофраста и Плиния (см. Поваренных, 1966а; Orsel, 1969), уже отчетливо понималась минералогами в конце XVIII—начале XIX в., уверенно оперировавших понятиями об индивидуумах минерального мира, минеральных неделимых, особях минералов и т. п. (см. Григорьев, 1956).

Н. И. Кокшаров (1863) формирует строгое, близкое к современному определение элементарной минеральной системы: «Нам известно, что царства животное и растительное состоят из неделимых (individuum); ибо каждое отдельное животное и каждое отдельное растение натуральная история рассматривает как особенное, самостоятельное существо, или предмет, которого нельзя разделить, не нарушив его целости. Имея это в виду, невольно представляется вопрос: не состоит ли царство минеральное из

подобных неделимых? Не трудно убедиться, что в неорганическом царстве каждый отдельный кристалл имеет то же самое значение, играет ту же самую роль, как каждое отдельное животное в царстве животных и каждое отдельное растение в царстве растительном. Как бы то ни было, но в наше время уже никто более не сомневается, что кристаллы суть настоящие неделимые неорганического мира» (с. 6).¹

С конца XIX в. внимание минералогов сконцентрировалось в основном на исследовании химии и физики минералов, их структуры, изучении химической стороны процессов минералобразования и построении кристаллохимической классификации минералов. В логической системе минералогии представление о минеральном индивиде как об элементарном минеральном объекте стало терять свою конкретность. Оперирование только общим и игнорирование индивидуального объекта создало опасность отрыва минералогии от реальных объектов. Кроме того, целый ряд проблем общей теории, конкретных научных и практических задач не могли быть решены без учета индивидуальных особенностей минералов, поэтому с 50-х годов нашего столетия интерес к минеральным индивидам вновь стал повышаться. Этому в значительной степени способствовали исследования и глубокие теоретические разработки Д. П. Григорьева (1956, 1961а, 1961б) и И. И. Шафрановского (1957, 1961).

Что же такое минеральный индивид?

По Д. П. Григорьеву (1956), «минеральные индивиды — это отдельные кристаллы и зерна, представляющие собой природные химические вещества» (с. 468).

Позднее Д. П. Григорьев (1961б) несколько раскрывает это определение: «Минеральный индивид состоит из атомов химических элементов, соединенных в структуру, и является естественно физически обособленным выделением химического вещества, имеющим форму кристалла или зерна. В свою очередь минеральные индивиды составляют тела минеральных месторождений и горных пород» (с. 432).

Наконец, еще одно, самое позднее определение минерального индивида формулируется Д. П. Григорьевым (1975) следующим образом: «Индивидами являются каждый кристалл и каждое зерно. Индивиды — кристаллы и зерна есть единичные объекты нашей науки. Индивиды слагают все „камни" — руды и горные породы, составляют весь минеральный мир аналогично индивидам — организмам, составляющим мир животных и растений. . . Минеральные индивиды представляют собой форму существования минеральных видов» (с. 513).

По А. С. Поваренных (1962), «минеральным индивидом является каждое кристаллическое неделимое любой формы и размера» (с. 495).

¹ Цитируется по Д. П. Григорьеву (1956).

Эти определения, как и другие, им аналогичные (Лазаренко, Квитко, 1972), практически эквивалентны и не отличаются от определения Н. И. Кокшарова. Последний под минеральным индивидом понимал тоже не только правильные кристаллы, но и кристаллы, выросшие в стесненных условиях и представленные зернами с неровными границами (Григорьев, 1956).

Выделение минеральных индивидов в естественном многообразии материального мира в общем-то не вызывает затруднений — эти системы отчетливо обособлены друг от друга, их физические границы легко устанавливаются визуально или с применением увеличительной техники (рис. 3).

Но существует целый ряд минеральных образований, занимающих структурно промежуточное положение между минеральными индивидами и их пространственными совокупностями (агрегатами). Морфологические особенности таких образований, нередко характеризующиеся внутренней структурной неоднородностью, являются серьезным препятствием для решения вопроса об отнесении их к минеральному индивиду или к агрегату.

Приведем несколько примеров.

В природе довольно широко распространены так называемые скелетные кристаллы, представляющие собой пучковидные, дендритовые, каркасные, воронкообразные, футлярообразные кристаллические тела. Эти тела состоят из множества легко выделяемых частей, которые, однако, связаны друг с другом строго закономерно. Так, например, дендрит (рис. 4) представляет собою основной монокристаллический «ствол», от которого закономерно отходят «ветви» первого порядка, от них — «ветви» второго порядка и т. д. Каждая «ветвь» может рассматриваться как самостоятельный индивид или как часть индивида-дендрита, поскольку дендрит любой сложности легко описывается как единое целое законами трансляционной симметрии (Шафрановский, Мокиевский, 1956; Шафрановский, 1961). Вопрос еще более усложняется, если ветви дендрита криволинейные.

Подобными образованиями являются параллельные сростки, обычные среди кристаллов ромбической серы, кварца и других минералов. Они состоят из множества неделимых идиоморфных кристаллов, сросшихся друг с другом параллельно (или с очень небольшими случайными отклонениями). Мотив кристаллической структуры любого составного кристаллика транслируется на весь объем сростка. Общая идеализированная форма сростка нередко повторяет форму составных кристалликов (рис. 5).

Сферолиты в своем развитии также проходят целый ряд стадий от правильного плоскогранного кристалла через веерообразно расщепленный кристалл (рис. 6) до сферического тела, состоящего из бесконечно большого количества тончайших радиально ориентированных иголок (рис. 7, а). По Д. П. Григорьеву (1961), это сферолиты третьего типа. Сферолиты первого и второго типов (рис. 7, б, в), морфологически очень сходные

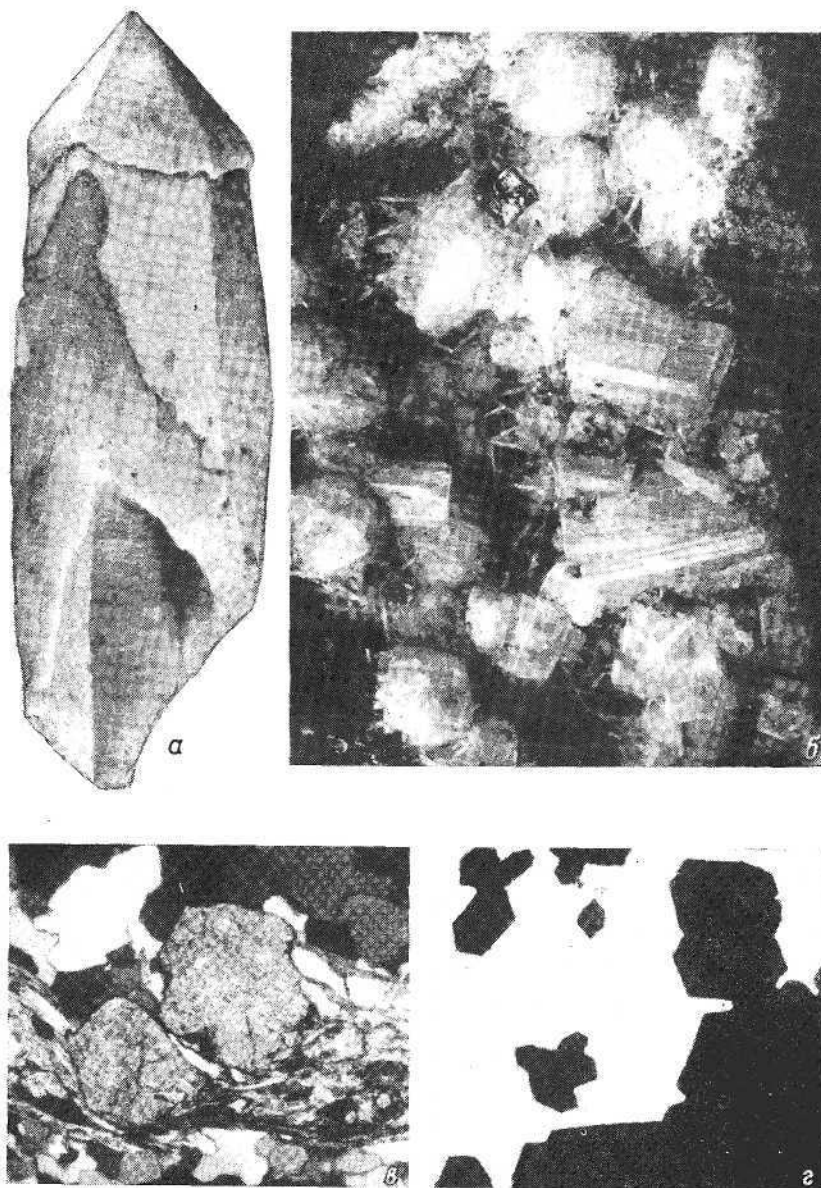


Рис. 3. Индивиды минералов,

a — кристалл кварца, натур. вел.; *б* — кристаллы анальцима и ломонтита в друзе, натур. вел.; *в* — кварц-мусковитовая порода с зернами шеелита, увел. 70; *г* — кристаллы каолинита под электронным микроскопом, увел. 25000.

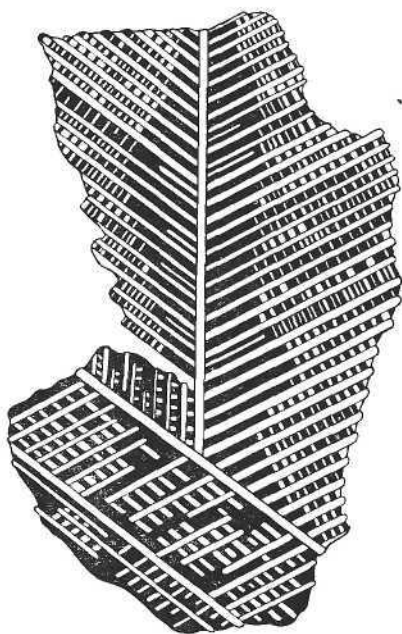


Рис. 4. Дендриты самородного серебра.

с третьим, могут возникать в результате нарастания множества кристалликов на округлое постороннее тело, либо путем роста из множества сконцентрированных зародышей. Радиальное строение первого и второго типов достигается процессом геометрического отбора.

Наконец, даже кристалл, наблюдаемый в виде внешне правильного многогранника, может иметь мозаичное строение, состоять из множества разориентированных в процессе роста или последующих изменений кристаллических блоков.

Подобных примеров можно бы привести очень много.

Ю. М. Дымков в одной из своих работ (Дымков, 1966) специально проанализировал вопрос проведения границы между индивидами усложненного строения и агрегатами и при-

шел, на наш взгляд, к правильному выводу. Минеральный индивид, по его определению, это «устойчивая для данных условий форма существования минерального вида, обладающая в силу своей внутренней определенности при идеальном развитии или дорастания в свободных условиях всеми признаками правильных геометрических фигур, и прежде всего четкими элементами симметрии» (Дымков, 1966, с. 73). Под «внутренней определенностью» здесь понимается упорядоченность частей индивида, отражающая степень совершенства кристаллической решетки. Конечно, в значительной степени упорядоченными, с симметричным строением могут быть и минеральные агрегаты, например поперечношестоватые, друзы, тектониты.

Для отличия от них сложных индивидов можно предложить совокупность следующих признаков:

1) сложный минеральный индивид является мономинеральным телом с непрерывной кристаллической решеткой, для которой, однако, допускаются симметрично-закономерные повороты;

2) идеализированная форма сложного индивида описывается совокупностью элементов конечной или трансляционной симметрии;

3) все составные части сложного индивида могут быть в идеализированном виде выведены друг из друга серией симметричных преобразований;

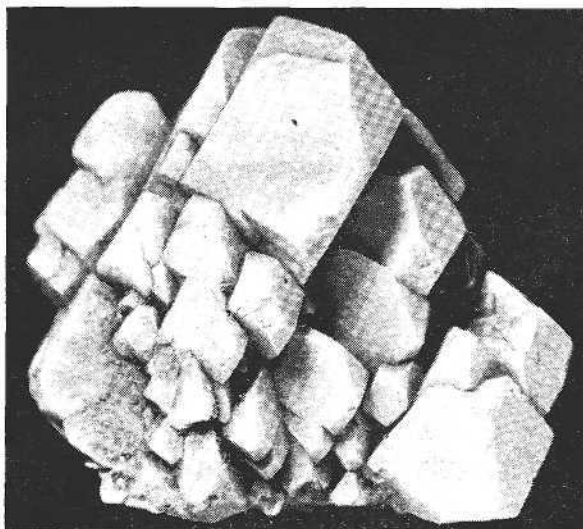


Рис. 5. Параллельный сросток целестина. Каменка, Новая Земля. Натур. вел.

4) сложный индивид формируется либо из одного зародыша, расчлняясь в процессе роста на структурно взаимосвязанные части, либо из какого-то множества параллельно ориентированных зародышей, соединяющихся в процессе роста в единое тело с геометрически правильной внешней формой и единой структурой.²

На основе этой совокупности признаков двойники, скелетные кристаллы, параллельные сростки, мозаичные кристаллы определяются наряду с кристаллами и монокристалльными зернами как минеральные индивиды. Минеральными индивидами являются и сферолиты, образовавшиеся путем расщепления кристаллов (сферолиты третьего, по Д. П. Григорьеву, типа), в то время как сферолиты первого и второго типов должны классифицироваться как агрегаты.

Все перечисленные выше особенности минеральных индивидов можно кратко отразить в определении, если ввести в него указание о характере границ индивидов.

Как известно, А. Г. Жабиным выделяется два типа поверхностей раздела кристаллических тел (Онтогенические методы. . ., 1970).

Первый тип — структурно сопряженные границы. Это такие границы, когда две соприкасающиеся кристаллические решетки

² Возможность достижения сростком зародышей правильной геометрической формы может быть установлена методом аналитического или экспериментального дорастания в свободных условиях (Дымков, 1966).



Рис. 6. Расщепленный кристалл турмалина в парогонитовом сланце. Шабры, Урал.

взаимно переходят одна в другую через общий атомный слой или переходную область, атомы которой являются общими для обеих решеток (рис. 8, *а*). Атомные плоскости одной решетки как бы продолжают атомные плоскости соседней, изгибаясь на границе раздела. Строение решеток по обе стороны границы симметрично. Однако некоторые атомные плоскости могут образоваться на границе раздела, создавая структурные дефекты ближнего порядка (дислокации) и вызывая внутренние напряжения, уравновешивающиеся на расстояниях атомного масштаба (несколько атомных диаметров, реже до 200 Å). Такой тип границ отделяет друг от друга части сложного минерального индивида.

Второй тип — структурно несопряженные границы. Атомные плоскости обеих соприкасающихся решеток, как правило, обрываются на границе раздела и только некоторые из них переходят друг в друга. Переходная область характеризуется беспорядочным, сходным с жидкостью распределением атомов, создающимся благодаря высокой концентрации структурных дефектов (рис. 8, *б*). Последние вызывают появление макроскопических напряжений, уравновешивающихся лишь во всем объеме соприкасающихся кристаллических тел. Напряжения снимаются только при расчленении тел по границе раздела. Строение решеток по обе стороны границы чаще всего несимметричное. Структурно несопряженные границы являются границами минеральных индивидов.

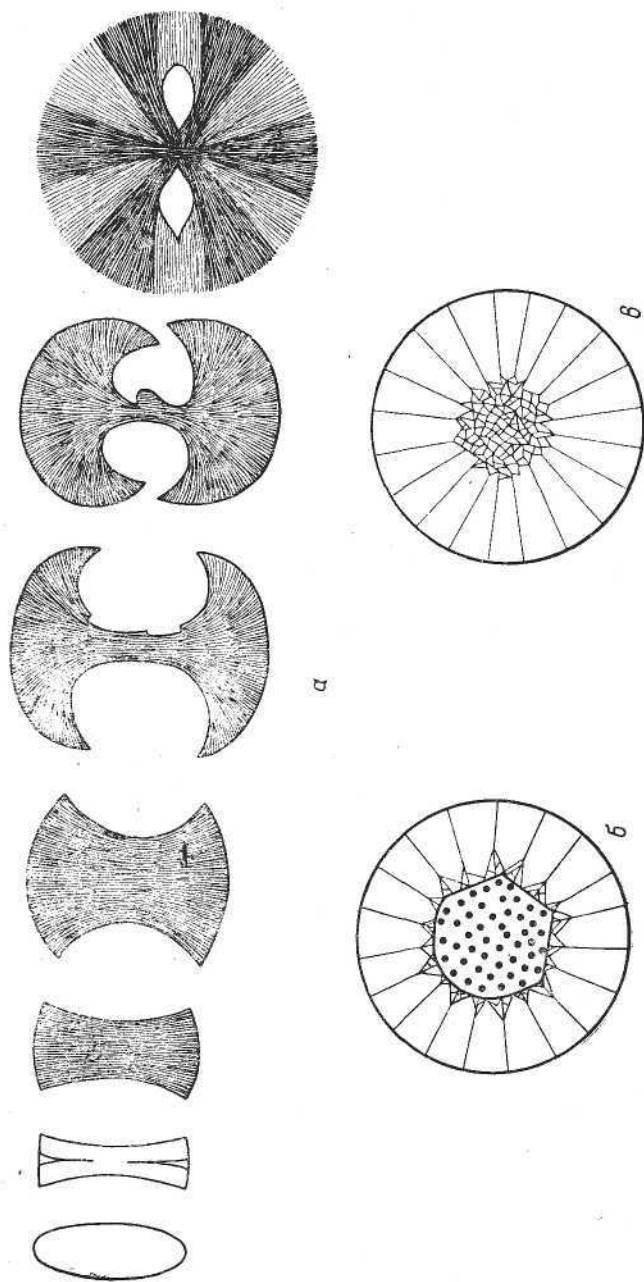


Рис. 7. Схема расщепления кристалла (а) и два типа сферолитов (б, в).

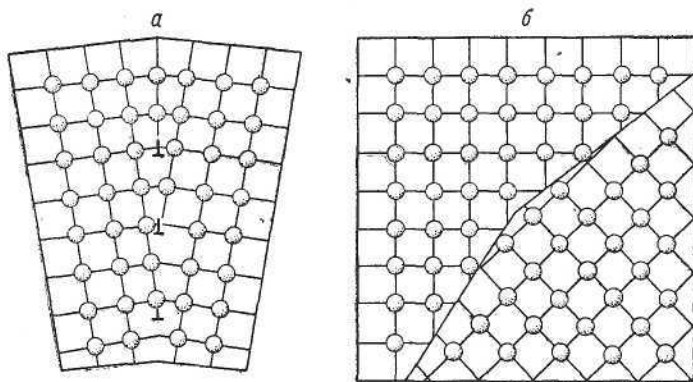


Рис. 8. Границы структурно сопряженного (а) и структурно несопряженного (б) раздела в минеральных образованиях.

Учитывая структурный характер границ, минеральный индивид можно определить следующим образом.

Минеральный индивид — это естественное мономинеральное тело, ограниченное от окружающего пространства непрерывной пространственно замкнутой поверхностью структурно несопряженного раздела.

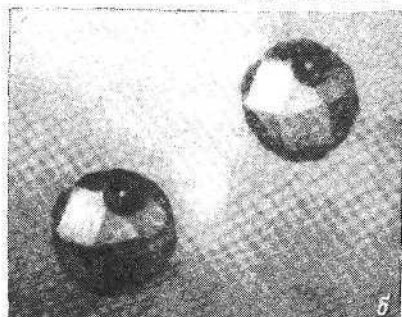
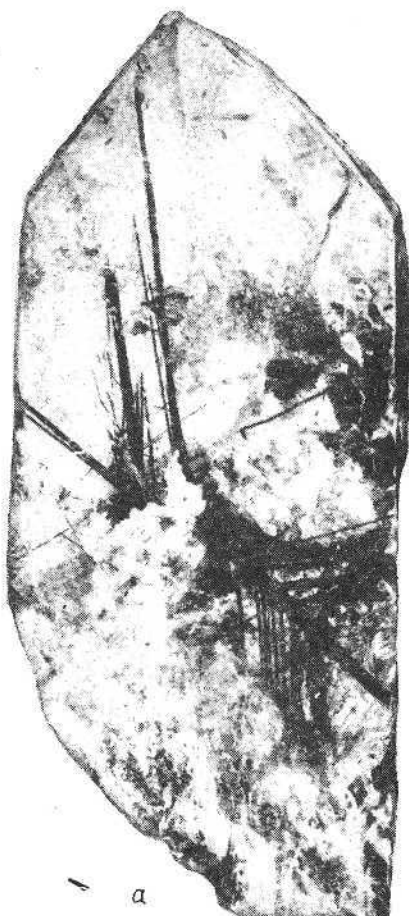
Введением прилагательного «минеральный» мы избавляемся от необходимости раскрытия в предлагаемом определении кристаллической структуры индивида, характер границы определяет степень ее упорядоченности, а приставка «моно» исключает из категории индивидов полиминеральные сростки со структурно сопряженными поверхностями раздела (эпитаксические и им подобные).

Из приведенного определения напрашивается вопрос: относить ли к минеральному индивиду различные инородные включения, находящиеся внутри индивида и имеющие с ним автономные границы несопряженного раздела (минералы-узники, газово-жидкие включения, поры, каверны, трещины и т. п.), считая их органическими элементами индивида, или выделять в качестве особых структурных образований? Эти включения могут быть очень разнообразными и по составу, и по форме, и по генезису (рис. 9), их суммарный объем может значительно превышать объем собственно индивида. Включения оказывают существенное влияние на свойства индивида и дают очень интересный и важный материал для выяснения условий и истории роста индивида.

Ответ на поставленный вопрос определяет и некоторые методические подходы в минералогических исследованиях. Если включения считать органической частью индивида, то их надо учитывать в химической характеристике минералов, т. е. подготавливая материал к химическому анализу, очищать кристаллы только снаружи, но не выбрасывать материал включений. Если включения

считать посторонними, то необходимо полностью избавиться от них либо в процессе подготовки материала к химическому анализу, либо путем последующих вычислений, либо в результате использования локальных методов анализа. В практике минералогических исследований мы подсознательно стремимся идти по второму пути, хотя почти никогда не можем избавиться от влияния состава включений на результаты анализа минералов.

Если исходить из условий отличия индивидов от агрегатов (непрерывность кристаллической структуры), а также из предложенного определения минерального индивида (мономинеральное тело), то включения других минералов, а тем более включения веществ, находящихся в некристаллическом состоянии (стеклообразном, жидком, газообразном), не могут рассматриваться как органические части индивида. В объем индивида входит пространство, занимаемое этими включениями, а форма полостей включений и их распределение являются элементами морфологической характеристики индивида, точнее анатомии индивида. Сами же включения составляют неразрывно связанную с индивидом, но относительно самостоятельную систему включений,³ исследование которых требует специального методического



³ В некоторых работах систему включений в минеральном индивиде называют «внутренней средой индивида»; думается, что этот термин не совсем удачен.

Рис. 9. Включения в кристаллах.

а — включения рутила в кварце, увел. 2;
б — газовой-жидкие включения в искусственном кристалле квасцов, увел. 20.

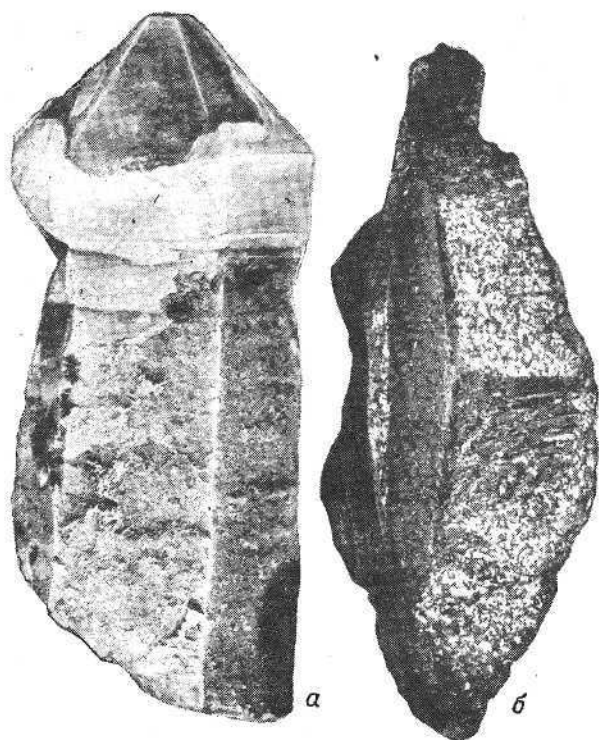


Рис. 10. Сложные индивиды.

a — скипетровидный кристалл кварца, натур. вел.; *б* — двойник сфена, натур. вел.

подхода и должно стать объектом особого раздела минералогии.

Органически входящие в сложный минеральный индивид его составные части являются субиндивидами (Вазбуцкий, 1955).

Субиндивид — это органическая часть сложного минерального индивида, связанная с ним непрерывностью структуры или отделенная от него или от соседних частей поверхностью структурно сопряженного раздела.

Граница субиндивида с окружающим минеральным индивид материальным пространством, естественно, будет структурно несопряженной. Находящийся внутри индивида субиндивид ограничен замкнутой поверхностью сопряженного раздела. Примеры параллельных, закономерно отклоненных и двойниковых субиндивидов мы видим на рис. 5—7, 10.

Следует различать субиндивиды первого, второго и т. д. порядков по их отношению к материнскому субиндивиду.

Различить структурно сопряженные и несопряженные границы в процессе исследования минеральных объектов не состав-

ляет большой трудности. Их тип однозначно определяется оптическими, рентгеноструктурными и некоторыми другими физическими методами, структурным травлением, декорированием.

Приведенные определения дают, видимо, предельно конкретное на современном уровне знаний представление об элементарной минеральной системе. Однако и они в некоторых случаях оставляют свободу для толкований. Например, трудно ответить на вопрос: субиндивидами или самостоятельными индивидами являются части растрескавшегося кристалла или части, раздвинутые выкристаллизовавшимся в трещинах другим минеральным веществом, или перетранспортированные в россыпь и далеко удаленные друг от друга? Видимо, в подобных ситуациях понятию «минеральный индивид» придется придавать операциональное значение, учитывая в каждом конкретном случае цель проводимого исследования.

Заметим в заключение, что дискретность минерального мира выражена значительно резче, чем дискретность более высокоорганизованных систем, чем, например, дискретность носителей жизни на Земле. Если в минералогии выделение индивида вызывает известные трудности лишь в единичных случаях, то в биологии выделение особи часто становится практически невозможным (колонияльные организмы с дифференцированными функциями отдельных полипов; микроорганизмы с индивидуальным поведением в жидкой среде и колонияльным на твердом субстрате; симбиотические организмы, развивающиеся только совместно; животные, размножающиеся почкованием, и растения, размножающиеся вегетативно и т. п.).

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Сформулированное в этой книге понятие «минерал» дает самое широкое, обобщенное и предельно идеализированное представление об объектах минералогии, показывает ту специфическую форму организации неорганической материи, которую изучает минералогия.

Реальные системы минерального мира, минеральные индивиды, наряду с наличием общих свойств, определяющих их специфику как систем именно минеральных, беспредельно разнообразны по своим индивидуальным особенностям. Очевидно, что каждый минеральный индивид — это индивидуальность, и невозможно встретить двух совершенно одинаковых индивидов. С другой стороны, бесконечное множество в целом отличающихся друг от друга минеральных индивидов легко дифференцируется на определенные совокупности, характеризующиеся сходством того или иного качества. Основываясь на данных химического состава, можно, например, выделить совокупность индивидов, имеющих состав, близкий к CaCO_3 . По особенностям кристаллической структуры эту совокупность можно дифференцировать еще на две —

кальцит и арагонит. Обе эти совокупности далее дифференцируются по форме индивидов, их анатомии, окраске и т. д.

Вот эта двойственность структуры минерального мира, составляющая органическое единство общего и индивидуального, во-первых, позволяет классифицировать минеральные индивиды в различные субординационные ранги, достигая познания самых общих признаков и свойств, а во-вторых, требует тщательного анализа индивидуальных особенностей, несущих весьма ценную структурную и генетическую информацию. На современном уровне развития минералогии индивидуальная сторона структуры минерального мира требует к себе особого внимания, так как предшествующий этап характеризовался существенным креном в сторону идеализации минералогических объектов, в сторону поисков наиболее общих связей.

Исходя из анализа индивидуальных особенностей минералов, их структурных, пространственных, временных, генетических и других взаимосвязей, из единства индивидуального и общего в структуре минерального уровня организации материи, весь минеральный мир в его статике и динамике можно представить как совокупность множества органически связанных минеральных систем. Эти системы реально существуют, различаясь по конституции слагающих их элементов, особенностям структуры, массе и энергетическим потенциалам, они имеют достаточно четкие естественные границы. Вот эти-то минеральные системы, в каждую из которых обязательно входит минеральный индивид или в виде элемента их структуры (агрегаты, парагенезисы, таксономические системы и т. п.), или в виде надсистемы (конституционные системы), и являются объектами минералогии, причем система «минеральный индивид», как мы уже отмечали, является главной, фундаментальной среди минералогических объектов.

Общая системная картина минерального мира находит отчетливое отражение и в системе минералогического знания. Минералогия, как в этом легко можно убедиться, просмотрев любой элементарный учебник, является системой минералогических систем, определяющих все ее содержание как науки.

Здесь не случайно используется определение «минералогическая», а не «минеральная» система. Минералогия изучает реально существующие минеральные системы, а те системы, которые составляют ее теоретический аппарат, — это модели реальных систем, как правило обобщенные, с различным и нередко довольно низким коэффициентом подобия; это теоретическое воспроизведение реальных минеральных систем в познании, основанное на результатах наблюдений и эксперименте. В систему минералогического знания, как и любого другого, входят, кроме того, далеко оторванные от объекта, но необходимые для его изучения и характеристики концептуальные системы, которые являются чисто логическими системами понятий, относящихся к сфере самого знания, к процессу познания.

Во всем многообразии минералогических систем, кроме рассмотренной ранее фундаментальной системы минерального индивида, можно выделить пять главных типов систем, составляющих структуру современной минералогии.

1. Системы конституционные, т. е. системы структурных элементов минерала и их внутренних и внешних связей, раскрывающие особенности конституции минерала и закономерности ее формирования и отражающие связь минеральных систем с системами атомного структурного уровня. Конституционные системы — это химический состав, кристаллическая структура, внутреннее строение и внешняя форма минералов (их цитология, гистология, анатомия, морфология, по Д. П. Григорьеву, 1972).

2. Системы таксономические, т. е. системы, объединяющие естественные множества минеральных индивидуальных систем в их естественных (реже в условных) границах и в иерархической соподчиненности. Это системы концептуальные, генерализированные, представляющие собой классификацию реальных систем и позволяющие в процессе познания отождествлять вновь наблюдаемые реальные системы с системами, ранее известными.

3. Системы синминералогические являются системами реальных пространственно-временных сообществ минералов и отражают связь минеральных систем с системами структурного уровня горных пород.

4. Системы экологические, т. е. системы «минерал—среда», раскрывающие структурные и функциональные взаимосвязи минеральных систем с порождающим их и окружающим материальным пространством, характеризующие взаимообмен между минералом и минералообразующей средой энергией, веществом и информацией.

5. Системы функциональные, т. е. охватывающие минерогенетические процессы. Состояние таких систем непрерывно и очень быстро меняется, и выделить их элементы и связи в дискретном виде, как правило, почти невозможно. Это по сути дела концептуальные системы функциональных связей, выделенных на базе двух объектов (минерала и минералогенетической среды) и наделенных относительно самостоятельным существованием.

Системы экологические и системы функциональные являются объектом генетической минералогии.

Системный подход к объектам минералогии и формирование системной структуры минералогической науки имеет, несомненно, большое будущее. Во-первых, системный подход заставляет искать в многообразии минерального мира целостные системы, разбираться в структуре этих систем, их взаимосвязях, что существенно приблизит минералогическую науку к ее объектам, минералам, поскольку основа любого системного анализа это в первую очередь познание индивидуальных особенностей объектов. Во-вторых, именно на системной основе может быть разработана наиболее совершенная общая теория минералогии с вы-

сокой степенью ее математизации. В-третьих, создание теории минералогии на системной основе позволит органически ввести минералогию в комплекс естественных наук, увязанных единой метатеорией, позволит унифицировать понятия и создать единую естественнонаучную терминологию, комплексировать методы исследования систем. В этих условиях достижения в любой области знания будут оказывать немедленное влияние на развитие минералогии и, наоборот, откроются возможности более эффективного влияния минералогии на прогресс естествознания.

Конечно, минералогия мало что приобретет от того, что ее объекты вдруг начнут именоваться системами. Речь идет не просто о замене терминов, а о распространении системного анализа на всю область минералогических исследований и системного подхода — на минералогические обобщения.

Впрочем системный подход к объектам исследования зародился еще задолго до разработки Людвигом фон Бетаданфи общей теории систем (Betalanfy, 1950). Еще в «Первых основаниях минералогии. . .» В. М. Севергина (1798) мы видим главу «О системах» и довольно строгое по тому времени определение этого понятия: «Системою называется собрание разных вещей в пристойном некотором порядке по предрасположенному начертанию» (с. 58). Создание учения о конституции минералов, особенно его кристаллохимической части, — это блестящий пример системного анализа. Общая теория систем еще не достигла того методического совершенства в исследовании структур, структурных связей и структурных функций, какой достигнут кристаллохимией. Обобщение опыта кристаллохимии могло бы быть исключительно полезным для развития общей теории систем. Элементы системного подхода усматривались и в методологии других разделов минералогии, а также в петрографии, на рубеже XIX—XX вв.; но позднее как в минералогических, так и в петрографических исследованиях стал все более и более превалировать функциональный аспект систем, почти полностью заместивший структурный, и системная структура минералогической науки стала несколько расплывчатой.

Ситуация, сложившаяся в науке, отразилась и во взглядах на объекты минералогии. Утвердилось, например, мнение, что геологические (в том числе и минералогические) системы сверхсложны и фрагментарны, границы их расплывчаты, нечетки, и поэтому геологические науки, изучающие такие неблагоприятные объекты, отстают в своем развитии от других естественных наук (Шурубор, 1970). В действительности геологические системы более контрастны, структурно более обособлены, более жестки и менее динамичны, чем, например, системы живой природы или социально-экономические системы, и дело в том, что мы плохо их замечаем, обращая основное внимание на динамику геологических процессов. Может быть поэтому разделы минералогической науки, в которых системный подход выступал как ведущий и в ис-

следовании структур, и в исследовании процессов, отмечены наиболее выдающимися достижениями (кристаллохимия, минералогическая термодинамика).

В последнее время на целесообразность системного подхода к исследованию объектов обращается внимание во многих областях геологии (Драгунов, 1965; Косыгин, Соловьев, 1969; Куражковская, 1970; Иванкин, 1973; Круть, 1973; Мельников, 1973; Драгунов, Айнемер, Васильев, 1974; Куражковская, Фурманов, 1975, и др.).

КОНСТИТУЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ

Конституция минералов является наиболее разработанным разделом современной минералогии. В исследовании химического состава, кристаллической структуры, строения, морфологии минералов, в первую очередь благодаря использованию точных количественных методов, удалось добиться весьма высокой достоверности знания и создать стройную, хорошо выверенную наблюдением и экспериментом теорию. Кроме того, именно в этом разделе минералогии почти полностью ассимилировались впечатляющие успехи химии и физики твердого тела, кристаллографии, геометрии.

Конституции минералов или отдельным конституционным системам посвящено большое число обстоятельных монографий, и если бы речь шла о строении и функционировании этих систем, не имело бы смысла на них здесь останавливаться: системы хорошо изучены, и современная литература дает о них исчерпывающее представление. Однако, чтобы обратить внимание на некоторые новые и весьма перспективные тенденции в представлениях о конституции минералов, намечающиеся в последнее время, и отразить субординацию и взаимосвязь конституционных систем, представляющих интерес для создания общей теории минералогии, в этой книге дается краткий очерк конституционных систем.

По Д. П. Григорьеву (1966): «Конституция, т. е. взаимосвязанные химический состав и структура, есть сущность каждого минерала: атомы, соединившиеся в соответствующую структуру, это и есть минерал — природное химическое вещество и физическое тело» (с. 3).

В большинстве минералогических руководств и специальных монографий конституция минералов рассматривается как минералогический эквивалент кристаллохимии (Григорьев, 1962, 1966; Лазаренко, 1971, и др.). Однако уже из приведенного выше определения видно, что если мы хотим выразить в конституции не только химическую, но и физическую, и любую другую суть минерала, то должны понимать структуру в широком смысле этого термина, а не только как кристаллическую структуру в узко кристаллохимическом понимании. Не случайно поэтому в последнее время наметилась тенденция расширения понятия о конституции минералов, включения в него всех структурных особен-

ностей минерального индивида вплоть до макроскопических. Целесообразность и естественность такого широкого подхода особенно аргументированно показана Д. П. Григорьевым (1972).

Конечно, определяющей конституцию минерала является кристаллическая структура, в этом не может быть никакого сомнения. Организация атомов в кристаллическую структуру создает твердое тело, т. е. минерал. Чтобы охарактеризовать минерал, объект совершенно специфический, нам недостаточно данных о составе, строении и распределении его атомов. Новая структура порождает новые качества, которым нужны свои мерки. С другой стороны, атомы сами строятся из элементарных частиц, которые в свою очередь характеризуются структурностью, а свойства этих частиц через свойства атомов отражаются на свойствах минерала. Таким образом, структура минерала — это целая иерархия субструктур, и представление о конституции минерала должно включать последовательный ряд конституционных уровней.

Конституцию минералов целесообразно представлять как единство: а) квазичастичной, электронной и ядерной структур минералов; б) атомной структуры минералов; в) макроструктуры (анатомии) минералов; г) морфологии минералов.

Атомная (кристаллическая или кристаллохимическая) структура минералов. Атомная структура минерала, как уже подчеркивалось, является сутью минерала, она определяет его морфологию и свойства. Минерал начинается там, где кончается изолированный атом (или ассоциация атомов — молекула) и начинается трехмерно регулярная атомная постройка. Любой минералогенетический процесс — это процесс создания или разрушения регулярной объемной постройки из атомов.

Относительно неделимой строительной частицей кристаллохимической структуры минерала является атом. Структуры тех немногих минералов, которые строятся из молекул, тоже можно легко представить как атомные.

Организация атомов в регулярную структуру происходит в результате взаимодействия межатомных сил, реализующихся в виде достаточно прочных для стабилизации структуры химических связей. Причины, порождающие эти связи, раскрываются из представлений о волновой природе электрона, о его «размазанности» в околоядерном пространстве. Вероятность нахождения электрона в той или иной точке электронного облака определяется как квадрат модуля волновой функции $|\psi(x, y, z)|^2$, зависящей от пространственных координат. Химическая связь обусловлена взаимодействием этих зарядов, распределенных в пространстве в виде облака. Сущность связи — это обобществление электронов, принадлежавших разным атомам. Способом обобществления электронов определяется характер и прочность связей, на этом основана их типизация: ионная, ковалентная, донорно-акцепторная, метал-

лическая, смешанные и промежуточные типы связей. Связи анизотропны, и только металлическую связь можно считать в первом приближении не имеющей направленности, поскольку при ее реализации каждый атом стремится окружить себя максимальным числом соседей.

Главной чертой кристаллической структуры минералов является распределение ее элементов (атомов, ионов, молекул) по законам бесконечной пространственной регулярной решетки. Она строится путем трансляции элементарного параллелепипеда (элементарной ячейки) по трем главным трансляционным осям и характеризуется, во-первых, определенной формой, во-вторых — определенным периодом идентичности (параметрами ячейки). Многообразие решеток не так уж велико. Известно всего 14 типов элементарных решеток (14 решеток Браве), все возможные сочетания элементов симметрии образуют 230 федоровских пространственных групп симметрии, т. е. 230 штампов, по которым строятся все многообразие кристаллического мира.

Решетка является, естественно, абстрактной математической моделью, с помощью которой моделируется положение кристаллообразующих элементов в пространстве. Точно такими же моделями являются и широко известные из учебной кристаллографической практики решетки с шариками в узлах, различные шариковые, полиэдрические и т. п. постройки (рис. 11). В них отражается только качественный состав кристаллообразующих элементов, выраженный через цвет или размер шариков, и мотив их распределения в пространстве. Все модели, конечно, весьма сильно идеализированы и далеки от реальной атомной структуры кристалла, однако они демонстрируют главную черту кристаллического строения — трехмерную периодичность равновесных положений атомов. Трансляционная симметрия кристалла, отражающаяся в этих моделях, является объективной реальностью, о чем свидетельствуют хотя бы свойства кристаллов, не зависящие или слабо зависящие от наличия дефектов и определяющиеся в основном периодичностью распределения атомов.

Из всех геометрических моделей атомного строения кристаллов наиболее популярной и, пожалуй, наиболее универсальной является гольдшмидтовская модель, усовершенствованная Л. Поллингом и Н. В. Беловым. Она основана на представлении о взаимонепроницаемых атомах с различными индивидуальными размерами.

Структура минералов, кроме геометрии (тип, симметрия) и параметров элементарной ячейки, характеризуется числом атомов в ячейке, координационным числом (т. е. числом ближайших соседей, окружающих атом, или числом ионов противоположного знака, окружающих ион), эффективными радиусами атомов или ионов, а также их поляризационными свойствами. Имеющие место нарушения запрета взаимопроницаемости структурных элементов связаны с их поляризационными свойствами.

Заполнение пространства структурными элементами осуществляется по принципу плотнейших упаковок. Мы имеем только три типа плотнейших упаковок: две с координационным числом 12 (кубическая гранецентрированная и гексагональная, получающаяся двумя возможными способами наложения друг на друга плоских гексагональных упаковок), и объемноцентрированная с примерным координационным числом 14 (каждый атом имеет восемь ближайших соседей по вершинам куба и шесть — у центров граней куба, но на несколько больших расстояниях). Поведение структур неорганических кристаллов описывается полуэмпирическими правилами В. Гольдшмидта и Л. Полинга, включающими основные из отмеченных выше особенностей этой модели. Геометрически гольдшмидтовскую модель кристаллической структуры минерала можно изобразить постройкой из разноцветных шаров разных размеров, соответствующих эффективным размерам структурных элементов, или конструкций из координационных полинговских и беловских полиэдров, вырезанных из анионного окружения катионов, с катионами внутри и числом вершин, соответствующим координационному числу катиона (рис. 11).

В настоящее время расшифрованы структуры почти всех минералов, и успехи в познании атомного строения минералов являются, пожалуй, наиболее впечатляющим достижением современной минералогии. Детально теория кристаллической структуры минералов разбирается в фундаментальных монографиях Н. В. Белова (1948), Г. Б. Бокия (1971), Д. П. Григорьева (1966). Некоторые кристаллохимики в последнее время выражают сомнение в эффективности гольдшмидт-полинговской модели и предлагают заменить ее моделью, базирующейся на новой системе ионно-атомных радиусов химических элементов (Лебедев, 1971). Новая модель, однако, еще не настолько отработана, чтобы конкурировать со старой, хотя сам подход, очевидно, перспективен.

Электронная структура. В кристалле атомы связываются друг с другом через валентные электроны, образуя единую электронную структуру, определяющую целый ряд важнейших свойств. Электронная модель, основанная на представлениях квантовой теории, является более предпочтительной для объяснения многих особенностей структуры и свойств минералов, чем атомная.

Атом, входящий в кристаллическую структуру, по особенностям спектра электронов существенно отличается от индивидуализированного атома, поскольку в нем возникают специфические для кристаллического состояния новые квантовые числа, характеризующие состояние отдельного электрона в кристалле. Они определяются электронным взаимодействием сближенных атомов и трансляционной симметрией кристалла (рис. 11). При сближении большого числа одинаковых атомов система дискретных энергетических уровней, характеризующих каждый индивидуальный

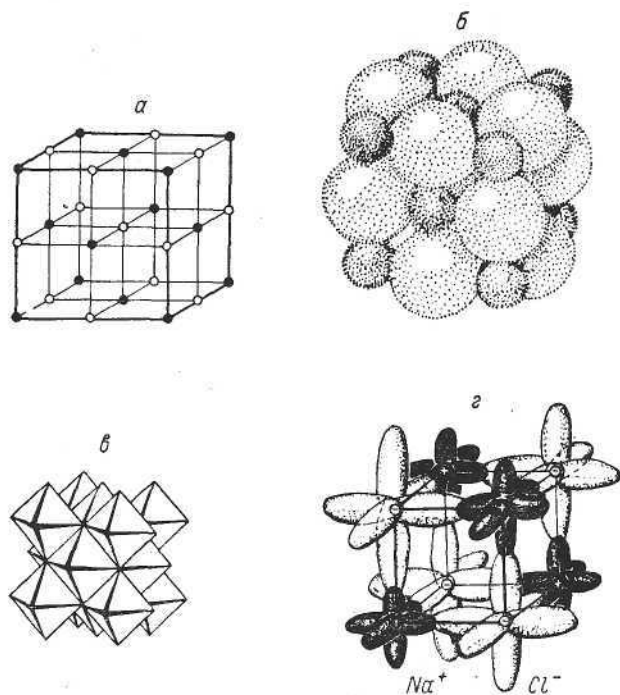


Рис. 11. Различные структурные модели галита (NaCl).

a — шариковая; $б$ — шаровая; $в$ — полиэдрическая; $г$ — электронная.

атом, трансформируется в систему полос. Каждая такая полоса — это энергетический уровень атома, расщепленный на N уровней, расстояние между которыми ничтожно мало. Совокупность уровней можно поэтому представить в первом приближении сплошной полосой энергетических состояний (разрешенная энергетическая зона). В спектре электронов разрешенные энергетические зоны чередуются с запрещенными энергетическими зонами. Энергетические зоны валентных электронов более широкие, а запрещенные — более узкие по сравнению с соответствующими зонами электронов внутренних оболочек. Состояние электрона в разрешенной энергетической зоне характеризуется непрерывным квантовым числом (квазиимпульсом), а энергия электрона внутри зоны является функцией этого числа.

Зонная структура электронного спектра определяется решением уравнения Шредингера. Следует заметить, что строгое решение этого уравнения реально осуществимо только для случая пары атомов. Когда же мы переходим к кристаллу, состоящему из бесчисленного количества атомов, решение задачи становится приближенным. Каждый из электронов предполагается движущимся в самостоятельном периодическом потенциальном поле,

создаваемом другими электронами и ядрами. Опираясь на это допущение, можно решить уравнение Шредингера для одной частицы. Зонная структура будет известной, если для каждой энергетической зоны будет известна энергия электрона $E_n(\vec{p})$ как функция квазиимпульса \vec{p} . Свойства минералов определяются энергетическим состоянием электронов. Например, если все энергетические зоны заполнены, то кристалл ведет себя как диэлектрик. Если оказывается незаполненной наиболее высокая энергетическая зона (валентная зона), то кристалл обладает свойствами металла.

Лучший анализ электронной структуры минералов и физических свойств, определяющих ее, дан в двух монографиях А. С. Марфунина (1974, 1975). Несколько отличающийся от общепринятого вариант модели электронного строения минералов разрабатывается М. М. Протодьяконовым (1965, 1969). Особенностью всех «электронных» моделей является то, что они учитывают эффективную форму атомов, а не только их эффективные размеры (рис. И, 12). В них, по образному выражению Д. П. Григорьева (1972а), атомы представляются не «шариками», а «рогульками» с определенным числом вершин.

Разрабатывается и целый ряд других моделей тонкой структуры кристаллов, например модель структуры квазичастиц.

Квазичастицами являются электроны, дырки, фононы, поляроны, плазмоны (спиновые волны), поляритоны (светоэкситоны) и другие дискретные формы организации энергии, находящиеся в конденсированных системах атомов, т. е. в кристалле. Естественно, что свойства, скажем, электрона в кристалле существенно отличаются от свойств этого же электрона в пустоте или индивидуализированном атоме.

Основу этой модели, как и других, составляет регулярное распределение в пространстве взаимосвязанных друг с другом атомов, в результате чего все атомы кристалла оказываются способными резонировать при возбуждении колебаний одного из них. Любое возбуждение атомов распространяется по всей структуре в виде бегущих через кристалл волн (звуковых, магнитных, волн электрического заряда и др.). Все эти волны возникают и распространяются в виде отдельных порций энергии или квантов. Вот они-то и являются квазичастицами — элементарными носителями движения. Кристалл является относительно жесткой постройкой из атомов, в которой все время функционируют потоки квазичастиц, определяющих свойства кристаллов. Если поток квазичастиц строго направлен, он сопровождается переносом тепла, электрического заряда и т. п. При столкновении частиц возникает своеобразное трение, являющееся причиной электрического или теплого сопротивления кристаллов. Таким образом, сложная постройка из атомов, каковой является монокристалл, может рассматриваться в определенных случаях как система невзаимодействующих или слабовзаимодействующих час-

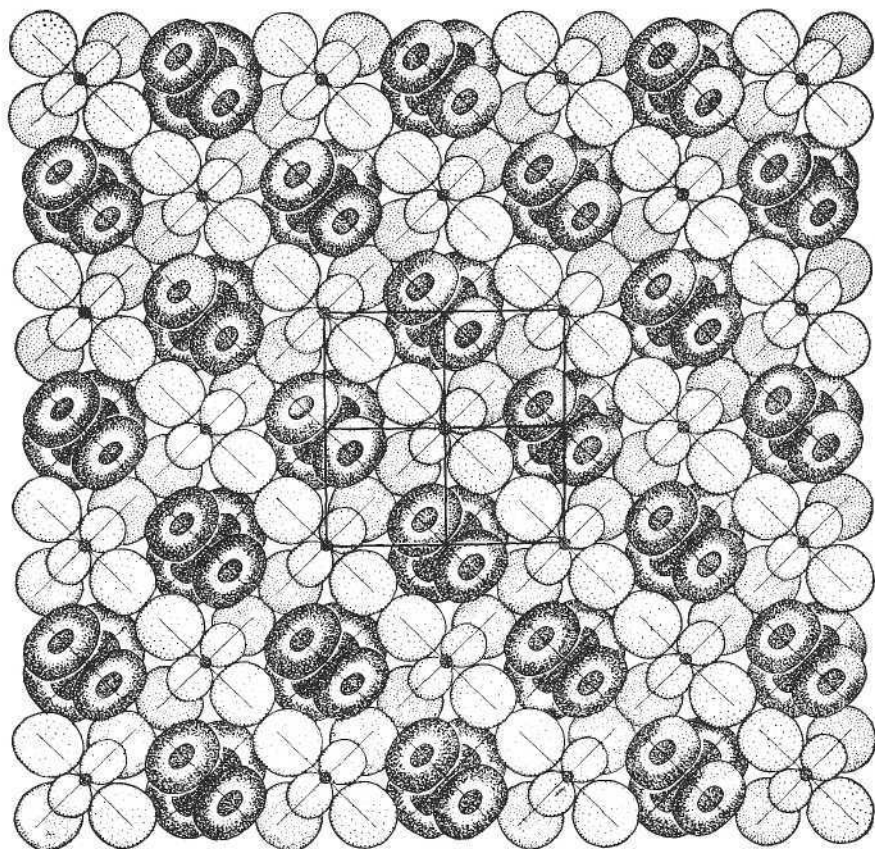


Рис. 12. Электронная модель галита в проекции на (001), по М. М. Протодьяконову.

тиц. Такой подход во многих случаях оказывается довольно полезным (Агранович, Лифшиц, 1967).

На каком бы уровне мы ни рассматривали кристаллическую структуру минералов, обязательно надо учитывать систему структурных дефектов, неизбежно присутствующих в любом минеральном индивидуе. Это различного рода локальные или объемные, но несоизмеримо малые по сравнению с размером кристаллов, нарушения регулярности пространственного распределения равновесных положений атомов — вакансии, примесные атомы, дефекты Френкеля, дефекты Шотки, дислокации и т. п. Размеры, геометрия, свойства дефектов полностью определяются кристаллической структурой минерала, следовательно, дефекты этого типа относятся к тому же атомному конституционному уровню, и универсальная модель атомной структуры должна их учитывать.

В исследовании структуры минералов на атомном, электронном и ядерном уровнях достигнуты, как уже подчеркивалось, очень серьезные успехи. Почти все свойства минералов сейчас можно прогнозировать, отталкиваясь от той или иной структурной модели. Весьма актуальным представляется синтез частных моделей в единую структурную модель.

Ф о р м а м и н е р а л о в . Пространственно регулярная атомная структура минералов определяет их важнейшее свойство — способность самоограняться, приобретать геометрически правильную форму, т. е. форму кристаллов. Внешняя симметрия — симметрия формы кристаллов — является следствием пространственной симметрии атомной структуры, преобразованной в соответствии с симметрией минералогенетической среды. Однако даже при наличии довольно сильных внешних формоискажающих воздействий, например при кристаллизации в стесненных условиях, когда минеральные индивиды приобретают весьма сложную, геометрически неправильную форму, форма эта является производной от формы правильного кристаллического многогранника. Не случайно поэтому до недавнего времени ведущим направлением минералогической кристаллографии было направление идеализации реального кристалла, приведшее к созданию учения о симметрии кристаллов.

Основу «идеализированной» кристалломорфологии составляют законы постоянства углов, рациональных отношений параметров (или целых чисел) и симметрии кристаллов.

Марбургский профессор И. Ф. Гессель в 1830 г. разработал теорию симметрии конечных фигур и вывел 32 кристаллографических класса, содержащих все 47 возможных простых кристаллографических форм. Работа И. Ф. Гесселя прошла незамеченной, и о ней вспомнили лишь после того, как русский ученый А. В. Гадолин независимо от И. Ф. Гесселя изящным выводом открывает те же 32 вида симметрии с 47 простыми формами и убеждает недоверчивый мир кристаллографов в реальности и полезности выведенных им геометрических законов симметрии кристаллических многогранников. Впоследствии почти каждый известный кристаллограф пытался самыми различными методами определить число возможных простых форм, и все приходило к одному пределу — 47. Сорок семь простых форм, показанных на рис. 13, комбинируясь друг с другом в соответствии с законами симметрии, формируют все многообразие мира кристаллов. Их было достаточно для любых операций с идеализированными кристаллами.

Характерное для нашего времени обращение минералогической кристаллографии к реальному кристаллу требует перестройки всего учения о формах кристаллов с тем, чтобы распространить его на индивиды любой сложности, в том числе и на индивиды неправильной формы. Большие успехи в этом направлении достигнуты советскими учеными, и в первую очередь ленинградской

школой кристаллографов И. И. Шафрановского. Основы учения о формах реальных кристаллов изложены в ряде его монографий (Шафрановский, 1957, 1961a, 1961b, 1968 и др.).

Для характеристики реальных кристаллов И. И. Шафрановским вводится понятие о положительных и отрицательных простых формах. Таким образом, число простых форм увеличивается вдвое: 47 (+) и 47(—). Вершинной формой является совокупность вершин кристалла, выходящих друг из друга с помощью элементов симметрии. Исходя из плоскостных кристаллографических видов симметрии выводится 9 геометрически различных плоских вершинников. Число пространственных плоскостных вершинников соответствует числу гранных простых форм — 47 (естественно, выделяются их положительные и отрицательные разновидности).

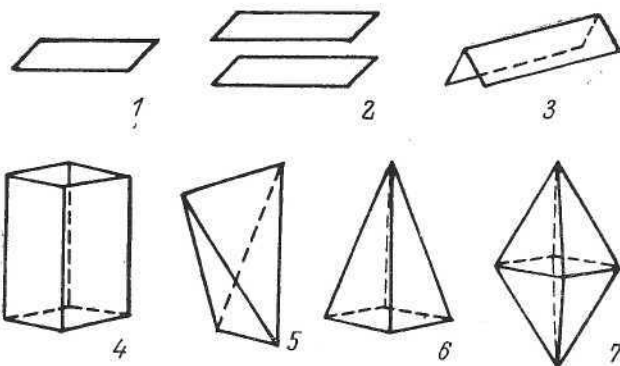
Простой реберной формой является совокупность ребер, выходящих с помощью элементов симметрии. Возможны 27 плоских реберных форм («пучки», «рамки», «звезды»). Пространственные реберные формы подразделяются на трехмерные реберные пучки (возможны 47 простых реберных пучков) и реберные каркасы (303 простых реберных каркаса). Здесь также возможны положительные и отрицательные разновидности.

И. И. Шафрановским (Шафрановский, 1959, 1961a, 1961b; Шафрановский, Генделев, 1958) и его учениками было существенно пересмотрено представление и о простых гранных формах. Дополнительно к 47 положительным и 47 отрицательным простым гранным формам были выведены их многочисленные геометрические разновидности (обыкновенные формы, пучки, формы с входящими углами). Во всех кристаллографических разновидностях общая сумма призм достигает 48, пирамид — 34, разновидностей куба — 8, гексоктаэдра — 46 и т. п. Еще ранее Г. Б. Бокий (1940) осуществил вывод 146 кристаллографических разновидностей простых форм, различающихся по своей конечной симметрии, а И. И. Шафрановский (1948) — 1403 структурных разновидностей, различающихся по бесконечной симметрии. Наиболее обстоятельная сводка структурно-кристаллографических разновидностей простых форм дается И. И. Шафрановским (2-е изд. Лекций. . . , 1968).

С помощью вершинных реберных и гранных форм легко описывается форма многих реальных кристаллов, в частности подобных изображенным на рис. 14, 15.

Однако даже такого совершенного геометрического аппарата оказывается недостаточно для описания формы более сложных скелетных кристаллов, кривогранных кристаллов, дендритов, сложных скульптурных узоров на гранях. Вероятно, здесь окажется перспективным применение понятия о ложных формах кристаллов (Шафрановский, 1961a, 1961b), учения о гомологии кристаллов (Михеев, 1961), криволинейной симметрии, черно-белой и многоцветной симметрии. В частности, строгую геометрическую

Низшие сингонии



Средние сингонии

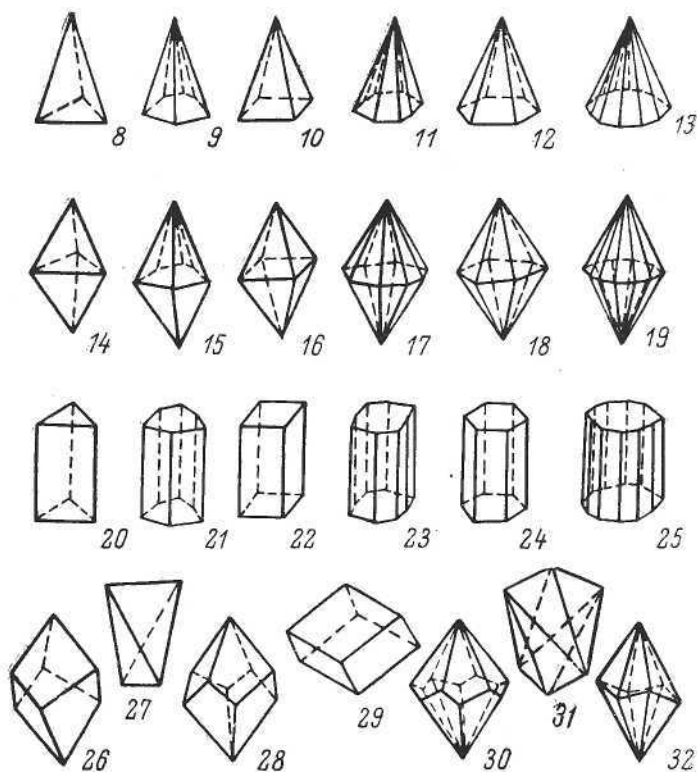


Рис. 13. 47 простых форм.

Кубическая сингония

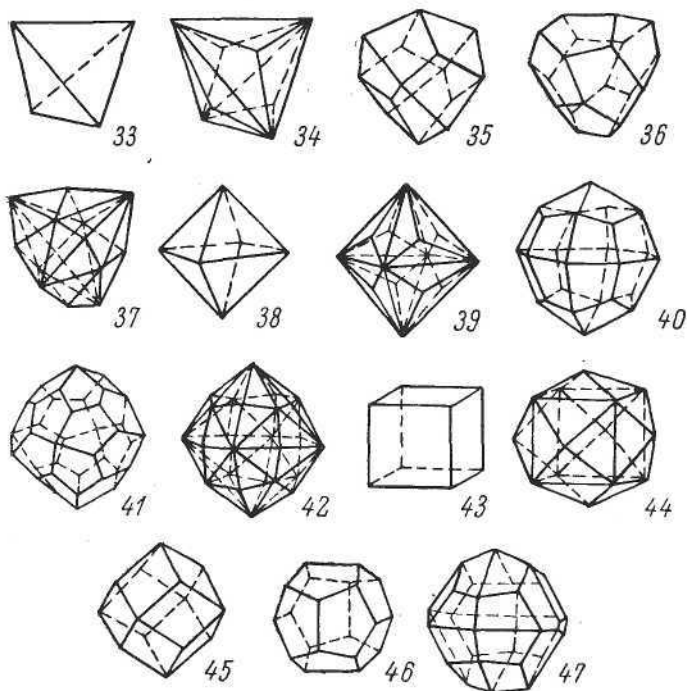


Рис. 13 (продолжение).

характеристику скелетов и параллельных сростков, гранных скульптур можно построить на основе симметрии бордюров, симметрии лент, стержней, орнаментов (Шубников, Копчик, 1972). Некоторые из этих подходов уже использованы для систематики скелетных кристаллов (Шафрановский, 1961a, 1961b). Остается все еще почти совершенно неразработанным представление о форме индивидов с негранными поверхностями (зерен минералов), о морфологии изменения, разрушения индивидов и т. п.

Таким образом, современное учение о форме реальных кристаллов развивается по двум направлениям: углубление и совершенствование представлений о простых гранных формах и расширение морфологических подходов, базирующихся как на учении о симметрии, так и несимметричных. Все эти подходы весьма перспективны, и, несомненно, скоро мы станем свидетелями создания универсального учения о форме минеральных индивидов, столь же строгого, как современная «идеальная» кристаллография.

Взаимосвязь формы минералов с их атомной структурой и особенностями минералогенетической среды. Форма минерального индивида — это форма границы раздела между минералом

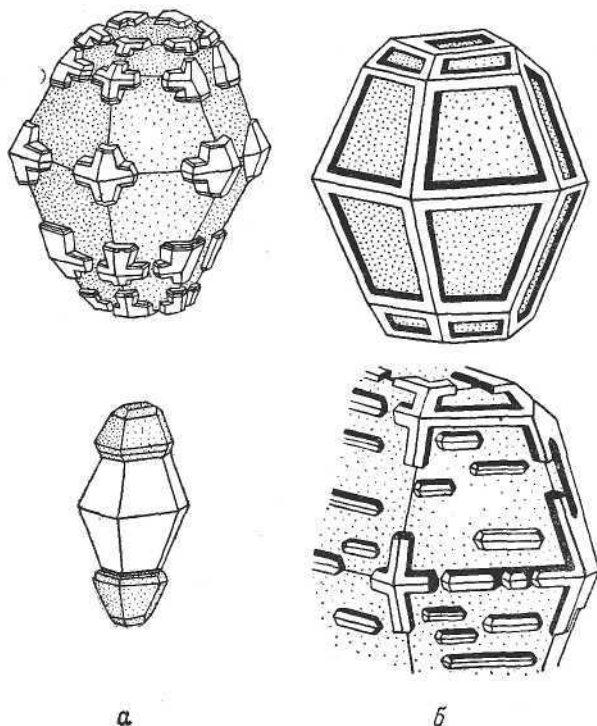


Рис. 14. Вершинные (а) и реберные (б) формы на кристаллах самородной серы. Шорсу, Узбекистан.

и окружающим его физическим пространством (минералогенетической средой). Она, следовательно, определяется как атомной структурой минерала, так и особенностями минералогенетической среды. Количественное выражение этих зависимостей, имеющее целью предсказание формы кристаллов для различных условий минералообразования, является одной из актуальных задач современной минералогии, которой в последнее время уделяется достаточно много внимания.

Особенно популярной среди минералогов и кристаллографов нашего века является проблема «атомная структура—форма кристаллов».

Существует большое число самых различных методов предсказания формы кристаллов минералов по особенностям их структуры, причем большинство из них опираются на известный закон О. Браве (Bravais, 1851), согласно которому возможность появления и развития каждой рациональной грани кристалла должна быть по крайней мере отчасти пропорциональна плотности ее сетки. На основе закона Браве можно легко вывести ряды морфологически важных простых форм для минерала любой

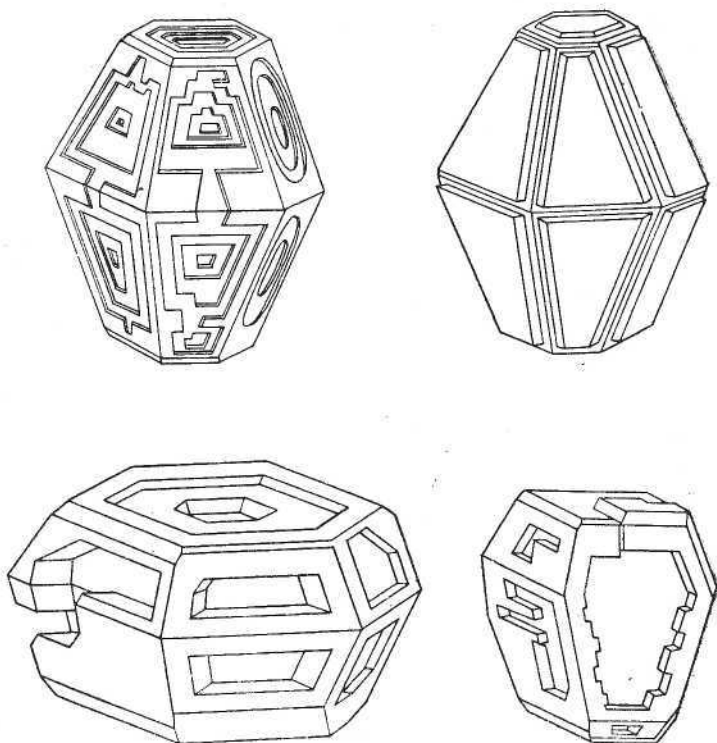


Рис. 15. Скелетные кристаллы самородной серы. Шорсу, Узбекистан.

структуры; для облегчения расчетов О. М. Аншелесом (1924) составлены специальные таблицы.

Огромную роль в развитии анализа ретикулярных плотностей сыграли работы Е. С. Федорова, который, как и французский кристаллограф Г. Фридель, пытался решить на его основе обратную задачу — определение структуры по форме кристаллов. Разработанный им кристаллохимический анализ является совершенством «плотностного подхода», и, более того, Е. С. Федоров пришел к выводу, что не только расположение кристаллообразующих частиц, но и их сорт определяют внешнюю форму кристалла. Эта идея нашла реализацию в методе П. Ниггли (Niggli, 1926), который вместо ретикулярных плотностей вычисляет нагрузки сеток с учетом коэффициентов, зависящих от атомных весов составляющих сетку атомов.

Используя вместо решетчатой модели структуры совокупность элементов симметрии пространственной группы, И. Д. Х. Доннэй и Д. Харкер (Donnay, Harker, 1937, 1940) предложили свой вариант метода, из которого вытекает, что габитус-

ная важность граней зависит не столько от плотностей сеток, сколько от величин межплоскостных расстояний. Приведенные ими таблицы позволяют установить наиболее устойчивые габитусы, которые в большинстве своем оказываются близкими к реальному. Метод Доннэя—Харкера дает возможность оценивать морфологическую важность граней непосредственно по рентгенограммам кристаллов — по интенсивности соответствующих линий.

Новой разработкой предсказания формы кристаллов по особенностям их структуры является структурно-геометрический метод Н. З. Евзиковой (1965), учитывающей не плотность отдельной сетки, а структурную плотность элементарного слоя, параллельного соответствующей грани. Метод Н. З. Евзиковой был весьма продуктивно применен к целому ряду морфологических прогнозов (Aliev, 1974; Kashkai, Aliev, 1970).

Весьма интересные работы по проблеме зависимости формы кристаллов от их структуры выполнены П. Хартманом и В. Пердоком и известны как концепция Хартмана—Пердока (Hartman, Perdok, 1955, 1956; Hartman, 1973, 1975; Хартман, 1967). В основу своих построений они ставят направления наиболее сильных связей в кристаллах, которые, по их мнению, и определяют морфологию. Морфологически наиболее устойчивыми являются грани, параллельные по крайней мере двум векторам наиболее сильных связей (PBC-векторам), на втором месте стоят плоскости, параллельные только одному PBC-вектору. Грани, косо секущие эти векторы, встречаются редко. Метод Хартмана—Пердока позволяет приближенно оценить энергию связей между частицами. Этот подход постоянно совершенствуется П. Хартманом и его учениками (Hartman, 1975), для многих кристаллов он дает вполне удовлетворительные результаты (Юшкин, Франк-Камеенский, 1976).

Все рассмотренные выше варианты предсказания габитусных типов кристаллов связывают их форму только со структурой и игнорируют влияние минералогенетической среды, хотя влияние это очевидно. Попытки увязать среду, структуру и форму через поверхностную энергию равновесной формы (принцип Кюри—Гиббса—Вульфа) оказываются удачными только для ограниченного круга минералогенетических процессов (Юшкин, 1971). Наиболее информативными оказываются пока чисто эмпирические подходы (Костов, 1962). И только теория И. И. Шафрановского (1957, 1961a) о динамическом поведении кристаллической структуры в различных физико-химических средах претендует на качественное описание зависимости: «габитус кристалла есть функция кристаллической структуры и структуры минералогенетической среды».

Более удовлетворительно решаются задачи выяснения причины деформации габитусных типов кристаллов, неодинакового развития разных граней одних и тех же простых форм, происхожде-

ния внешней формы неограниченных минеральных зерен. Благодаря трудам А. В. Шубникова и И. И. Шафрановского удается весьма эффективно приложить к решению этой задачи универсальный принцип симметрии П. Кюри (Curie, 1908), согласно которому минеральный индивид сохраняет в своей внешней форме только те элементы собственной симметрии, которые совпадают с элементами симметрии минералогенетической среды (симметрия среды для случая роста кристалла соответствует симметрии питания). Так, если мы имеем идеальный случай всестороннего подтока вещества к растущему кристаллу, случай с симметрией $\infty L_{\infty} \infty PC$, то в форме кристалла сохраняются все элементы внешней симметрии и кристалл будет по форме идеальным. В случае подтока вещества по радиусам цилиндра $L_{\infty} \infty L_2 \infty PP_{\perp}C$ в зависимости от внутренней симметрии и ориентировки кристалла возможны следующие варианты его внешней симметрии: 1) $L_n n L_2 n PP_{\perp}C$; 2) $L_n n L_2 n PC$; 3) $L_n n L_2 n PP_{\perp}$; 4) $L_n n L_2$; 5) $L_n n P$; 6) $L_n P_{\perp}C$; 7) $L_n C$; 8) $L_n P_{\perp}$; 9) L_n ; 10) P ; 11) C ; 12) —. Случай с симметрией подтока вещества по параллельным векторам $L_{\infty} \infty P$ (симметрия «стрелы») может реализоваться четырьмя вариантами внешней симметрии кристалла: 1) $L_n n P$; 2) L_n ; 3) P ; 4) — (Григорьев, 1973).

Проблема взаимосвязи формы минерала с его атомной структурой и минералогенетической средой нуждается сейчас в широком обобщении и глубоком анализе всего эмпирического материала, который позволил бы или удовлетворительно синтезировать существующие теоретические подходы, или создать новую универсальную теорию природы кристаллических форм.

Анатомия минералов. Еще на первых этапах развития минералогии естествоиспытатели убедились в том, что минеральный индивид макроскопически не однороден. Во многих работах тем или иным образом иллюстрировалось внутреннее строение индивидов, говорилось о «внутренней неоднородности», «внутренней морфологии», но серьезных попыток выявить закономерности в этой «внутренней морфологии» не предпринималось. Все внутренние неоднородности рассматривались как аномалии, впрочем, нередко это делается и до сих пор. Только Ф. Бекке в 1894 г. (Веске, 1894) обратил внимание на то, что сложение кристалла из пирамид нарастания его граней носит не случайный, а закономерный характер, и этот вывод вошел в минералогию позднее как закон Бекке (Шубников, 1961). Особое внимание пирамидам нарастания граней уделил Г. Г. Леммлейн (1948), который наряду с ними выделил и еще один важный элемент внутреннего строения кристалла — следы перемещения ребер, разделяющие пирамиды. Качественно новый этап познания внутреннего строения минералов отражен в работах Д. П. Григорьева (1971, 1972а, 1973, 1974 и др.). Д. П. Григорьев раскрыл закономерный характер внутренних неоднородностей, показал

их связь со структурой, морфологией и развитием индивида и сформулировал представление об анатомии минералов.

В анатомии минеральных индивидов выделяется целый ряд общих элементов, связанных с ростом или изменением индивидов.

В процессе роста минерального индивида в соответствии с законами роста формируется пирамидально-зональная структура, четко описываемая четырьмя законами анатомии, которые мы приведем в том виде, в каком их сформулировал Д. П. Григорьев (1972a):

«. . . при росте реальный кристалл за счет отложения вещества на разных частях его ограничения слагается внутри пирамидами нарастания граней, поверхностями нарастания ребер и линиями нарастания вершин» (с. 29);

«. . . при росте реальный кристалл вследствие отложения вещества на его поверхности микро- и макрослоями получает зональное строение, и его пирамиды нарастания граней приобретают пластинчатое сложение, поверхности нарастания ребер получают полосчатое сложение, линии нарастания вершин оказываются состоящими из отрезков» (с.31);

«. . . при росте реальный кристалл из-за изменения и нарушения однородности состава и структуры приобретает мозаичное строение во всем объеме или в отдельных пирамидах нарастания граней, или только в определенных частях пирамид нарастания — по зональности, т. е. в некоторых пластинках, слагающих пирамиды нарастания граней, полосках, слагающих поверхности нарастания ребер, отрезках линий нарастания вершин» (с. 32);

«. . . при росте все части кристалла из-за развития в одном направлении приобретают в чем-либо преимущественную ориентировку из-за особого распределения примесей и нарушения структуры, и поэтому имеют различия химических и физических свойств, и по своей симметрии в чем-либо отличаются от симметрии кристалла как целого, т. е. кристалл диссимметризируется» (с.34).

Приведенные на рис. 16 фотографии внутреннего строения кристаллов дают прекрасные примеры действия этих законов: здесь отчетливо проявляется и пирамидальное, и зональное строение кристаллов, улавливается мозаичность некоторых участков, видна и физическая, и морфологическая анизотропия различных пирамид нарастания граней одних и тех же простых форм, связанная с неравномерным их питанием в процессе роста.

Неоднородность внутреннего строения минеральных индивидов является закономерной и обязательной. И если мы ее сразу не замечаем, например, в структуре водяно-прозрачных кристаллов, она обязательно выявится с помощью специальных методов (наблюдение в поляризованном свете, химическое травление, облучение и т. п.).

Если индивид морфологически является сложным, состоящим из субиндивидов, более сложным становится и его внутреннее

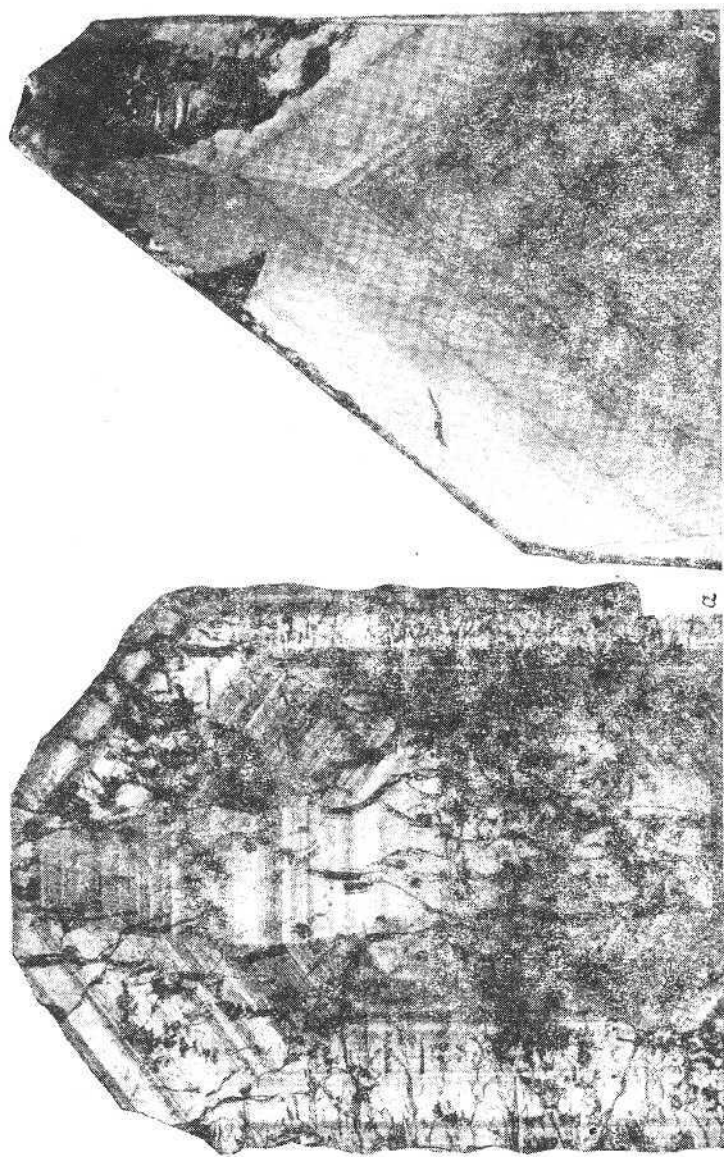


Рис. 16. Зонально-секториальное строение кристаллов вилонита (а) и кварца (б).

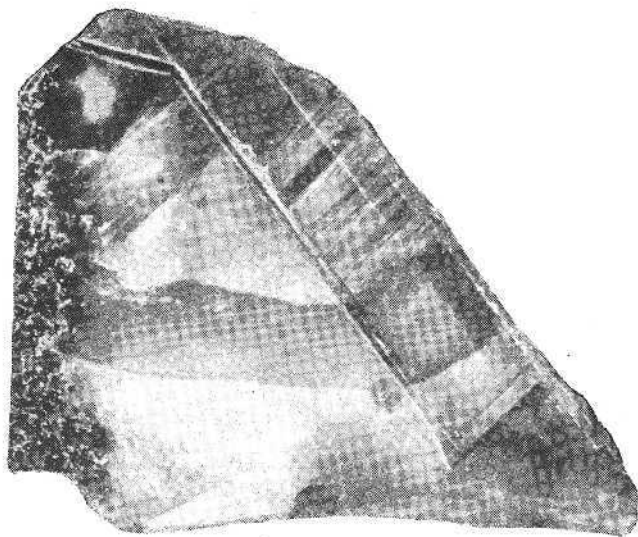


Рис. 17. Двойниковое внутреннее строение кварца.

строение, поскольку каждый субиндивид развивается относительно автономно. В анатомии индивида, таким образом, выделяются области и границы субиндивидов — субпараллельных или двойниковых (рис. 17).

Еще более сложными являются анатомические картины, отражающие сложную историю роста, неоднократную смену габитусов, трансформацию скелетного роста в монокристалльный и наоборот и т. п. (рис. 18). Любые сложные картины, однако, геометрически закономерны, определяются симметрией минерала и симметрией среды и могут быть описаны с помощью геометрического аппарата, разработанного И. И. Шафрановским с сотрудниками для характеристики реальных кристаллов.

Анатомическое строение минеральных индивидов, определяющееся особенностями их роста, может существенно преобразовываться в процессе изменения и разрушения минерала. Целесообразно поэтому наряду с анатомией роста выделять вторичные анатомические элементы (локальные, линейные, плоскостные, объемные). Создание морфолого-генетической классификации вторичных анатомических элементов минеральных индивидов требует проведения специальных широких исследований их внутреннего строения, поскольку на основе анализа и систематизации имеющегося довольно скудного материала вряд ли можно разработать достаточно удовлетворительный вариант. Однако главные генетические типы анатомических элементов устанавливаются довольно определенно. Это элементы, генетически связанные:

а) с самоупорядочением структуры индивида; б) с внешним энергетическим воздействием на индивид; в) с внешним вещественным воздействием на индивид.

Самоупорядочение структуры индивида отражает ее стремление к достижению близкого к равновесному состояния и выражается в формировании микроблоков с дислокационными границами (вследствие перераспределения дислокаций в устойчивый ячеистый каркас), в формировании областей локальных деформаций, связан-

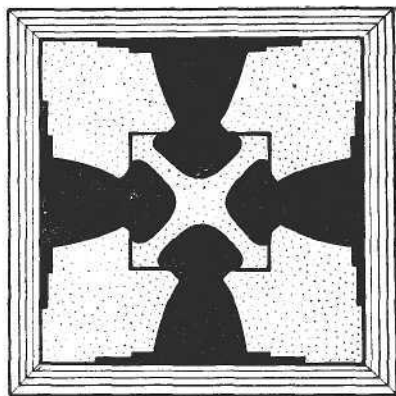


Рис. 18. Скелетное строение галенита, отражающееся в его анатомии.

ных с разрешением напряжений на границах участков с различным состоянием структуры (гетерометрия), в гомогенизации зональности, связанной с диффузией примесей, в формировании треков, связанных с воздействием на минерал продуктов распада радиоактивных элементов и т. п.

Внешние энергетические воздействия весьма разнообразны и поэтому вызывают различные анатомические изменения. Изменение температуры приводит к формированию структур распада твердых растворов, стимулирует диффузию и вызывает формирование связанных с нею элементов внутреннего строения, например вторичной зональности. Магнитные воздействия изменяют конфигурацию и распределение магнитных доменов. Влияние механических напряжений выражается в формировании деформационных текстур (зон напряжений, плоскостей скольжения, механических двойников, трещин хрупкого разрушения и др.), характер которых зависит от распределения и величины действующих сил. Под действием радиоактивного излучения меняется характер и распределение окраски.

Вещественное воздействие на индивид может выразиться в локальном изменении химического состава, например во внедрении в индивид или удалении из него каких-то примесей по зонам роста или ослабленным зонам, в локальном растворении индивида и образовании системы пор или пустот и т. п.

Совершенно своеобразные анатомические элементы образуются при регенерации механически деформированных или растворенных индивидов (Юшкин и др., 1976). Так, пирамиды регенерации отличаются от пирамид роста и своей формой, и поперечношестоватым внутренним строением (рис. 19).

Анатомические особенности минеральных индивидов определяют закономерную неоднородность состава и свойств их различных частей, поэтому изучение анатомии минералов представляет

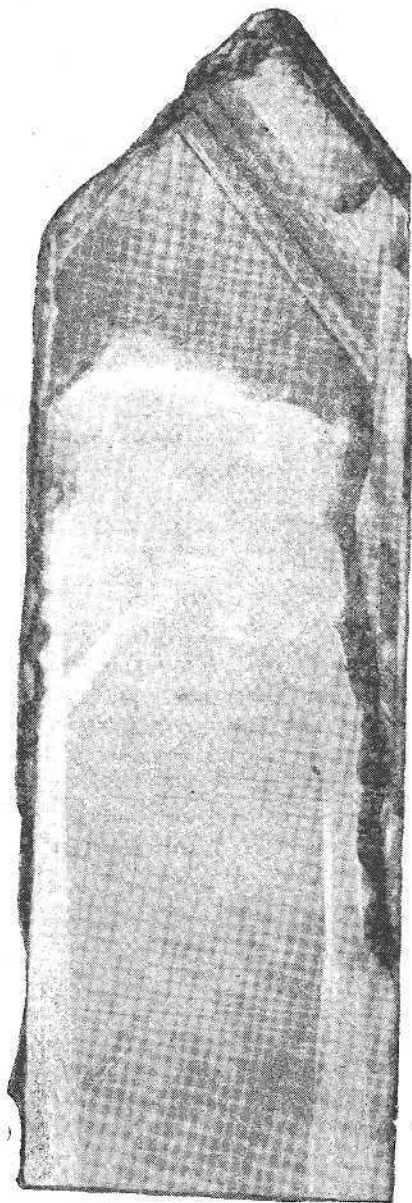


Рис. 19. Пирамида регенерации в кристалле кварца. Увел. 2.

серьезный научный и практический интерес. Мы не можем рассматривать индивид ни в наших теоретических построениях, ни при его утилизации как гомогенное тело и должны обязательно учитывать неоднородность его внутреннего строения. Вырезанные, например, из пирамид нарастания граней разных простых форм пластинки будут характеризоваться заведомо разными химическими и физическими свойствами.

Анатомия минерального индивида — это своего рода «кинограмма» его внешней формы, непрерывно фиксирующая ее развитие в процессе роста индивида. Как и форма, она, следовательно, определяется кристаллической структурой индивида и структурой минералогенетической среды. Между анатомией, морфологией и структурой индивида имеется строго закономерное соответствие.

Мы уже отмечали, что в минеральных индивидах, как правило, присутствуют различные включения: твердые (кристаллические и некристаллические), жидкие, газообразные, многофазные. По относительному времени формирования они могут быть протогенетическими (образовавшимися раньше индивида и захваченными им в процессе кристаллизации), сингенетическими (образовавшимися одновременно с индивидом), эпигенетическими (образовавшимися после кристаллизации индивида). Присутствие включений, их состав, форма, распределение существенно влияют на свой-

ства индивида. Формирование включений и их взаимодействие с материалом индивида составляет интересную и важную

сторону генезиса минералов. Необходимо выделять, следовательно, относительно автономную систему инородных включений, которая не является, строго говоря, системой анатомической (в анатомию индивида входят только «дырки» от включений) и относится скорее к категории синминералогических систем. Ее, однако, нельзя рассматривать в отрыве от анатомии индивида.

С конституцией минерала функционально связана система свойств, через которые проявляется сущность минерала. Мы не будем останавливаться на этой проблеме, поскольку она достаточно глубоко разбиралась в опубликованной недавно монографии В. Г. Фекличева (1975) и целой серии других работ, и лишь кратко коснемся ее в связи с проблемой многообразия форм записи минералогенетической информации.

Главнейшей задачей в области исследования конституционных систем минералогии является создание единой количественной теории, связывающей атомную структуру, морфологию, анатомию и свойства минералов. Несмотря на сложность этой задачи, имеются реальные предпосылки для удовлетворительного решения, обусловленные достаточно глубокой разработкой отдельных конституционных проблем.

ТАКСОНОМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ

Разнообразие минеральных систем диктует необходимость их систематики, т. е. выделения естественных множеств в их природных границах. Элементами минеральных естественных множеств являются минеральные индивиды. Естественное множество характеризуется тем, что каждый входящий в него индивид ближе сходен с любым другим индивидом данного множества, чем с каким-либо индивидом другого множества того же ранга. Каждое естественное множество минеральных индивидов соответствует определенной систематической группе, определенному минералогическому таксону.

Системы естественных множеств минеральных индивидов и являются таксономическими системами минералогии. Это концептуальные системы. Их элементы объединяются в систему в процессе познания логическими связями, отражающими общие свойства, но не прямыми связями природных систем. Трудно подозревать какую-то прямую взаимосвязь, скажем, между кристаллом рубина из пегматитов Полярного Урала и зерном корунда из сланцев Цейлона, хотя они входят в одно естественное множество и минералогической систематикой объединяются в один минеральный вид. Не случайно поэтому А. С. Поваренных (1962) называет таксономические системы логическими совокупностями минеральных индивидов.

Но и рассматривать таксономические системы как субъективно произвольные было бы грубейшей ошибкой. Это системы не слу-

чайных, а естественных множеств, отражающие, естественно, общие черты минеральных индивидов. Границы общего проводятся самой природой, и задача систематики найти их, а не проводить там, где этих границ не существует.

В общем таксономические системы можно рассматривать как в различной степени упрощенные модели реальных минеральных систем, степень тождественности которых оригиналу определяется природой. Например, концептуальная система минерального вида «кальцит» является моделью любого реального индивида этого минерала, но моделью не адекватной, не учитывающей некоторых его особенностей. Такой же моделью является система минерального класса «карбонаты». Степень ее тождественности с конкретным индивидом кальцита ниже, но зато круг минеральных индивидов, ею характеризуемых, значительно расширяется. Еще более общая модель — система «кислородные соединения», а систему «минерал» можно считать моделью, «с определенной степенью адекватности соответствующей любому минеральному индивиду.

В процессе систематики, таким образом, мы последовательно строим модели минеральных индивидов, стоящие как бы на разных ступенях адекватности оригиналу. «Высота» ступени зависит от того, какому кругу индивидов соответствует модель, а границы этого круга и есть природные границы естественного множества, не допускающие субъективизма в моделировании.

Введение в минералогию таксономических систем позволяет подходить к познанию минерального мира вербальным путем, заменяя реальные минеральные системы на различных стадиях их исследования теми или иными концептуальными моделями. Огромное научное значение таксономических систем определяется не только их диагностическим утилитаризмом, но и активной ролью в открытии глубоких законов развития минеральной материи, в практическом использовании этих законов. Поэтому не случайно таксономические системы на всем историческом пути минералогии занимали в ней одно из главнейших мест (Поваренных, 1966а, 1966б).

В иерархической лестнице таксономических систем одна ступень является главной. Это система элементарного таксона, являющаяся нижним пределом систематической иерархии. Таксономическая система не должна далее дробиться на такие подсистемы, которые сами были бы естественными множествами, объединенными совокупностью признаков, выбранных в качестве таксономических. Разумеется, по каким-то другим признакам или по одному из признаков эти системы могут расчленяться. Система элементарного таксона может рассматриваться как максимально упрощенная модель любого минерального индивида, как элемента естественного множества, но в то же время с максимальной полнотой отражающая все наиболее существенные его черты. В мине-

ралогии указанным выше условиям соответствует система минерального вида.

Понятие минерального вида (*mineral species*)

Общая сущность минерального вида в той или иной степени находила отражение и в работах древних систематиков неорганического мира, но научное понятие минерального вида впервые ввел в науку К. Линней, четко сформулировав его в своем знаменитом трактате «Система природы» (Linnay, 1770). В качестве критериев вида он рассматривал форму, твердость и удельный вес минералов. С тех пор понятие минерального вида неоднократно пересматривалось и существенно конкретизировалось; обстоятельный анализ его эволюции дается в работах Д. П. Григорьева (1956, 1961), А. С. Поваренных (1962, 1966а, 1966б, 1968), Ж. Орселя (Orsel, 1969).

Чтобы понять современное представление о минеральном виде, приведем несколько его определений.

Ниггли П. (Niggli, 1949): «К одному и тому же виду относятся, очевидно, все состояния кристаллической конфигурации определенного структурного типа, которые практически могут непрерывно переходить друг в друга, или те, которые образуют непрерывный связанный ряд» (с. 295).

Соболев В. С. (1947): «К одному „виду" мы будем относить минералы однотипной структуры и составом, изменяющимся в определенных границах, определяемых: 1) непрерывностью изменения; 2) невозможностью равновесного существования двух или нескольких фаз в известном интервале T и P геологического процесса» (с. 5).

Григорьев Д. П. (1961б): «Все минеральные индивиды с составом и структурой, совпадающими или изменяющимися непрерывно, составляют в естественных границах изменения один минеральный вид» (с. 432).

Миропольский Л. М. (1957): «Минеральный вид — это основная таксономическая единица минералогии, представляющая как объект группу или совокупность индивидуумов, обладающих относительной однородностью индивидуализированных признаков $X-C-M-\Phi$,¹ близких друг к другу, естественно ограниченных от других и являющихся определенным вполне закономерным продуктом земной коры и космоса» (с. 14).

Лазаренко Е. К. (1963): минеральный вид — это «совокупности минеральных индивидов однотипной структуры и состава, изменяющегося в определенных естественных пределах» (с. 46).

¹ X — химический состав, C — структура, M — форма, Φ — физические и химические свойства.

Поваренных А. С. (1966а): «К одному минеральному виду относятся все минеральные индивиды, характеризующиеся одинаковой структурной группой, химическим составом, лежащим в пределах ряда непрерывного изменения, и равновесным существованием в определенных термодинамических условиях земной коры» (с. 72).

Эти определения показывают, что в современных теоретических представлениях минералогов тенденция искусственного проведения границ минеральных видов в основном преодолена. Как известно, с начала XVIII в. в минералогической систематике проявлялся довольно резкий химический крен и стремление «подтянуть» все индивиды естественного множества к стехиометрическим типам, искусственно разрывая при этом естественное множество. Это стремление развилось в своеобразный «арифметический» способ проведения границ видов, который со всей полнотой проявляется в большинстве современных справочных руководств и курсов описательной минералогии.

Во всех приведенных определениях единодушно признаются только естественные границы минеральных видов.² К одному виду относятся все индивиды сходной структурной организации, связанные непрерывностью изменения химического состава. Заложенное еще Д. И. Соколовым (1832) строго научное направление систематики, таким образом, глубоко развилось и полностью признано современной минералогией как единственно правильное.

Но практическая систематика все еще стоит на позициях Р. Ж. Гаюи и его последователей, болезненно отвергая все попытки ее пересмотра с современных теоретических представлений. Эта приверженность к стехиометрическим идеям сейчас выглядит по меньшей мере странно. Ведь законы постоянства состава и простых кратных отношений, как неопровержимо установлено, для кристаллических тел или вовсе не применимы, или применимы с известной условностью, а химия твердого состояния — это по сути дела химия нестехиометрических соединений (Кузнецов, 1967).

Отнесение конкретного минерального индивида к тому или иному виду может быть осуществлено по комплексу наиболее существенных признаков, которые можно назвать критериями вида. В приведенных выше определениях в той или иной степени использованы химический, структурный, морфологический, физический и генетический критерии. Ни один из них не является универсальным, и нельзя провести границу вида, используя только один какой-либо критерий.

Минимальным набором критериев, необходимым и достаточным для определения видовой принадлежности минеральных систем, можно считать взаимосвязанные химический состав и кристалли-

² За исключением определения, предложенного Г. Б. Бокием (1974), на анализе которого остановимся немного позднее.

ческую структуру, т. е. кристаллохимию или конституцию минерала в минералогическом понимании (Григорьев, 1962б, 1966), или структурную организацию в общенаучном. Конституция минерала полностью отражает сущность минерала и определяет форму и физические свойства его индивидов.

Вероятно, нет необходимости говорить об определенном типе или группе структуры, лежащих в основе вида. Непрерывность изменения и состава, и структуры индивидов естественного множества в естественных границах достаточно строго отражает пределы определенности структуры. Неполная тождественность изменения состава и структуры, о которой говорит А. С. Поваренных (1966а), скорее всего связана не с законами природы, а с отставанием чувствительности методов структурного анализа от чувствительности химических анализов. Прецизионные рентгеноструктурные измерения во всех случаях раскрывают органическую связь состава и структуры (Франк-Каменецкий, 1964).

Очевидно, что границу минерального вида можно провести, используя только морфологию или совокупность физических свойств индивидов естественного множества. Эта граница будет естественной, совпадающей с границей, проведенной по составу и структуре индивидов. Но эти признаки не должны лежать в основе видового определения, так как они являются функциональными от конституционных особенностей минерала,

Что касается генетического критерия, вводимого в ряд определений минерального вида (Соболев, 1947; Миропольский, 1957; Поваренных, 1962, 1966а), то мы считаем, что он не обязателен, так как несущественно конкретизирует определение минерального вида. То, что минеральные виды являются продуктом «земной коры и космоса», вытекает из определения «минерал», невозможность равновесного существования нескольких фаз в определенном интервале температур и давлений весьма относительна, так же как и равновесное существование индивидов одного и того же минерала в определенных термодинамических условиях. Что понимать под «определенными» условиями? Ведь даже субиндивиды одного и того же индивида, например двойниковые пластинки, зоны роста, разориентированные блоки, в какой-то степени неравновесны, не говоря уже о разных индивидах. Природные пределы равновесного существования вида находят отражение в границах естественных множеств индивидов, выделяемых по конституционному критерию. Конечно, мы не считаем возможным игнорировать генетическую сторону минерального видообразования, а наоборот, вслед за Д. П. Григорьевым (1956) подчеркиваем, что давно назрела необходимость изучения изменчивости границ видов в ходе геологического времени, в ходе эволюции минеральной материи.³ Речь идет только о невозможности

³ Кроме отмеченной, минералогия накопила более чем достаточное количество нерешенных проблем, чтобы создались предпосылки для рождения

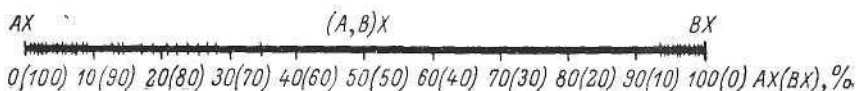


Рис. 20. Распределение индивидов в изоморфном ряду $AX—BX$, указывающее на наличие разрыва смесимости.

использования генетического критерия для корректного определения границ вида.

Наиболее ответственной и сложной задачей систематики является установление естественных границ минеральных видов, требующее хорошей изученности достаточно большого количества индивидов синтезируемого естественного множества. Решение этой задачи осуществляется методом сравнения признаков существенного сходства и различия между индивидами с учетом того, что индивидуальная изменчивость отнюдь не беспорядочна, а управляется строгими закономерностями.

Пусть в нашем распоряжении имеется какая-то достаточно представительная пробная группа изоструктурных индивидов переменного состава — от AX до BX (рис. 20), т. е. с наличием промежуточных членов с составом $(A, B)X$ и $(B, A)X$. Вопрос о принадлежности их к одному или двум минеральным видам решается установлением наличия полной или неполной естественной смесимости компонентов A и B . Поскольку пробная группа представительна, установление перерыва смесимости в группе будет означать установление и естественной границы естественного множества.

Представим состав каждого индивида процентными содержаниями в нем компонентов AX и BX (сумма $AX+BX=100\%$) и изобразим для наглядности результаты графически, например точками на отрезке $AX—BX$ (рис. 20). Наблюдая расположение точек, можно констатировать определенную закономерность: у концов отрезка точки сгущаются, а в середине отсутствуют, как бы стремясь «подтянуться» к составам AX и BX . Незаполненная часть отрезка между крайними точками иллюстрирует полное отсутствие в природе индивидов с содержанием 35—94% компонента BX (или 6—65% компонента AX). Следовательно, смесимость в ряду $AX—BX$ неполная, и если установлена такая же прерывистость в других возможных направлениях смесимости (CX , DX , EX и т. д.), можно считать установленной принадлежность индивидов пробной группы к двум минеральным видам. Границы видов устанавливаются по пределу смесимости, а ширина

самостоятельной отрасли минералогического знания — науки о минеральном виде или минералогической эйдологии, призванной разработать всеобъемлющую теорию вида в статике и эволюции. В какой-то мере зачатки этой теории содержатся во всех цитируемых в этом разделе работах, и особенно в книге А. С. Поваренных (1966а).

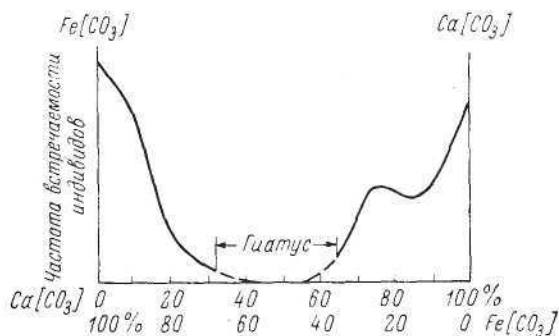


Рис. 21. Распределение индивидов в изоморфном ряду сидерит—кальцит с естественным разрывом смесимости.

разрыва — гиатуса — характеризует степень обособленности видов.

Конечно, более строго наличие гиатуса и его ширину можно определить известными методами математической статистики, но даже обычные кривые распределения в большинстве случаев показывают вполне отчетливую картину. Так, кривые распределения частот встречаемости индивидов различного состава иллюстрируют разрыв смесимости в ряду тригональных карбонатов пространственной группы $D_{3d}^6-R_{3c}$ между $Fe[CO_3]$ — $Ca[CO_3]$ (рис. 21) и непрерывную смесимость $Ca[CO_3]$ — $Mn[CO_3]$ (рис. 22). Математические основы таксономического анализа обстоятельно изложены в книге Е. С. Смирнова (1962).

В сомнительных случаях невозможность или возможность смесимости в условиях, близких к условиям земной коры, должна быть проверена экспериментально или теоретически, например на основе энергетической теории пределов изоморфных замещений (Урусов, 1971). Иногда используется совокупность призна-

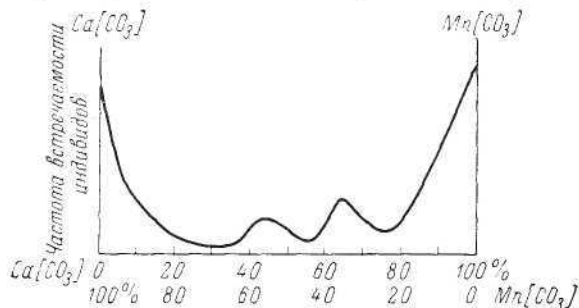


Рис. 22. Распределение индивидов в изоморфном ряду кальцит—родохрозит с непрерывной смесимостью.

ков, чтобы установить, нет ли скачка свойств и перестройки структуры в ряду совершенного изоморфизма, указывающего на видовую гетерогенность ряда.

Для минеральной материи, как и для органической (Завадский, 1968), характерна неэквивалентность, неравноценность видов, которая диктует необходимость классификации видов на несколько категорий. Так, Д. П. Григорьев (19616) различает минеральные виды с замкнутыми пределами изменчивости и с расходящимися пределами изменчивости, а А. С. Поваренных — совершенно изоморфные и несовершенно изоморфные.

Эти классификации не охватывают, к сожалению, всего разнообразия минеральных видов. Мы предлагаем следующую схему классификации.



Поясним ее примерами.

Простым минеральным видом (моновидом) является естественное множество таких минеральных индивидов, состав и структура которых или почти тождественны, или изменяются незначительно, т. е. каждый индивид всегда ближе к типичному индивиду данного множества, чем к индивиду любого другого множества. Это несовершенно изоморфный вид в понятии А. С. Поваренных (1966а). Простые минеральные виды разделяются на однокомпонентные и многокомпонентные.

Представление об однокомпонентном простом виде дает ромбическая сера. Ее структура характеризуется пространственной группой D_{2h}^{21} , а теоретический состав — S_8 . В реальных индивидах,

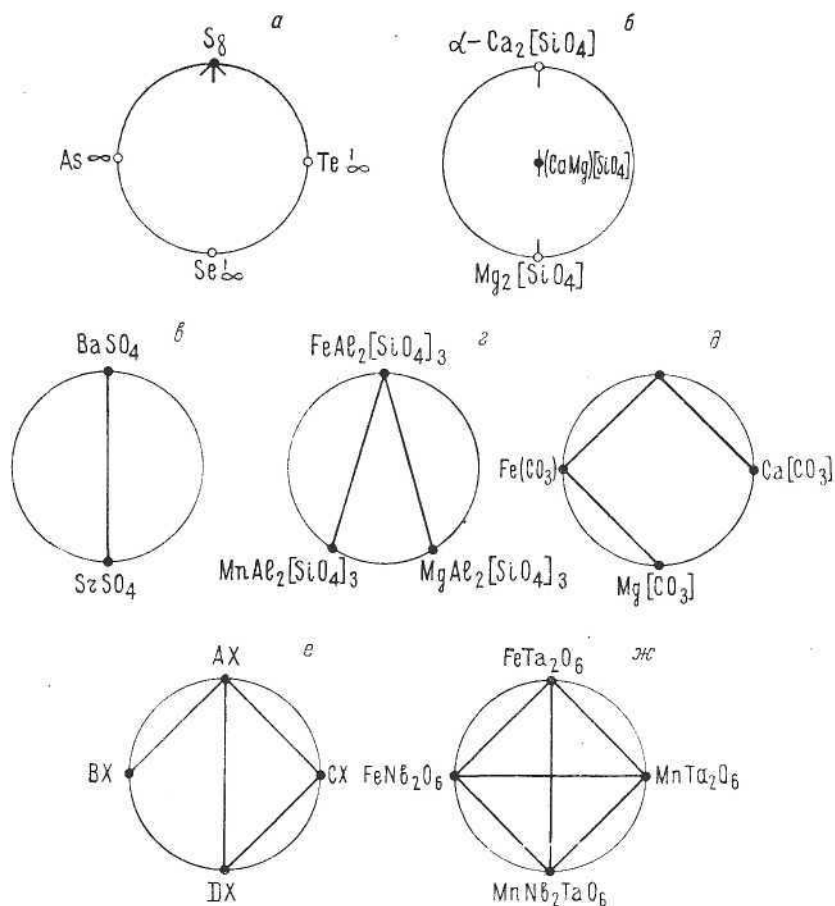


Рис. 23. Примеры различных категорий минеральных видов, иллюстрирующие их классификацию.

как правило, присутствуют селен, мышьяк и теллур (Юшкин, 1968). Но смесимость этих элементов с серой ограниченная: содержание селена в природных индивидах ромбической серы не превышает 5.18%, мышьяка — нескольких процентов, теллура — 0.17%. Все возможные связи с другими видами, следовательно, оборваны (рис. 23, а). И если непрерывность ряда, например S_8 — Se_8^1 , достигается экспериментально, то и в этом случае граница всегда проводится легко по структурному скачку — пространственная группа структуры индивидов, содержащих 55—70 атомн. % селена, перестраивается в C_{2h}^1 , а содержащих 90—100 атомн. % селена — в D_3^1 . Конечно, однокомпонентные виды образуют не только простые вещества, но и бинарные и более сложные соединения, скажем, SiO_2 .

Многокомпонентные простые виды являются средними естественно ограниченными членами распавшейся бинарной системы. Часто они отличаются от крайних членов, изолированных разрывами смесимости, не только химическим составом, но и структурой, иногда же бывают изоструктурными. Примером могут служить селенотеллур, доломит, кутнагорит, монтичеллит. В случае с монтичеллитом изоструктурный ($D_{2k}^{16}-Pmcn$) ряд распадается на три естественных множества: кальциооливин $\alpha\text{-Ca}_2[\text{SiO}_4]$,⁴ форстерит Mg_2SiO_4 и монтичеллит $(\text{CaMg})[\text{SiO}_4]$, каждое из которых является самостоятельным минеральным видом (рис. 23, б).

Сложным минеральным видом (поливидом) является естественное множество таких индивидов, состав и структура которых изменяются непрерывно в максимальных пределах, определяемых полным изоморфизмом нескольких однокомпонентных систем. Это совершенно изоморфный вид в понятии А. С. Поваренных (1966а). Сложные минеральные виды можно разделить на одпочленные и многочленные.

Одпочленный сложный минеральный вид характеризуется двухкомпонентной системой с неограниченной смесимостью [типа $A \leftrightarrow A_n B_m \leftrightarrow B$ или $AX \leftrightarrow (A_n B_m) X \leftrightarrow BX$ и т. п.]. Примером может служить баритоцелестин,⁵ индивиды которого образуют непрерывный ряд от BaSO_4 через $(\text{Ba}_m \text{Sr}_n)\text{SO}_4$ с различными значениями m и n до SrSO_4 (рис. 23, в).

Многочленные сложные минеральные виды характеризуются тенденцией полного изоморфизма индивидов в двух или более направлениях, т. е. они представляют более чем двухкомпонентные системы. В зависимости от направлений изоморфизма и характера сочленения элементарных двухкомпонентных систем выделяются виды с расходящимися пределами, с многократно расходящимися пределами, с частично замкнутыми пределами. Примеры их приведены на рис. 23, г, д, е, ж. Заметим, что вид с расходящимися пределами может быть не только двучленный, как это показано на классическом примере пиральспита, но и трех-, четырехчленный и более сложный. Важно лишь, чтобы у всех членов один компонент был общим. Количество членов не ограничено и в других категориях многочленных видов.

Приведенные на рис. 23 диаграммы показывают только реализуемые направления изменения состава индивидов. Каждый

⁴ Кальциооливин в природных условиях пока не встречен, получен только искусственно.

⁵ Здесь и далее сложным минеральным видам даны чисто условные названия, так как рациональная номенклатура не разработана. Мы полностью разделяем стремление А. С. Поваренных (1968) упорядочить номенклатуру таксономических систем минералогии и присоединяемся к мнению В. Б. Татарского (1968) о необходимости детального обсуждения проекта А. С. Поваренных и скорейшей разработки на ее основе общих правил рациональной номенклатуры.

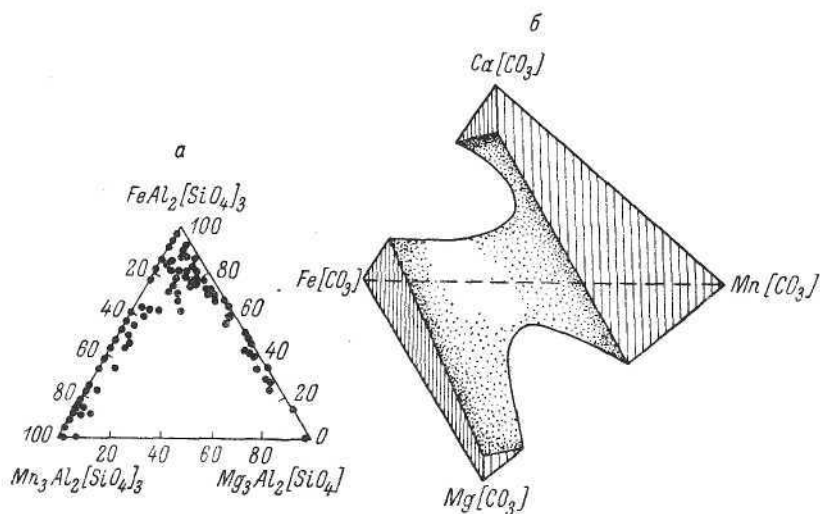


Рис. 24. Треугольная диаграмма состава пиральспита (а), по А. Н. Винчелу (1951) и тетраэдрическая диаграмма состава $Mg[CO_3]—Fe[CO_3]—Ca[CO_3]—Mn[CO_3]$ (б), по Павличину и Сливко (1967).

индивид может содержать различные количества всех возможных компонентов. Поэтому для анализа состава вида лучше пользоваться не круговыми диаграммами, а треугольными и тетраэдрическими, если число компонентов не превышает четырех (рис. 24. а. б).

В современной минералогии еще не оформилось определенное представление о форме, содержании и сущности минерального вида.

В большинстве приведенных выше определений минеральный вид трактуется как совокупность индивидов. Этими определениями подчеркивается составной характер вида. Такая тенденция в определении вида вряд ли оправдана. Трактовка вида как простой совокупности индивидов, даже с подчеркиванием качественного отличия этой совокупности, произвольно содержит в себе отрицание целостности вида и допускает произвольное выделение видов. Это обстоятельство интуитивно учитывается минералогической практикой. Ведь действительно, когда мы говорим о каком-то минеральном виде, то не имеем в виду всю совокупность составляющих его индивидов, а представляем себе модель, отражающую все характерные черты представителей этой совокупности и возможные пределы отклонений от модели. В то же время при конструировании модели вида мы не можем не рассматривать вид как совокупность качественно определенных индивидов, только через нее можно прийти к выводу общих свойств и закономерностей, к определению пределов колебаний свойств различных индивидов одного и того же вида.

Минеральный вид должен рассматриваться более широко, чем простая совокупность индивидов, а именно с отражением его формы, содержания и сущности.

Формой существования минерального вида является естественное множество индивидов, характерную черту которого составляет наличие континуума индивидов, т. е. непрерывного изменения их свойств. Наличие дисконтинуума исключает возможность объединения данной совокупности индивидов в одно естественное множество.

Содержание минерального вида составляет совокупность всех входящих в него качественно определенных индивидов. Только в смысле содержания вида можно говорить, что вид есть совокупность индивидов или что он состоит из индивидов. Конечно, мы не можем учесть всего бесконечно большого числа индивидов, составляющих содержание того или иного вида, но нельзя обойтись и без статистической оценки различных параметров вида, полученных на основе изучения представительных выборок, вплоть до прикидки общей численности вида.

Сущность минерального вида определяется типом организации минеральной материи, качественно своеобразным, определенным единством в ее многообразии. Минеральный вид в этом отношении можно рассматривать как определенный тип минеральных систем, образующих минеральный уровень структурной организации неорганической материи. Он отражает степень единства и степень однородности минеральных индивидов в наиболее существенных конституционном и свойственном отношениях, достаточных для определения границ вида. Минеральный вид универсален — везде, где есть минеральная материя, минеральные системы организованы в виды.

Минеральный вид следует рассматривать в органическом единстве этих трех его сторон.

Весьма важным понятием минералогической эйдологии является тип вида — своеобразный эталон, по которому можно, с одной стороны, составить обобщенное представление о данном минеральном виде, его характеристику, а с другой — оценить специфику каждого индивида.

Подойти к разработке типа вида можно двумя путями.

Во-первых, тип вида можно представить как совокупность средних значений всех свойств составляющих его индивидов. Можно математически вывести средний химический состав вида, средние значения структурных параметров, кристаллографические характеристики, значения физических параметров и т. п. В последнее время в минералогической литературе появляются данные о подобных «средних» минеральных видах (Schron, Rosier, 1975). Этот математический путь наиболее простой, но он требует всестороннего исследования очень большого количества индивидов, а сам тип вида не будет строго стабильным — может изменяться с поступлением новых данных. Последнее обстоятель-

ство создает наиболее серьезное затруднение для использования математически среднего типа вида в качестве эталона.

Во-вторых, тип вида можно вывести теоретически на основании исследования сравнительно небольшого (но достаточно представительного) числа индивидов, установив наиболее важные закономерности их структурной организации. Сравнительно легко такой вывод производится для простых минеральных видов (моновидов). Химический состав индивидов приводится к стехиометрическому путем округления коэффициентов, кристаллическая структура идеализируется с учетом наиболее устойчивых закономерностей, выводится структурный тип, соответствующий идеализированному стехиометрическому составу, в соответствии со стехиометрическим же составом пересчитываются параметры структуры. Физические свойства типа либо выводятся с помощью физических законов из идеализированной конституционной схемы, либо определяются по эквивалентным синтезированным индивидам. Реальная кристаллографическая форма индивидов также идеализируется в правильную геометрическую, соответствующую структурной симметрии. Характеристика типа вида будет тем более полной и строгой, чем глубже мы знаем физические и химические законы кристаллического состояния вещества, чем совершеннее наша минералогическая теория. Сложные минеральные виды могут быть представлены динамическими моделями, отражающими направление и возможные пределы изменения состава, структуры, свойств индивидов. Их также можно охарактеризовать несколькими типами вида (крайние и срединные члены изоморфных рядов), но показав характер связи между ними.

В минералогии, как правило, используется второй, теоретический, путь конструирования типа минеральных видов, но наряду с ним широко используются и статистические приемы, особенно для выражения пределов изменения свойств, для отражения важных отклонений реальных индивидов от идеализированных моделей и т. п. Такое сочетание двух подходов вполне оправдано, так как на современном уровне знаний не все характеристики минерала можно вывести из его состава и структуры. Кроме того, как показывает опыт, геометрические средние большинства характеристик вида близки к характеристикам, выводимым из стехиометрического состава, как и сам химический состав статистически стремится к стехиометрическому (рис. 21, 22).

Учитывая все приведенные выше рассуждения, понятие минерального вида можно сформулировать следующим образом.

Минеральный вид — это естественное множество минеральных индивидов, химический состав, кристаллическая структура и свойства которых во всех существенных отношениях тождественны друг другу или изменяются непрерывно в естественных пределах.

Это определение минерального вида примерно с той же, лишь несколько сокращенной аргументацией было опубликовано в 1971 г. (Юшкин, 1971). После этого появились еще ряд исследо-

ваний, касающихся проблемы минерального вида, среди которых выделяются две работы: Г. Б. Бокия (1974) и Д. П. Григорьева (1975).

По Д. П. Григорьеву (1975): «...минеральный вид, включаемый в общую систему минералов, есть полная совокупность минеральных индивидов, химический состав и структура которых одинаковы или различаются в пределах состава и структуры одного химического соединения переменного состава при всех условиях его образования и преобразования» (с. 513—514). Это определение отвечает всем перечисленным требованиям, предъявляемым к формулировке понятия о минеральном виде, и почти тождественно нашему.

Особенностью эйдологического подхода Д. П. Григорьева является то, что он, кроме генерального минерального вида, к которому и относится цитированное выше определение, формулирует понятие о локальном минеральном виде как о местной совокупности минеральных индивидов одного и того же минерального вида, как о естественно обособившейся доле минерального вида.

Введение в минералогию понятия с тем содержанием, которое вкладывает Д. П. Григорьев в локальный минеральный вид, назрело давно. Особая необходимость в нем ощущается в типоморфическом анализе и в топоминералогии. Эквивалентом этого понятия является введенное нами понятие локатипа (Юшкин, 1972).

В эйдологической работе Г. Б. Бокия (1974) есть много интересных новых мыслей, но с целым рядом положений трудно согласиться. Предлагаемое Г. Б. Бокием (1974) понятие минерального вида формулируется следующим образом: «Минеральным видом называется простое вещество или химическое соединение, выкристаллизовавшееся в результате гео- или космохимического процесса из природной физико-химической системы» (с. 737). Минеральный вид, по Г. Б. Бокию, «соответствует участку фазы переменного состава, в котором один из компонентов резко преобладает, или же сложному промежуточному химическому соединению этой системы близкого к постоянному составу. Такие промежуточные химические соединения (двойные в двойных системах, тройные — в тройных и т. д.) обладают свойством делить систему на подсистемы, в которых эти соединения могут быть выбраны за компоненты» (с. 737).

Это определение несколько громоздко, в нем много излишней информации, с очевидностью вытекающей уже из прилагательного «минеральный», много неопределенностей, а самое главное оно не отражает естественных границ минерального вида. Даже наоборот, в нем заложены предложения искусственного «разрезания» естественного множества индивидов с непрерывно меняющимися свойствами на совершенно условные части, которым приписывается ранг минерального вида. В таксономии такая операция, конечно, допустима, но только не для выделения вида, для которого наличие естественных границ является совершенно обязательным, гра-

ницы вида нельзя проводить там, где их на самом деле нет. В этом определении, сконцентрировав все внимание на химической стороне минерала и упустив совершенно физическую, Г. Б. Бокий приходит в противоречие с поставленным им же самим совершенно справедливым условием, что «минеральный вид есть совокупность минеральных индивидуумов» (с. 735). Такое определение минерального вида допускает, что он может быть частью минерального индивида. Скажем, вполне реальной является ситуация с постепенным изменением в минералообразующем растворе стронций-бариевого отношения от единицы до нуля при сохранении близкой к насыщенной концентрации этих элементов. В таких условиях будут расти кристаллы, постепенно меняющие состав от $\text{Sr}[\text{SO}_4]$ через $(\text{Sr}, \text{Ba})[\text{SO}_4]$ до $\text{Ba}[\text{SO}_4]$. По Г. Б. Бокию, внутренние части этого индивида будут соответствовать одному минеральному виду (целестину), а внешние — другому (бариту), границу же между ними мы проведем внутри индивида, там, где договоримся, например, по изоплане 50%-го содержания $\text{Ba}[\text{SO}_4]$. Общественные представления о виде такую возможность «видового» деления индивида не допускают.

Все, что пишет Г. Б. Бокий о минеральном виде, будет справедливым, если мы отнесем это к самому близкому к минеральному виду внутривидовому таксону. «Минеральный вид» Г. Б. Бокия будет эквивалентен «подвиду» в понятии А. С. Поваренных (1966а) и нашем (Юшкин, 1971), или разновидности 1-го порядка, по Д. П. Григорьеву (1961б). Тогда не будет необходимости говорить как об особом свойстве неживой природы «образовывать непрерывные переходы между видами, родами и более высокими таксономическими категориями» (Бокий, 1974, с. 738). Эти переходы отражают обычные внутривидовые соотношения. Наоборот, обособленность видов в неживой природе, в частности в минеральном мире, выражена гораздо контрастнее, чем в живой. Конечно, нет никакой логической ошибки в том, что классифицируются совместно простые и сложные минеральные виды, ведь классифицируются они как непрерывные естественные множества минеральных индивидов, а не как физико-химические системы с разным числом компонентов, и в этом смысле они являются понятиями равнозначными.

Еще одно замечание к эйдологической схеме Г. Б. Бокия. Предлагаемая им идеализация конституции и свойств индивидов приводит, как это иллюстрировалось выше, к типу вида, отражающему лишь одну сторону, весьма важную, но далеко не достаточную для представления о минеральном виде (см. стр. 72).

На примере статьи Г. Б. Бокия (1974) видно, что противоречивость даже наиболее различных формулировок понятия о минеральном виде не так уж существенна, а нередко просто кажущаяся, связанная с тем, что разными авторами рассматриваются разные аспекты минерального вида. В этой проблеме сейчас между минералогами, пожалуй, гораздо больше согласия, чем разногласий. Непонятной является поэтому позиция Комиссии по новым мине-

ралам и названиям минералов ММА, самоустранившейся в последнее время от решения ключевых таксономических проблем и разработки рациональной минералогической номенклатуры. Обширные выдержки из протокола монреальского заседания этой комиссии 22 августа 1972 г., приведенные в статье Г. Б. Бокия (1974), свидетельствуют об искусственном характере трудностей, называемых комиссией «непреодолимыми». Можно сказать с уверенностью, что несколько широких дискуссий создадут надежную платформу для определения исходных эйдологических категорий и для разработки рациональной минералогической номенклатуры. Советскими минералогами, как показывает проведенный выше анализ, уже достигнут значительный прогресс в этом направлении.

Системы внутривидовых минералогических таксонов

Каждый минеральный вид в какой-то степени структурно дифференцирован. Естественные множества индивидов, составляя в общем единую систему, распадаются на естественные группировки, отличающиеся друг от друга по некоторым (устойчиво повторяющимся внутри группировок) признакам: химическому составу, физическим свойствам и т. п. Дифференцированность особенно четко выражается в сложных минеральных видах, но и простые виды тоже нередко отчетливо дифференцированы.

Дифференцированность минеральных видов определяет необходимость введения системы внутривидовых таксонов — моделей реальных минеральных систем с более высокой степенью подобия, но более узкими границами охвата, чем минеральные виды.

Для внутривидовых различий в минералогии издавна используются термины «разновидность») и «разность», в которые, однако, не вкладывается строго определенного смысла. Этими терминами называют как случайные, так и устойчивые отклонения от типа вида. Только Д. П. Григорьев (1961б) и вслед за ним А. С. Поваренных (1962, 1966а) пытались разработать строгую, научно обоснованную систему внутривидовых таксонов. В своих работах они использовали в качестве ведущих одни и те же признаки внутривидовых различий — состав и структуру, но принцип определения границ внутривидовых таксонов у Д. П. Григорьева и А. С. Поваренных разный.

Д. П. Григорьев (1961б) внутривидовые таксоны рассматривает как «естественно намеченные по частоте встречаемости группировки индивидов. . .» (с. 434), позднее (Григорьев, 1975) он стал выделять и части вида по генетическому признаку (образующиеся в разных условиях). А. С. Поваренных (1962) использует математический способ, отмечая, что «нет нужды при выделении разновидностей настаивать на сохранении естественных границ видов с совершенным изоморфизмом элементов. Граница между разновидностями здесь должна намечаться условно по середине ряда непрерывного изменения химического состава» (с. 496).

Системы внутривидовых таксонов Д. П. Григорьева и А. С. Поваренных показаны в табл. 1.

Мы полностью согласны с Д. П. Григорьевым и А. С. Поваренных, что для выделения внутривидовых таксонов должны быть приняты в качестве ведущих конституционные признаки (химический состав и кристаллическая структура), на основании которых устанавливаются естественные группировки индивидов внутри их естественных множеств. Чтобы отразить некоторые закономерные тенденции организации минерального вещества, в ряде случаев приходится прибегать к простой количественной характеристике, как это делает А. С. Поваренных. Исходя из понятия минерального вида, мы считаем наиболее рациональной такую систему внутривидовых таксонов: полувид, подвид, разновидность и разность.

Минеральный полувид (mineral semispecies) — континуум минеральных индивидов, выделяющихся внутри их естественного множества (минерального вида) как конечный ряд с непрерывным изменением химического состава и кристаллической структуры индивидов между крайними членами, являющимися элементарными компонентами совершенно изоморфной двухкомпонентной системы.

Минеральные полувиды могут быть выделены только в сложных минеральных видах; каждый полувид соответствует одному члену сложного вида, т. е. одному совершенно изоморфному ряду (рис. 25). Например, уже упоминавшийся нами вид «магнезит—сидерит—родохрозит—кальцит» состоит из трех полувидов: «магнезит—сидерит», «сидерит—родохрозит» и «родохрозит—кальцит». Типом полувида является динамическая модель бинарной системы типа $A[X] \rightleftharpoons B[X]$ или статическая типа $(A, B)[X]$.

Минеральный подвид (mineral subspecies) — континуум минеральных индивидов, выделяющихся внутри их естественного множества (минерального вида) большей близостью конституционных особенностей каждого индивида с каким-либо одним стехиометрическим типом данного множества, чем с другими типами того же множества.

Минеральные подвиды характеризуются векториальным изменением химического состава и структуры во всех возможных направлениях от стехиометрического типа до естественных пределов (в направлении совершенно изоморфных рядов) или до середины совершенно изоморфных рядов (рис. 25). В том же виде «магнезит—сидерит—родохрозит—кальцит» выделяется четыре подвида: магнезит, сидерит, родохрозит и кальцит. Типом подвида является стехиометрический тип данного континуума минеральных индивидов, т. е. конечные члены совершенно изоморфных рядов. Минеральные подвиды могут быть выделены только в сложных минеральных видах. Объем подвида эквивалентен объему простого вида, а сложный минеральный вид можно представить как связанную систему простых видов, в которой последние приобретают ранг подвидов. Наше понятие минерального подвида соответствует

Таблица 1

Системы внутривидовых минералогических таксонов по Д. П. Григорьеву и А. С. Поваренных

Внутривидовые минералогические таксоны	По Д. П. Григорьеву (1961б)	По А. С. Поваренных (1962)	По А. С. Поваренных (1966а)
<p>Минеральный подвид</p>	—	—	<p>Минеральный подвид — совокупность минеральных индивидов совершенно изоморфного вида, характеризующаяся преобладанием в своем составе одного из главных видообразующих элементов (соответствует разновидности 1-го порядка, по Д. П. Григорьеву, или разновидности А. С. Поваренных в предствлении 1962 г.)</p>
<p>Минеральная разновидность</p>	<p>Химическая минеральная разновидность — совокупность минеральных индивидов одного вида, выделяющихся среди других индивидов того же вида по устойчиво повторяющемуся отклонению химического состава (по значимости различий выделяются разновидности 1-го, 2-го и т. д. порядков)</p>	<p>Химическая минеральная разновидность — совокупность минеральных индивидов изоморфного вида, отличающаяся преобладанием в составе одного из главных минералообразующих (видообразующих) элементов (соответствует разновидности 1-го порядка, по Д. П. Григорьеву)</p>	<p>Химическая минеральная разновидность — совокупность минеральных индивидов как совершенно, так и несомненно изоморфного вида, характеризующаяся наличием в своем составе, кроме главного минералообразующего элемента, существенного количества другого изоморфного элемента (или отвечает значительной области состава совершенно изоморфного вида)</p>

Таблица 1 (продолжение)

Внутривидовые минералогические таксоны	По Д. П. Григорьеву (1961б)	По А. С. Поваренных (1962)	По А. С. Поваренных (1963а)
Минеральная разновидность	Структурная минеральная разновидность — совокупность минеральных индивидов одного вида, выделяющихся среди других индивидов того же вида по устойчиво повторяющемуся варианту структуры (энантиоморфные индивиды, полииты)	Химическая минеральная разновидность — совокупность минеральных индивидов, химический состав которых отвечает лишь незначительной области состава изоморфного вида или отличается от него и любого другого вида некоторым содержанием других элементов (соответствует разновидностям 2-го и более низких порядков, по Д. П. Григорьеву)	Структурная минеральная разновидность — совокупность минеральных индивидов данного вида, существенно отличающаяся по структуре от остальных индивидов в результате иного порядка чередования (периода повторности) слоев атомов или атомных поллюров (политы) Химическая минеральная разновидность — совокупность минеральных индивидов как совершенно, так и несовременно изоморфного вида, характеризующаяся наличием в составе, помимо главного минералообразующего элемента, незначительным содержанием (1—2%) другого изоморфного элемента или отвечает номеру (1%) в ряду совершенно изоморфного вида
	Минеральная разновидность — совокупность минеральных индивидов, отличающихся от других индивидов того же вида или разновидностей по морфологическим признакам (по важности различий выделяются разновидности 1-го, 2-го и т. д. порядков)		Структурная минеральная разновидность — совокупность минеральных индивидов данного вида, незначительно отличающихся по структуре от остальных индивидов в результате противоположного винтового расположения атомов (энантиоморфные индивиды)

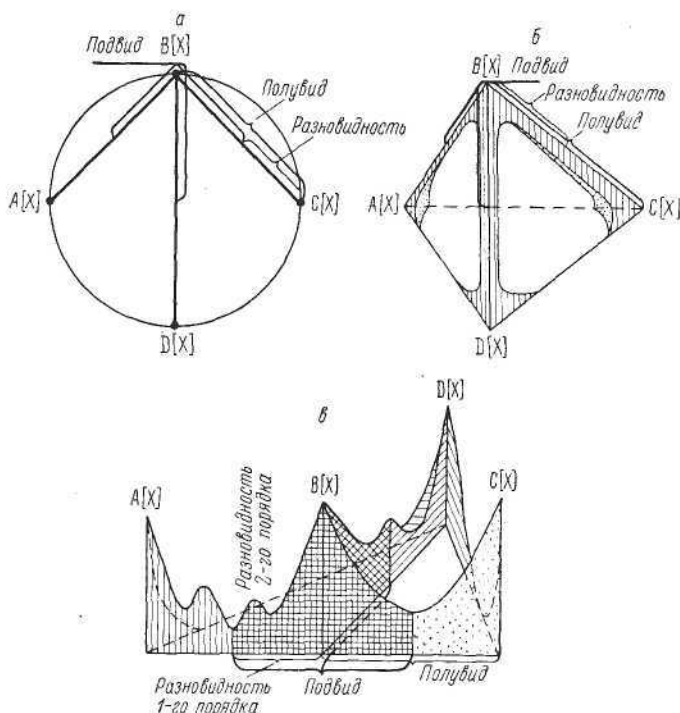


Рис. 25. Внутривидовые таксоны сложного минерального вида.

а — круговая диаграмма вида; *б* — тетраэдрическая диаграмма; *в* — кривые распределения частот встречаемости индивидов (разной штриховкой выделены отдельные подвиды).

Понятию подвида А. С. Поваренных (1966а), минеральной разновидности 1-го порядка Д. И. Григорьева (19616) или минерального вида Г. Б. Бокия (1974). Чаще всего подвиды являются естественными группировками индивидов, так как середины изоморфных рядов обычно фиксируются минимумами на кривых распределения, по иногда естественные группировки приходится разбивать искусственно по половинному соотношению компонентов.

Минеральная разновидность (mineral variety) — континуум минеральных индивидов, выделяющихся внутри их естественного множества (минерального вида) векториальной направленностью изменения конституционных особенностей.

В отличие от подвида минеральная разновидность характеризуется векториальным изменением химического состава, но не во всех возможных, а только в каком-то одном определенном направлении (рис. 25). Так, в подтипе магнезита можно выделить

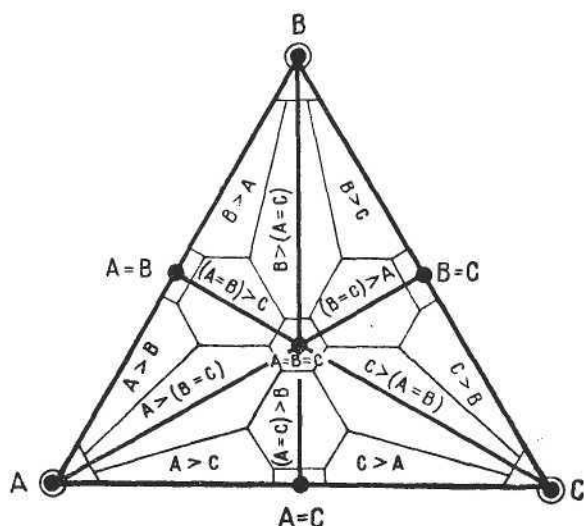


Рис. 26. Минеральные разновидности трехкомпонентного минерального вида.

следующие разновидности: сидерит- Ca ,⁶ сидерит-Mg, сидерит-Zn, сидерит-Mn.

Если присутствует несколько примесных компонентов, то разновидность выделяется по преобладающему компоненту, и только при приблизительно равном их количестве оба компонента выносятся в название — смешанные разновидности.

Общий принцип выделения разновидностей сложного минерального вида показан на рис. 26 на примере тройной системы ABC, в которой подразумевается неограниченная смесимость всех трех компонентов. В соответствии с нашими предложениями этот минеральный вид состоит из трех полувинов АВ, ВС, СА, полный набор которых как раз и подчеркивает непрерывную смесимость, и трех подвидов А, В, С, каждый из которых охватывает прилегающую к соответствующей вершине треть треугольника. В этом минеральном виде выделяется девятнадцать разновидностей: однокомпонентные — А, В, С; двухкомпонентные — $A=B$, $A=C$, $B=C$, $A > B$, $B > A$, $B > C$, $C > B$, $C > A$, $A > C$; трехкомпонентные — $A=B=C$, $A > (B=C)$, $B > (A=C)$, $C > (A=B)$, $(B=C) > A$, $(A=C) > B$, $(A=B) > C$. Поля этих разновидностей тяготеют к линиям направленного изменения состава (стороны треугольника составов, диагонали) или к точкам стабилизации состава (вершины, равнокомпонентные точки на сторонах и диагоналях треугольника).

⁶ Точка над индексом означает, что изоморфизм в этом направлении ограничен, отсутствие точки указывает на совершенный изоморфизм.

Принцип выделения минеральных разновидностей, показанный на примере трехкомпонентного минерального вида, легко переносится и на двухкомпонентные, и на многокомпонентные виды.

Наше понятие минеральной разновидности, таким образом, соответствует минеральной разновидности низших порядков Д. П. Григорьева и минеральной разновидности А. С. Поваренных.

В некоторых сложных минеральных видах кривые распределения индивидов совершенно и несовершенно изоморфных рядов имеют дополнительные четкие максимумы, отражающие устойчивые природные группировки индивидов определенного состава и структуры (см., например, рис. 21, 22). Эти группировки целесообразно выделять в виде разновидностей второго порядка, указывая при индексе примесного элемента количественные пределы его содержания в виде формульных коэффициентов. Так, в разновидности родохрозит-Са выделяется разновидность второго порядка родохрозит- $\text{Ca}_{0,30-0,50}$, в разновидности кальцит-Mn — разновидность второго порядка кальцит- $\text{Mn}_{0,35-0,50}$, в разновидности кальцит-Fe — разновидность второго порядка кальцит- $\text{Fe}_{0,15-0,35}$ и т. п. Выделение разновидностей второго порядка способствует познанию закономерностей минералообразования.

Минеральная разность (mineral difference), как это видно из табл. 1, имеет довольно разнородное, а подчас и неопределенное содержание. Вероятно, этот термин целесообразно рассматривать как термин свободного пользования, обозначая им как случайные и неустойчивые отклонения конституционных особенностей, так и устойчивые изменения морфологии и физических свойств индивидов, вызванные, однако, очень незначительными конституционными отличиями (Г. Б. Бокий использует с этой целью термин «внутривидовая разновидность»). К разностям можно относить и различные искусственно выделяемые совокупности индивидов, например отдельные номера плагиоклаза, соответствующие однопроцентному содержанию одного из видообразующих компонентов.

Предложенные Д. П. Григорьевым и А. С. Поваренных системы внутривидовых таксонов включают и чисто структурные категории — политипные и энантиоморфные модификации. Д. П. Григорьевым (19616) эти категории выводятся в ранг структурных разновидностей, а А. С. Поваренных (1966а) политипные модификации рассматриваются как структурные разновидности, а энантиоморфные — как структурные разности. Полиморфные модификации всеми авторами единодушно классифицируются как самостоятельные минеральные виды.

Структурные различия политипов одного и того же вещества, обусловленные различным сочетанием и различным периодом повторяемости одинаковых структурных элементов, нередко настолько глубоки, что вызывают изменение пространственной группы и сингонии кристаллической решетки. Например, политипы вюртцита 2Н, 4Н и 6Н кристаллизуются в пространственной

группе C_{6h}^4 гексагональной сингонии, а 15 R и 3 R — в группе C_{3h}^3 тригональной сингонии. Соответственно изменяются химический состав, морфология и физические свойства индивидов. Для различных политипов, например того же вюртцита, предложены даже самостоятельные видовые названия: вюртцит (2 H), харлбатит (4 H), флейшерит (6 H), бёргерит (15 R), матраит (3 R). Различна симметрия и энантиоморфных модификаций: структура правого кварца, например, характеризуется пространственной группой D_3^+ , а левого кварца — D_3^6 .

Мы считаем, что до накопления представительных данных по политипии минералов политипные, так же как и энантиоморфные, модификации не следует приравнивать к какому-либо рангу внутривидовых таксонов, так как такое приравнивание было бы полностью искусственным.⁷ Нет достаточных оснований и для выделения их в самостоятельные виды с собственными названиями. Эти модификации пока следует считать структурными вариантами одного вида с операциональным смыслом этого термина. Возможно, что в дальнейшем некоторые политипы удастся выделить в качестве самостоятельных видов, другие же «понизить» до одного из рангов внутривидовых таксонов.

Возможны и несколько иные подходы к выделению внутривидовых таксонов, отличающихся структурой: например, структурные типы минералов, переходящие друг в друга в результате незначительных структурных изменений, классифицируются не как отдельные виды, а как гомотипные модификации. Относить ли одинаковые по составу, но несколько различающиеся по структуре минералы к разным видам, показывает степень их различия. Например, чередование слоев слюд не является основанием для выделения отдельных видов, в то время как отличия каолинита, диоксидита и никрита достаточны для разделения их на отдельные виды (Sztrokay, 1960).

Рассмотрим в качестве примера выделения внутривидовых таксонов классификацию природных соединений осмия, иридия и рутения (тройная система).

На рис. 27 приведена номенклатура этой системы, предложенная Д. Харрисом и Л. Кабри (Harris, Cabri, 1973) и утвержденная Комиссией по новым минералам и названиям минералов ММА. В соответствии с существующими правилами в природной системе Os—Ru—Ir в качестве самостоятельных минералов выделяются четыре кубических минерала ($Fm\bar{3}m$) существенно иридиевого состава и семь гексагональных ($P6_3/mmc$) осмий-рутениевых минералов. Таксономический ранг выделяемых минералов не устанавливается.

⁷ Мы пока не можем даже показать, как отличаются химический состав и свойства различных политипов, и знаем только отдельные стороны этих отличий.

На рис. 27 дается наш вариант классификации этой системы, основанный на изложенных выше положениях. В ней выделяются два самостоятельных минеральных вида «иридий» и «иридорутеносмит»,⁸ разделенные естественной границей несмесимости компонентов и структурным переходом от кубической структуры к гексагональной. Несмесимость иллюстрируется фазовой обособленностью этих минералов в отдельных зернах; впечатляющая фотография одного из таких зерен приводится в работе Д. Харриса и Л. Кабри (Harris, Cabri, 1973).

В каждом минеральном виде выделяются следующие внутривидовые таксоны.

Минеральный вид: иридит (кубический, $O_h^3 - Fm\bar{3}m$)

Подвид: иридий⁹

Разновидности: Ir

Ir > **Os**

Ir > **Ru**

Ir > **(Ru-Os)**

Минеральный вид: «иридорутеносмит» (гексагональный, $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$)

Полувид: Os—Ru

Подвиды: Os

Ru

Разновидности: Os

Ru

Os > **Ir**

Os > **Ru**

Ru > **Os**

Ru > **Ir**

Os = **Ru**

Os = **Ru** = **Ir**

Os > **(Ru = Ir)**

Ru > **(Os = Ir)**

(Os = Ru) > **Ir**

(Os = Ir) > **Ru**

(Ru = Ir) > **Os**

В этом списке перечислены все возможные разновидности исходя из предположения равномерного распределения составов по всему полю тройной диаграммы. В природе обнаружены пока не все разновидности, как это видно из распределения конкретных составов на диаграмме (рис. 27), поэтому в приведенном списке жирным шрифтом выделены известные к настоящему времени разновидности. Для минерального вида «иридий» их всего две из четырех предполагаемых, для «иридорутеносмита» — восемь из тринадцати.

Предлагаемый нами вариант выделения внутривидовых таксонов приводит к введению несколько большего числа разновидностей, чем вариант Д. Харриса и Л. Кабри, но он более объективно отражает основные тенденции изменения составов многокомпонентных систем.

⁸ Названия, как уже отмечалось, здесь и далее условные.

⁹ Соответствует объему вида.

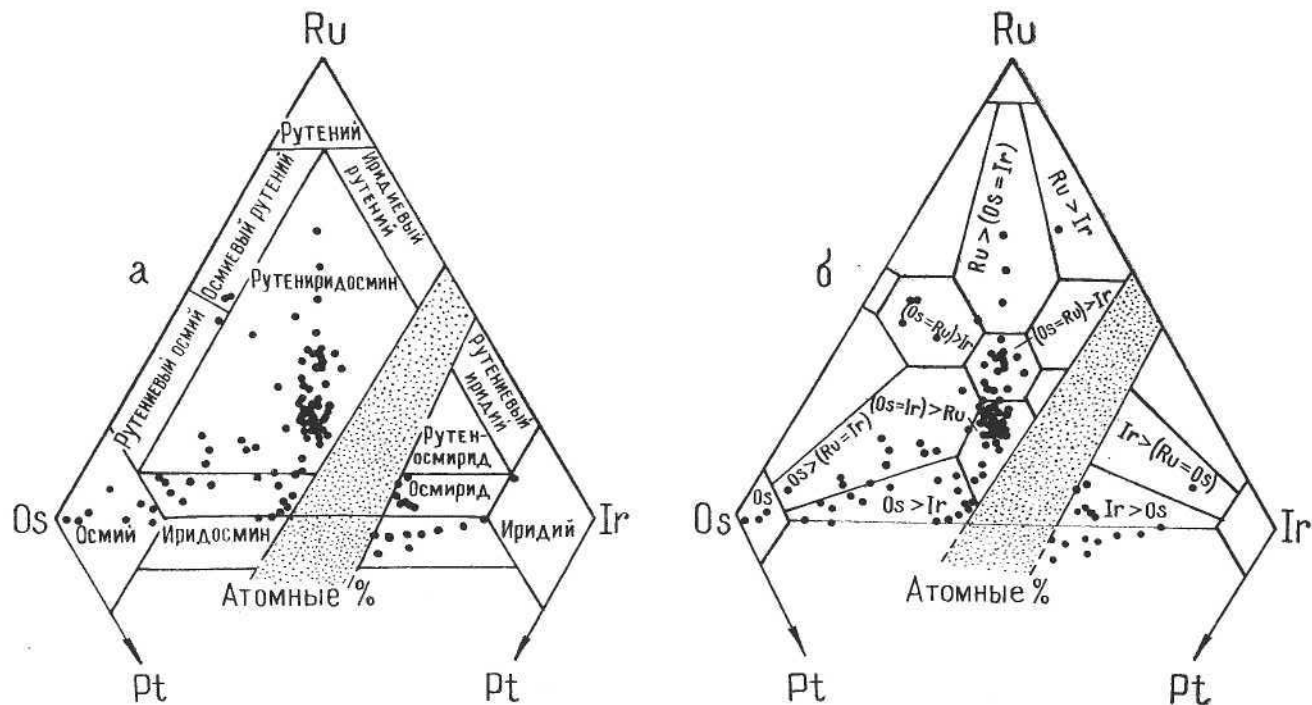


Рис. 27. Естественные сплавы осмия, иридия и рутения.

а — номенклатура в тройной системе Os—Ru—Ir, утвержденная Комиссией по новым минералам и названиям минералов ММА (Harris, Cabri, 1973); б — минеральные разновидности минеральных видов «иридорутеносмит» (гексагональный) и «иридий» (кубический).

Пример классификации минералов природной системы осмий-рутений—иридий отчетливо показывает, что если выделение границ минеральных видов не допускает никакого субъективизма (это естественные границы), то решение проблемы внутривидовых таксонов связано с выбором из бесконечно большого числа возможных вариантов такого, который был бы наиболее удобен и для минералогической систематики, и для региональноминералогических, и для минералогенетических исследований. Единственный путь внедрения оптимального варианта — утверждение ММА после всестороннего обсуждения в международном масштабе.

Минералогические таксоны высших порядков (надвидовые)

В выделении надвидовых минералогических таксонов, в основу которых положен конституционный принцип, значительно больше единодушия и ясности, чем во внутривидовых определениях. Это, может быть, объясняется тем, что вопросы классификации минералов рассматривались как основные начиная еще с глубокой древности (Поваренных, 1970б). История классификаций минералов ярко иллюстрирует и прогресс всей минералогической науки, основные этапы ее развития. Самые древние формальные классификационные схемы Теофраста и Плиния Старшего, основанные на практической ценности минералов, начиная с работ Ибн-Сины уступают место все более и более совершенным классификациям, базирующимся на свойствах минералов. Это знаменитые схемы И. Валериуса, А. Кронштедта, А. Вернера и др. С первой половины XIX в. в основу классификаций ложится химический принцип (классификации Д. Дана, Г. Розе), хотя отражение химизма минералов в их систематике уже четко прослеживается и в работах второй половины XVIII в. (Р. Керван, В. М. Севергин). Основу современных классификаций составляет конституционный принцип, учитывающий химический состав и структуру минералов, которые полностью определяют их специфику.

Используемые сейчас классификации близки друг другу. Различия заключаются в некоторых особенностях классификационного подхода различных авторов и в дробности надвидовых рангов. Наиболее подробной и обоснованной, пожалуй, является система А. С. Поваренных (1966а), приведенная в табл. 2.

Эта в общем-то удачная система нам представляется только излишне дробной, что затрудняет пользование ею. Совершенно безболезненно может быть исключена система типа, так как разделение минерального мира на гомеоатомные и близкие к ним соединения, сульфиды и аналогичные им соединения, кислородные соединения и галоидные соединения не приносит особой пользы ни классификационным, ни диагностическим целям. Более конкретные классы содержат в себе всю необходимую информацию, и они достаточно компактны (немного больше двух десятков),

Таблица 2
Система надвидовых минералогических таксонов
 по А. С. Поваренных (1966а)

Степень классификации	Классифицирующий признак (основание деления)	Краткая характеристика классифицирующего признака
Тип	Химический состав	Тип химического соединения (определяет доминирующий характер химической связи)
Класс	« «	Тип ведущего электроотрицательного элемента или радикала (определяет тип химического соединения)
Подкласс	Атомное строение	Тип структурного мотива (определяет распределение прочнейших связей между атомами в структуре)
Отдел	Химический состав или атомное строение	Степень сложности состава или строения минеральных видов
Группа	Химический состав и атомное строение	Сходство состава и плана строения (структурная близость — гомеотипия)
Подгруппа	Атомное строение	Сходство деталей строения (структурное тождество — изотипия)
Вид	Химический состав	Тождество химического состава в пределах изоморфного замещения элементов, допускаемого типом структуры

чтобы быть высшими минералогическими таксонами. Также безболезненно можно исключить и группу, возведя в ранг последней содержание подгруппы.

Следовательно, вполне достаточны четыре ступени надвидовых таксонов: группа → отдел → подкласс → класс; более дробное выделение таксонов целесообразно только для специальных исследований.

Что же касается распределения минералов внутри какой-то одной таксономической ступени, то оно проводится в значительной степени интуитивно, а иногда и в соответствии со сложившимися традициями. Например, классы, как правило, располагаются в следующем порядке: тип I — 1) простые вещества, 2) карбиды, нитриды, фосфиды; тип II — 1) арсениды, антимониды, висмутиды, 2) теллуриды, 3) сульфиды и селениды; тип III — 1) окислы, 2) гидроокислы и оксигидраты, 3) силикаты, 4) бораты, 5) ванадаты, 6) арсенаты, 7) фосфаты, 8) теллуриды и селениды, 9) вольфраматы и молибдаты, 10) хромиты, 11) сульфаты, 12) карбонаты, 13) податы, 14) пириты; тип IV — 1) хлориды, 2) окси- и гидроксигалогениды, 3) фториды (Поваренных, 1966а, Sztrókay, 1961).

Очевидно, настало время использования в классификации минералов количественных показателей. Рекомендуется, например, использование объемного коэффициента V_o , являющегося отношением объема ячейки к объему слагающих ее атомов (Sztrókay, 1961), или структурной рыхлости (Евзикова, 1972). Эти характе-

ристики позволяют внести в классификацию и некоторый генетический принцип, но наиболее удовлетворительно генетическая классификация может быть составлена только на основе энтропии состава и структуры минералов.

О номенклатуре таксономических систем

За длительную историю развития минералогии делались многочисленные попытки упорядочения номенклатуры таксономических систем (обзор см. в кн.: Поваренных, 1966а, 1966б). Однако до сих пор нет общепринятых принципов минералогической номенклатуры. Новые названия присваиваются минералам в значительной мере произвольно. Не очень охотно обсуждают номенклатурные проблемы национальные и международные минералогические общества и ассоциации. Правда, в 1966 г. Комиссией по новым минералам и названиям минералов ММА были выработаны скромные рекомендации, касающиеся тех таксономических систем, которым следует давать собственные названия (Франк-Каменецкий, 1967). Собственные названия рекомендуется присваивать только конечным членам изоморфных рядов, а все промежуточные члены именовать по преобладающему компоненту с добавкой на втором месте символов примесных элементов (например, форстерит-Fe, сфалерит-Fe и т. п.). Таким образом, собственные названия даются простым видам и подвидам сложных видов (в нашем понимании).

Выбор названий осуществляется произвольно. По традиции названия минералов чаще всего даются по месту находки, по особенностям их химического состава и свойств, часто в названиях отражаются имена ученых и общественных деятелей, знаменательные события и т. п.

Крупнейшими минералогами мира неоднократно высказывались предложения о рационализации минералогической номенклатуры. Многие из них предлагали свои принципы номенклатуры (Болдырев, 1928; Григорьев, 1947; Fleicher, 1947; McConnell, 1948; Winchell, 1949; Поваренных, 1960, 1965, 1966а, 1966б, и др.). Первой научной схемой минералогической номенклатуры является схема Д. П. Григорьева (1947). Наиболее энергично к разработке номенклатуры подошел А. С. Поваренных, который не только разработал всеобъемлющий вариант рациональной минералогической номенклатуры, но и частично осуществил ее в своей книге (Поваренных, 1966а).

Основные особенности предложенной А. С. Поваренных номенклатуры сводятся к следующему. Собственные названия присваиваются только минеральным видам и строятся на химической основе. Основу названия составляет полное или сокращенное перечисление электроположительных элементов в той их последовательности, в какой они составляют кристаллохимическую формулу минерала. Электроотрицательный элемент, или радикал,

отражается специальным окончанием, например -ит — у гомоатомных соединений (самородных элементов), -арсит — у арсенидов, -сулит — у сульфидов, -оксит — у окислов, -силит — у силикатов и т. п. Специальным окончанием в необходимых случаях указывается и структурный мотив: -тилит — цепной, -филлит — слоистый, -тектит — каркасный. Названия полиморфных минеральных видов, различающихся структурным мотивом или координацией атомов, строятся с использованием соответствующих приставок: кубо-, гекса-, триго-, тетра-, орто-, клино-, триклин-, пара- (последняя приставка используется в том случае, если оба минеральных вида принадлежат одной и той же сингонии). Вводятся и некоторые другие слоги, конкретизирующие представление о конституции минерального вида, например, -ог- (присутствие гидроксила), -ги- (присутствие воды) и т. п. В соответствии с этими правилами вид $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{CO}_3$ будет иметь название магферцит, $\text{Fe}_5\text{LaFe}_3\text{Ti}_{12}\text{O}_{25}$ — фелафертитоксит, $\text{Cu}[\text{SO}_4]$ — куприсит, NiAs — никарсит, Ni_3As_2 — триникдиарсит, $\text{FeSbS}_{1\frac{1}{2}}$ — ферстибусулит, $\text{K}_2[\text{Fe}^{3+}(\text{H}_2\text{O})\text{Cl}_5]$ — каферригихлит, $\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — купридигидрат и т. п.

Предложенная А. С. Поваренных номенклатура, а еще больше способ ее внедрения широко обсуждались на страницах отечественной и зарубежной литературы, поэтому нет необходимости еще раз разбирать ее достоинства и недостатки. В общем, расценивая работу А. С. Поваренных как весьма нужную и своевременную, мы полностью разделяем ту оценку, которую дал ей В. Б. Татарский (1968), и присоединяемся к его выводу. Действительно, проект А. С. Поваренных опирается на лучшие разработки предшественников, находится на уровне современных достижений теоретической минералогии и должен быть принят для детального обсуждения. На его основе могут быть выработаны правила рациональной номенклатуры и рекомендованы Комиссией по новым минералам ВМО для введения в минералогическую практику.

С того момента, как А. С. Поваренных своими реформистскими предложениями взбудоражил мир минералогов, прошло десять лет, но существенного прогресса в решении номенклатурных проблем не достигнуто. Время от времени, правда, появляются статьи по вопросам минералогической номенклатуры (Лазаренко, Квитко, 1972), но в них делаются только попытки улучшения сложившейся формальной номенклатуры минералов. Хотя эти работы и представляют интерес для разработки номенклатуры внутривидовых таксонов, но они не вносят ничего нового в решение актуальной проблемы рациональной номенклатуры минеральных видов.

Рассмотрев вопрос о современном состоянии поисков рациональной минералогической номенклатуры, мы считаем необходимым сделать несколько замечаний и предложений.

1. Вопрос о внедрении в минералогическую теорию и практику рациональной номенклатуры давно назрел. Отсутствие такой номенклатуры затрудняет работу с огромным и неупорядоченным

минералогическим каталогом и сдерживает развитие ряда направлений минералогической науки (в первую очередь систематики, минералогической эйдологии и филогении минералов).

2. Поскольку авторитетные международные минералогические организации, которым следовало бы взять на себя руководство разработкой и внедрением рациональной минералогической номенклатуры, оказались не подготовленными к решению этой проблемы и самоустранились от нее (Бокий, 1974), а основные результаты в этом направлении достигнуты советской школой минералогов, Всесоюзное минералогическое общество должно завершить работу над созданием рациональной номенклатуры.

3. Единственной достаточно глубоко разработанной и подготовленной к широкому обсуждению системой рациональной минералогической номенклатуры является система А. С. Поваренных. Ее, очевидно, и следует признать за основу при подготовке проекта, вынесенного на общеминералогическую дискуссию. Совершенно необходимо, чтобы такая дискуссия была хорошо подготовлена.

4. Сопротивление внедрению в минералогию даже элементов рациональной номенклатуры вызвано естественной боязнью неудобств, связанных с заменой старых привычных (а часто красивых и поэтичных) названий минералов новыми, на первый взгляд непонятными, тяжеловесными и скучными. Но здесь не учитывается главное: рационализация номенклатуры — это не простая замена названий, она связана с существенной перестройкой всей таксономической системы, в первую очередь с ревизией минеральных видов, с выделением их в естественных границах. Простое переименование минералов, конечно, бессмысленно. Надо найти такой путь внедрения рациональной номенклатуры, который позволил бы сохранить и старые формальные названия.

5. Рациональные названия следует присвоить в первую очередь минеральным видам. Поскольку объем многих сложных минеральных видов еще не определен в соответствии с требованиями научной таксономии и они не имеют собственных названий, то введение рациональной номенклатуры не внесет каких-либо затруднений, как это кажется на первый взгляд. Комиссия по новым минералам и названиям минералов ММА все равно выносит решения о наименовании видов в их новых объемах (как это имело место, например, с минералами системы Os—Ru—Ir), нужно лишь, чтобы эта работа была планомерной, а присваиваемые названия — рациональными.

Собственные названия, вероятно, должны иметь и подвиды. Новым подвидам целесообразно давать рациональные названия, производные от названий соответствующих минеральных видов, а за уже известными минеральными видами можно сохранить как синоним и старое формальное название. Полуvidы, как указывалось выше, отражают ряды непрерывного изменения конституции и свойств между двумя какими-то подвидами, поэтому их названия лучше составлять из названий соответствующих под-

видов, написанных через дефис. Минеральная разновидность должна иметь рациональное название, производное от названия данного вида, но отражающее специфику разновидности. Названия минеральной разности можно строить из рационального названия соответствующего минерального вида и прилагательного, характеризующего особенность данной разности; допустимо и сохранение уже существующих формальных названий особенно распространенных разностей.

6. Что касается принципов составления рациональных названий минеральных видов и внутривидовых таксонов, то в работах Д. П. Григорьева (1947), А. С. Поваренных (1968, 1970), Е. К. Лазаренко и И. С. Квитко (1972), Г. Б. Бокия (1974), рекомендациях ММА (Франк-Каменецкий, 1967) содержится достаточно много интересных предложений. На их основе можно выработать достаточно четкие принципы рациональной номенклатуры. Не надо особенно бояться сложности названий минеральных видов и сокращать их в ущерб информативности, но в то же время в названиях подвидов необходимо стремиться к максимальной лаконичности.

Учитывая имеющиеся рекомендации, номенклатуру гексагонального и кубического минеральных видов системы Os—Ru—Ir можно дать, например, в таком варианте:¹⁰

Минеральный вид: придорутеносмит (sp.)

Полувид: осмит-рутенит (semisp.)

Подвиды: осмит [самородный осмий] (subsp.)

Разновидности: осмит (v.)

осмит-Ir

осмит-Ru

осмит-Ru, Ir

осмит-(Os=Ir > Ru)

осмит-(Os= Ru)

осмит-(Os= Ru > Ir)

осмит-Os, Ir, Ru

Минеральный вид: иридит (sp.)

Подвид: иридит [осмирид] (subsp.)

Разновидности: иридит (v.)

иридит-Os

иридит-Ru

иридит-Ru, Os

рутенит [самородный
рутенит] (subsp.)

рутенит (v.)

рутенит-Ir

рутенит-Os

рутенит-Os, Ir

рутенит-(Ru=Ir > Os)

[рутенит-(Ru=Os)]

[рутенит (Ru=Os >
> Ir)]

[рутенит-Os Ir, Ru]

Для внутривидовых таксонов можно принять и двойные названия с соответствующим прилагательным, как это предлагают Д. П. Григорьев (1947), М. Флейшер (Fleischer, 1966), Е. К. Лазаренко и И. С. Квитко (1972) и др.

¹⁰ Пояснения sp.— species, semisp.— semispecies, subsp.— subspecies, v.— variety, d.— difference ставятся у названий в том случае, если по названию нельзя заключить, к таксону какого ранга оно относится.

Существование двойных названий (рационального и бытового) не должно нас особенно пугать, так как опыт других естественных наук (биологии, химии), уже давно использующих двойную номенклатуру, свидетельствует, что трудности здесь только кажущиеся. Противниками рациональной номенклатуры обычно приводится возражение, что изменение названий минералов отрицательно скажется на терминологическом аппарате смежных наук. Е. К. Лазаренко и И. С. Квитко (1972) пишут, например: «...А. С. Поваренных переименовывает широко известный минерал буру в натрогидроборит, а ведь этот минерал под названием „бура“ употребляется, кроме минералогии, в медицине, металлургии, сельском хозяйстве, химической промышленности и др., и принятие нового названия повлекло бы ломку терминологических систем и этих отраслей знания» (с. 448). Эти опасения беспочвенны. Возьмем любой вид из системы биологии, скажем, *Alopex lagopus*. Наличие номенклатурного видового названия ничуть не мешает пользоваться бытовым названием песец в охотоведческой научной литературе, да и в биологии, когда не требуется особой терминологической строгости. Кстати, и бура из цитированного выше неудачного примера в химической номенклатуре имеет рациональное название «натрий тетраборнокислый», так что никакой ломки терминологической системы химии, как и других наук, не произойдет.

Таким образом, после введения рациональной номенклатуры основой минералогической системы будет система минеральных видов с их рациональными названиями, используемыми в первую очередь в систематике и описательной минералогии. Наряду с нею сохранится и старая система минералов со смешанными рационально-формальными или двойными названиями. Это система минеральных подвидов, подчиненная системе минеральных видов. В постепенно складывающейся «новой минералогии» она уступит ведущее место системе минеральных видов, но, очевидно, в прикладной минералогии минеральный подвид с его формальным «бытовым» названием еще очень долго будет служить основной операциональной единицей.

В заключение еще раз подчеркнем, что создание рациональной минералогической номенклатуры — давно назревшая необходимость. Химия и биология успешно справились с решением этой задачи, хотя это было сделать труднее, чем в минералогии, во-первых, потому что бытовые названия объектов укоренились в обращении прочнее, чем названия минералов, а во-вторых, арсенал объектов шире и разнообразнее. В том что минералогическая система до сих пор не имеет рациональной номенклатуры и находится в этом отношении на уровне долининеевской биологии, виноваты не объективные трудности, которые вполне преодолимы, а наша консервативность.

О числе минеральных видов и их прогнозе

К сожалению, минералогия не может вполне определенно ответить на вопрос, сколько известно на тот или иной период минеральных видов. Обычно приводятся очень приблизительные цифры: около 2000, не более 3000 и т. п. Эта неопределенность связана с неупорядоченностью минералогического каталога, хотя попытки определения числа минеральных видов неоднократно предпринимались. По А. С. Поваренных (1966а), на 1 декабря 1965 г. было известно 1692 минеральных вида, более или менее твердо установленных в объеме строгого понятия этого таксона. М. Флейшер (Fleischer, 1969), проводивший ревизию минеральных видов, определяет их число по состоянию на 1 января 1969 г. в 1950 видов. Столь заметная разница в числе минеральных видов объясняется различным подходом к определению границ вида. Например, в четырехкомпонентной серии $(\text{Mn}, \text{Fe}) (\text{Ta}, \text{Nb})_2 \text{O}_6$ М. Флейшер выделяет четыре самостоятельных минеральных вида, А. С. Поваренных — один, некоторые исследователи — два. Очевидно, ближе к истине цифра, приведенная А. С. Поваренных.

Каждый год в минералогический каталог добавляется от 30 до 100 новых названий минералов, хотя число достоверно новых минеральных видов значительно меньше (по М. Флейшеру — около 40). На диаграмме (рис. 28), построенной по данным обзоров, опубликованных в «Записках Всесоюзного минералогического общества» в период с 1955 по 1974 г. Э. М. Бонштедт-Куплетской, и позднее Т. А. Яковлевской, сделана попытка показать динамику открытия новых минеральных видов за последние 20 лет. Диаграмма свидетельствует о постоянно увеличивающемся числе открываемых ежегодно новых минералов, которое сейчас колеблется от 40 до 60. Если эта тенденция сохранится, то к 2000 г. ежегодный прирост достигнет примерно 80 минеральных видов, однако серьезные успехи в минералогической диагностике должны существенно ускорить прирост числа минералов.

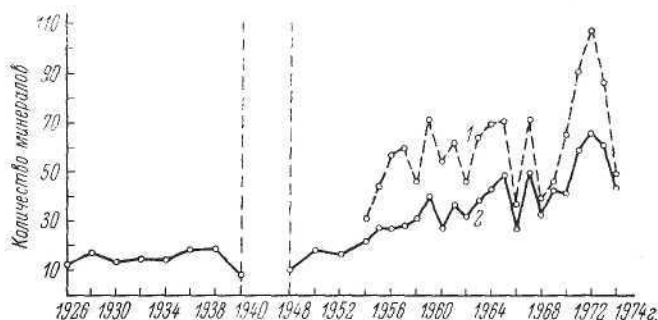


Рис. 28. Динамика открытий новых минералов.

1 — новые названия; 2 — названия достоверно новых минералов (данные до 1954 г. приблизительные, на 1974 г., очевидно, неполные).

Из диаграммы можно вывести одну интересную качественную особенность пополнения минералогического каталога. После 1965 г. разрыв между числом новых названий и числом достоверно новых минералов сократился очень заметно, что является следствием эффективной консультационной и экспертной работы Комиссии по новым минералам национальных минералогических обществ и ММА. С 1970 г. этот разрыв вновь стал увеличиваться. Вероятно, это связано с широким использованием рентгеновского микронзонда, который дает возможность определять состав ранее недоступных для исследования зерен минералов микроскопических размеров, но не всегда удается провести исследование корректно, а тем более исследовать кристаллическую структуру микрозерен, сведения о которой абсолютно необходимы для установления новизны минерала.

Возможно ли предсказание новых минеральных видов? П. П. Пилипенко (1930) и А. А. Сауков (1946) обратили внимание на закономерную связь числа минеральных видов с кларками минералообразующих элементов. Эта закономерность, определяемая законом действующих масс, в принципе может открыть путь для примерной оценки общего числа минеральных видов, даже дифференцируя их по химической конституции. Необходимо, однако, учитывать отклонения от этой закономерности (повышение или понижение возможности видообразования), связанные с кристаллохимическими (изоморфное поглощение элементов), термодинамическими и генетическими особенностями (Поваренных, 1969).

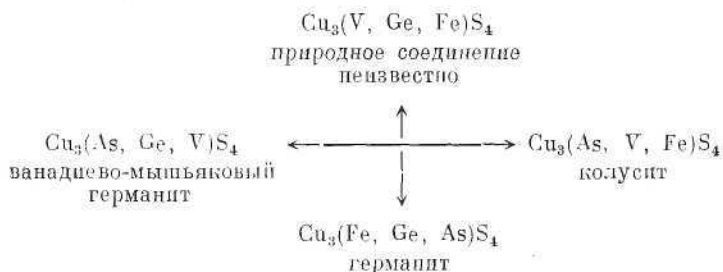
На основе кристаллохимических законов можно вывести практически все возможные виды кристаллических веществ, но не все они могут образоваться в условиях земной коры. Для решения вопроса о возможности образования и существования того или иного химического соединения с кристаллической структурой в геологических условиях необходимы или термодинамические расчеты (если, разумеется, определены соответствующие константы), или экспериментальные исследования, или анализ закономерностей образования и существования конституционно близких минеральных видов.

Минералогия располагает большим числом примеров удачного прогноза, когда предсказывавшиеся теоретически и синтезированные в лабораториях минералы обнаруживались затем в природе, причем в тех условиях, в которых они ожидалось.

Хрестоматийным стал пример стишовита — сверхплотной (пл. 4.28) модификации SiO_2 . Он был получен в 1961 г. С. М. Стишовым и С. В. Поповой из кварца при давлении 160—200 кбар и температуре 1200—1400° С, а затем найден Е. Чао в 1962 г. в метеоритном кратере в штате Аризона. Нами в 1966 г. был открыт минерал черновит Y $[\text{AsO}_4]$ (Голдин, Юшкин, Фишман, 1967), синтезированный еще в 1934 г. М. Страда и Г. Швендиманном (Strada, Schwendimann, 1934). Позднее были обнаружены и промежу-

жуточные члены предполагавшегося нами изоморфного ряда черновит—ксенотим (Groeser, Schawander, Stalder, 1973).

Приведем пример еще не открытого, но, вероятно, существующего минерального вида. Анализируя таксономические соотношения минералов группы германита (Юшкин, Еремин, Янулов, Хорошилова, 1975), мы установили, что минералы с структурой T_d^3-143m образуют четырехкомпонентную систему, крайними членами которой являются, однако, не одинарные составы (не вершины тетраэдра), как в группе сульванита, а тройные (грани тетраэдра). Эту систему схематически можно изобразить так:



В минеральном мире сейчас известны три крайних члена: колусит, германит и ванадиево-мышьяковый германит. Четвертый член — $\text{Cu}_3(\text{V}, \text{Ge}, \text{Fe})\text{S}_4$ — среди природных химических соединений пока неизвестен, однако существование его в парагенезисе минералов группы германита с железистыми минералами по минералогическим и геохимическим данным вполне вероятно. Это потенциально новый минерал. Соединения промежуточного состава также не встречены; видимо, изоморфизм между крайними членами ограничен, и каждый член является самостоятельным минеральным видом.

Прогноз новых минеральных видов, следовательно, вполне возможен. Можно было бы, пожалуй, осуществить прогноз новых видов во всем объеме минерального мира. Более того, такая попытка уже делалась для классов простых веществ, карбидов, нитридов, фосфидов, арсенидов, антимонидов, висмутидов, теллуридов, сульфидов и селенидов (Поваренных, 1967). Однако вряд ли сейчас есть острая необходимость в таком глобальном прогнозе, требующим столь больших затрат труда, но для оперативного прогнозирования все эти попытки представляют очень большой интерес.

В этом очерке сделана попытка разработать общее и по возможности строгое понятие о минерале, минеральном уровне организации материи, о минеральном индивиде, минеральном виде, внутривидовых и надвидовых таксономических системах минералогии, которые дают представление об объектах этой науки. Проведенный анализ вскрывает целый комплекс проблем, требую-

щих детального изучения. Особенно это относится к таксономическим системам.

Совершенно очевидна необходимость разработки комплекса удобных и надежных методов проведения границ видов и внутри-видовых границ, т. е. методов таксономического анализа на основе математической статистики. Требуется совершенствования и сама таксономическая система, в частности установления таксономического ранга различных структурных модификаций. Очень мало работ выполнено по систематическому анализу отдельных минеральных видов, особенно сложных, и пока минералогия не располагает необходимыми материалами не только для составления соответствующего справочника, но даже и списка минеральных видов в их естественных границах. Наконец, встает целый комплекс нерешенных генетических проблем, связанных с видообразованием, изменением границ видов в эволюции минералогенетических процессов, устойчивостью минеральных видов и т. п.

Подчеркнем еще раз, что минералогия накопила более чем достаточное количество нерешенных проблем, чтобы создались предпосылки для зарождения самостоятельной отрасли минералогического знания — науки о минеральном виде, или минералогической эйдологии, призванной разработать всеобъемлющую теорию вида в статике и в эволюции.

СИНМИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Минералы распределены в земной коре неравномерно, но не случайно. Они образуют различные по составу и структурным отношениям сообщества. Сообщества минералов носят закономерный характер, устойчиво повторяются в минеральных телах одинаковой генетической природы, их формирование является закономерным следствием развития определенных минералогенетических процессов. Исследование минеральных сообществ, раскрытие связей между их элементарными членами, установление законов агрегации минералов в сообществе является весьма важной функцией минералогии с серьезными теоретическими и практическими следствиями. Не случайно проблемы структурных и генетических связей минералов постоянно привлекали внимание широкого круга минералогов.

На совместное нахождение определенных минералов обращали внимание еще древние и особенно средневековые рудознатцы, но первым, кто увидел в этом объективную закономерность, был В. М. Севергин (1798). Он ввел в научную минералогия понятие о смежности минералов: «Смежностью минералов называю я совместное пребывание двух или многих минералов в каком-либо месте, которое заслуживает особого примечания. На пр. сопряжения кварца со слюдой, с самородным золотом и проч., из-

вестного шпата со свинцовым блеском, с самородным серебром и проч. . .» (с. 85). И далее о причинах смежности: «Зависит ли сие единственно от позднейшего или юнейшего образования, или также и от самого внутреннего смещения различных пород земель и камней, должны решить будущие времена» (с. 86).

Через полвека немецкий минералог А. Брейтгаупт (Breithaupt, 1849) ввел термин «парагенезис минералов» примерно с тем же содержанием, что и «смежность». «Под парагенезисом минералов следует понимать более или менее выраженный способ их совместного нахождения — ассоциации» [перевод А. Е. Ферсмана (1958), с. 379]. Этот термин и укоренился в минералогической литературе. В англоязычных странах более популярным до последнего времени был нейтральный термин — минеральная ассоциация (Rosier, 1972).

Послебрейтгауптский период характеризуется анализом сообществ минералов с позиций их парагенезиса. Постепенно этому понятию придается все более генетический смысл (Cognu, 1908; Ферсман, 1940), а определяющим подходом к природе парагенезисов начиная с известных работ А. Г. Бетехтина (1949, 1950, 1951) становится физико-химический. Подход этот оказался весьма плодотворным и ознаменовался разработкой очень эффективного метода минералогенетических исследований — парагенетического анализа (Коржинский, 1957, 1973; Жариков, 1961; Маракушев, Перчук, 1965).

Реальные сообщества минералов весьма разнообразны, и их структура зачастую не укладывается в рамки классического понятия о парагенезисе. Это обстоятельство породило оживленную дискуссию о парагенезисе, принявшую международный характер. В Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (IAGOD) работает даже специальная комиссия по парагенезисам, регулярно заслушивающая и обсуждающая доклады минералогов разных стран по «парагенетической» тематике (в 1970 г. на сессии IMA-IAGOD-70 в Киото обсуждалось 8 докладов, в 1974 на IV симпозиуме IAGOD-74 в Варне — 22). В печати появилось большое число весьма обстоятельных работ о парагенезисах минералов. Среди них следует выделить работы А. Г. Бетехтина (1949, 1950, 1951), А. Б. Вистелиуса (1943, 1948), Н. В. Петровской (1965, 1967, 1974), И. Костова ((Rostov, 1965, 1968), В. А. Жарикова (1968), Х. И. Рёзлера (Rosier, 1969, 1972), Ф. Ангела (Ahgel, 1969), Л. Васильева (1969), Дж. Бернарда (Bernard, 1971), С. Саркара (Sarkar, 1971), В. И. Васильева, В. И. Драгунова, Д. В. Рундквиста (1972, 1974), О. П. Иванова (1972), Ю. А. Воронина, Э. А. Еганова (1972), С. А. Юшко (1972), Р. Сен и А. Маккерджи (Sen, Mukherjee, 1972), Т. М. Кайковой (1974), В. Ф. Мягкова (1974), Г. Джува (Juve, 1974) и др.

Особенно плодотворно в проблеме парагенезиса минералов работает советская школа во главе с Д. С. Коржинским, немецкая (фрайбергская) — во главе с Х. И. Рёзлером и болгарская —

Во главе с И. Костовым. Интересные исследования ведутся в Индии, Канаде, Нидерландах, США, Финляндии, Швеции, Японии.

На Международном коллоквиуме по проблеме минеральных парагенезисов, проводившемся в 1966 г. во Фрайберге (ГДР) по случаю 175-летнего юбилея Ф. А. Брейтгаупта были сформулированы следующие определения, отражающие наиболее общепринятую точку зрения: «Минеральная ассоциация — это сообщество минералов, обязанных своим происхождением генетически различным актам, и тем самым их сочетание может быть случайным.

Минеральный парагенезис — это минеральная ассоциация, которая возникла закономерно в течение процесса, строго ограниченного определенным отрезком времени, пространством и физико-химическими условиями» (О международном коллоквиуме. . ., 1967, с. 118).

Широкая дискуссия по этой проблеме проходила и до коллоквиума, и после него, и в результате появилось большое число формулировок понятия «парагенезис минералов», в которое вкладывается далеко не один и тот же смысл. Рассмотрим несколько наиболее популярных толкований этого термина, отражающих различные взгляды на сущность парагенезисов.

1. Парагенезис — совместное нахождение минералов любой генетической природы (в понятие вкладывается тот же смысл, который придавал В. М. Севергин, Ф. А. Брейтгаупт, а позднее В. И. Вернадский (1910) и др.; многими минералогами сейчас этот смысл вкладывался в другое понятие — «минеральная ассоциация»).

2. Парагенезис — генетически закономерная минеральная ассоциация, сущность которой отражается приведенным выше определением фрайбергского коллоквиума; в других вариантах несколько меняются лишь остающиеся все равно неопределенными «отрезки времени», «пространство», «физико-химические условия» (Rosier, Wolf, 1969; Rosier, 1972; Димитров, 1972; Кайкова, 1974, и др.).

3. Парагенезис — совокупность минералов, образовавшихся совместно (одновременно) (Иванов, 1972). Эта трактовка, как и ряд следующих, несколько конкретизирует, точнее, сужает фрайбергскую.

4. Парагенезис — «такое сонахождение минералов, которое обусловлено их одновременным образованием как продуктов одной и той же стадии одного процесса» (Коржинский, 1957, с. 3). Вещественным эквивалентом одной стадии минералообразования считают парагенезис и другие минералоги (Бетехтин и др., 1958).

5. Парагенезис — совокупность минералов, образовавшихся одновременно путем последовательной кристаллизации или в результате замещения (Бетехтин, 1949, 1958; Годовиков, 1973, и др.).

6. Парагенезис — «сонахождение минералов с продуктами их последующего разложения» (Коржинский, 1973, с. 7).

7. «Последовательность образования минералов во времени называется парагенезисом месторождения. . .» (Парк, Мак-Дормид, 1966, с. 190).

8. Парагенезис — совокупность совместно существующих а находящихся в равновесии минералов (Петровская, 1967; Жариков, 1968; Перцев, 1970). Иногда в эту трактовку вводятся уточнения о совместном и одновременном возникновении находящихся в равновесии минералов (Булах, 1974), Д. С. Коржинский (1973) называет подобную ассоциацию равновесным парагенезисом.

9. Парагенезис — совокупность минералов, связанных статистически устойчивыми количественными соотношениями. Этот подход, намеченный А. Б. Вистелиусом (1948, 1964), разрабатывался В. Ф. Мягковым (1974) и особенно детально исследован Ю. А. Ворониным и Э. А. Егановым (1972).

10. Парагенезис — совокупность минералов, находящихся в упорядоченных и однородных структурных отношениях и образующих природное тело (Васильев и др., 1972, 1974; Кигай и др., 1974).

Если сравнить основные формулировки понятия «парагенезис минералов», то очевидна их неопределенность, на которую уже обращали внимание многие минералоги. Да и вряд ли можно достичь определенности с тем «генетическим подходом», который превалирует в большинстве приведенных выше трактовок. Трудно считать объективными критериями для выделения парагенезисов такие условные категории, как «ограниченный отрезок времени», «геологический акт», «пространственная близость», «совместное образование» и т. п. Очевидно, что по структуре минеральных сообществ мы должны судить о процессах и условиях их образования, а не навязывать природе свои генетические схемы. Их нужно использовать лишь для корректировки наблюдений.

Единственным конкретным понятием в классических определениях является пространство, как справедливо заметил Л. Васильев (1969), но и оно не может быть удовлетворительным критерием, поскольку не оговариваются границы пространства, в которых парагенезис выделяется.

Наиболее определенными можно считать толкования парагенезиса минералов, выработанные на основе структурного подхода к анализу сообществ минералов (Васильев и др., 1972, 1974; Воронин, Еганов, 1972, и др.).

Если вникнуть в смысл приведенных выше трактовок, раскрыть их неопределенность, то можно убедиться, что все они по-своему справедливы и отражают вполне реальные связи минералов в их естественных сообществах. Просто одним термином «парагенезис» называются структурно разные сообщества минералов. Более того, этот же термин используется и для определе-

ния способности минералов находиться в структурно связанных ассоциациях. Таким образом, термин «парагенезис» в современной минералогии является термином операциональным, приложимым к различным типам минеральных сообществ.

Для расширения сферы применения термина «парагенезис» он нередко используется с соответствующими приставками или определениями, конкретизирующими его. Ф. Корну (Cornu, 1908) выделяет, например, одновременный и последовательный (непрерывный, эпигенетический) парагенезисы, Д. С. Коржинский (1973) — равновесный парагенезис, Г. Джув (Juve, 1974) — метапарагенезис и т. п. Для этой же цели вводятся различные определения минеральных ассоциаций: парагенетические, стадийные и типогенные (Кигаи и др., 1974), ортогенетические (Петровская, 1974), квазипарагенетические (Мягков, 1974) и ряд специальных терминов — минеральные фации, формации, комплексы, группы и т. п. Однако даже и этих многочисленных определений недостаточно, чтобы охарактеризовать все типы минеральных сообществ, поэтому термин «парагенезис» различными исследователями трактуется далеко не однозначно.

Естественные сообщества минералов по особенностям их структурных соотношений слишком разнообразны, чтобы охватить их одним понятием «парагенезис». Необходима система понятий, отражающая разные стороны парагенетических связей. Продолжение дискуссии о понятии «парагенезис» вряд ли будет очень плодотворным, если не будет расширен сам предмет обсуждения. Объектом этой дискуссии, кроме понятия «парагенезис», очевидно, должны быть системы естественных минеральных сообществ во всем их многообразии и взаимосвязи. Такие сообщества можно назвать синминералогическими [син (сйн) — вместе] системами.

Синминералогические системы — это выделяющиеся в естественных границах минеральных тел закономерные сообщества минералов, находящиеся в состоянии тесных структурных и пространственно-временных взаимосвязей (в парагенетических соотношениях).

Структурным элементом синминералогических систем является минеральный индивид. Следовательно, они представляют собой естественные множества минеральных индивидов. От систем таксономических, также представляющих естественные множества индивидов, синминералогические системы отличаются по характеру структурных связей (главными являются пространственно-временные, а не конституционные, поэтому в одно и то же множество входят индивиды, относящиеся к разным минеральным видам) и наличием пространственных границ их существования (границы минерального тела), в то время как таксономические системы пространственно безграничны.

Для того чтобы достигнуть действительного прогресса в учении о минеральных сообществах, необходимо резко расширить

исследование структуры синминералогических систем, выделить типы наиболее устойчивых связей, классифицировать системы по типам связей, разработать единую систему понятий.

Синминералогические системы исследованы сейчас очень одно-сторонне, и имеющихся данных, конечно, недостаточно для создания более или менее удовлетворительной классификации. Не будем здесь пытаться дать какой-то, хотя бы предварительный ее вариант. Для приведения имеющихся данных в объективную систему необходимо широкое обсуждение синминералогических проблем, выбор наиболее рациональных подходов. Однако можно определить основные принципы синминералогической систематики и наметить общую схему ее построения.

Синминералогический анализ минеральных сообществ должен, по нашим представлениям, опираться на следующие основные положения.

1. Элементами любой синминералогической системы, любого сообщества являются реально существующие минеральные индивиды, и без их всестороннего исследования немислимы никакие серьезные синминералогические операции.

2. Синминералогические системы являются компонентами структуры систем надминерального уровня организации (горных пород, минеральных месторождений и т. п., см. с. 19), поэтому необходимо четкое представление о структурных и пространственных границах тех систем, в пределах которых они выделяются.

3. В основу синминералогической дифференциации физически и генетически разнородных совокупностей минеральных индивидов, слагающих минеральные тела (т. е. в основу разделения полигенных минеральных ассоциаций на парагенетические), должны быть положены структурные и пространственно-временные связи между индивидами.

4. В соответствии с главными типами связей целесообразно выделять три ряда синминералогических систем:

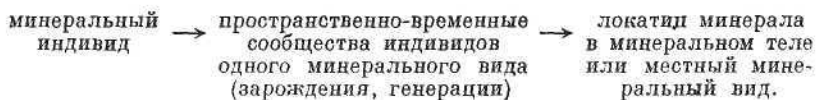
а) ряд минеральных систем, в которых определяющими выступают пространственные (геометрические) связи минеральных индивидов (морфолого-структурный ряд),

минеральный индивид → минеральные агрегаты → минеральное тело;

б) ряд минеральных систем, в которых определяющими выступают структурные и пространственно-временные связи разнородных элементов (парагенетический ряд),

минеральный индивид → пространственно-временные сообщества индивидов разных минеральных видов (парагенезисы) → вся совокупность минералов, слагающих минеральное тело;

в) ряд минеральных систем, в которых определяющими выступают структурные и пространственно-временные связи однородных элементов (генерационный ряд),



Такая тенденция расчленения синминералогических систем на структурные ряды уже намечается в ряде работ (Григорьев, Жабин, 1975; Руденко и др., 1975).

Рассмотрим очень кратко эти синминералогические ряды и попытаемся понять, на какие члены они распадаются.

Морфолого-структурный ряд. Синминералогическими системами, образующими этот ряд, являются минеральные агрегаты различной степени сложности, слагающие тела горных пород и руд (минеральные тела).

Минеральный агрегат — это пространственно упорядоченная система минеральных индивидов.

Индивиды в минеральном агрегате выступают как физические тела с определенной формой, размерами, определенным местом в объеме агрегата. Агрегат — это вся совокупность слагающих его индивидов (а не естественное множество индивидов, как в таксономических системах), и поэтому свойства агрегата определяются как свойствами индивидов, так и особенностями их агрегации. Признаки агрегата характеризуют сам агрегат и не приложимы к отдельным индивидам (в таксономии все признаки, например, минерального вида приложимы к отдельному индивиду, входящему в это естественное множество). Индивид в минеральном агрегате не является, строго говоря, его элементом, это скорее органическая часть агрегата.

До настоящего времени в минералогии термин «агрегат» используется преимущественно как термин свободного пользования для характеристики любых, как закономерных, так и механически связанных совокупностей минеральных индивидов. Уловить закономерности агрегации индивидов и классифицировать агрегаты по их строению при таком широком подходе мы пытаемся через представление об их структурах и текстурах. Сейчас, однако, намечается стремление исследовать строение и генезис агрегатов на современном методическом уровне и дать их строгое определение и строгую классификацию. Наибольший интерес в этом отношении представляют работы А. Г. Бетехтина и др. (1949), Д. П. Григорьева (1961), Ю. М. Дымкова (1966), А. Г. Жабина (Жабин, Харченко, 1972; Жабин, 1975), М. Д. Капитонова (1965), В. А. Мокеевского (1963), С. А. Руденко и др. (1975), Д. В. Рундквиста (1958), В. И. Степанова (1970, 1974) и др. В большинстве этих работ на первый план выступает представление об агрегате как об упорядоченной системе индивидов. Упорядоченность выража-

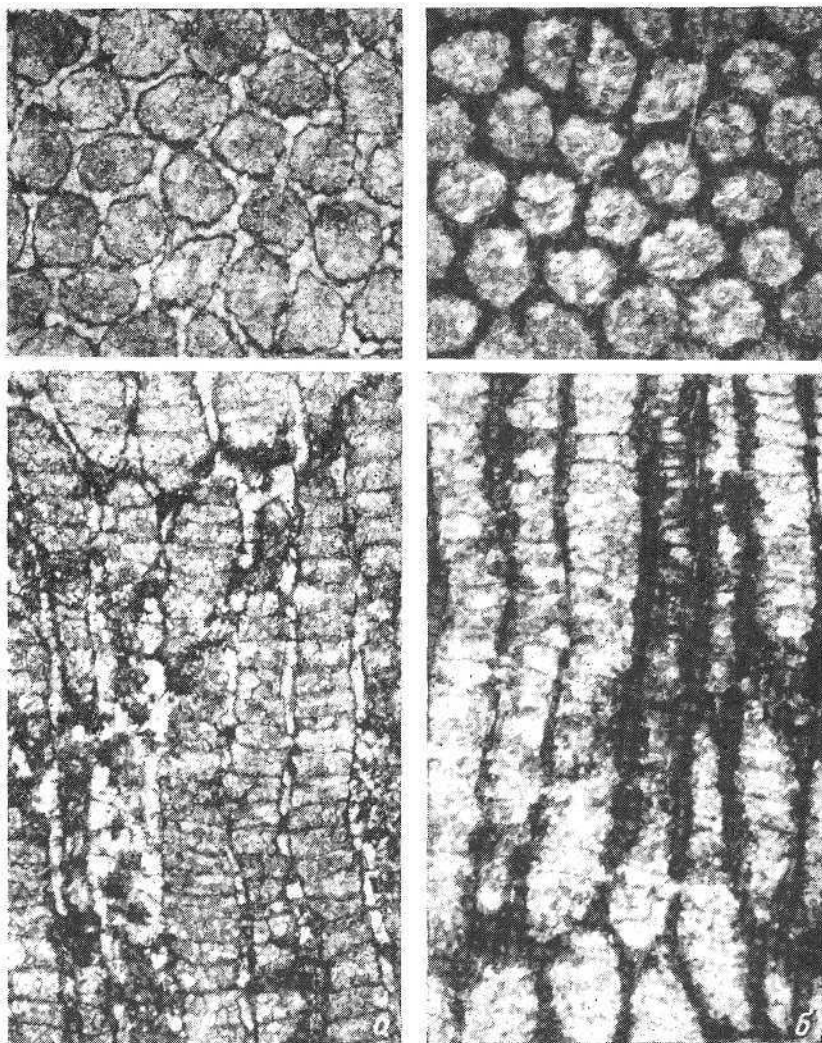


Рис. 29. Форма агрегата флюорита, определяемая формой выполняемого пространства в колониальном коралле. Раковая, Новая Земля. Увел. 10,
а — николи параллельны; *б* — николи скрещены.

ется в геометрически закономерном распределении индивидов в объеме агрегата по определенному структурному мотиву. Способом распределения индивидов, их формой и размерами определяется структура агрегата и его структурно-морфологический тип.

Строгая классификация простых минеральных агрегатов должна учитывать следующие факторы:

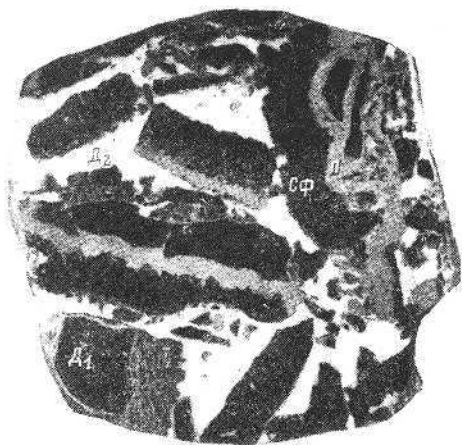


Рис. 30. Пирит-сфалеритовая руда брекчиевого типа. Месторождение Раздельное, о. Вайгач.

Д — доломит (Д₁ — дорудный, Д₂ — послерудный); П — пирит; Сф — сфалерит.

а) распределение центров зарождения индивидов в пространстве; центры зарождения могут располагаться в точке, на линии, на плоскости, в пространстве, их появление во времени может быть одновременным, непрерывно-последовательным, прерывистым (Мокиевский, 1963; Юшкин, 1968);

б) взаимную ориентировку индивидов;

в) габитус индивидов, приведенный к условиям свободного роста;

г) симметрию питания;

д) особенности роста индивидов;

е) форму пространства, ограничивающего рост индивидов и определяющего их идиоморфизм или ксеноморфизм.

Каждый из этих факторов может стать определяющим в создании структуры агрегата. На рис. 29 приведен пример, когда главным морфолого-структурным фактором выступает форма заполняемого пространства.

Основные из этих факторов учитывались нами при разработке классификации агрегатов самородной серы (Юшкин, 1968); они положены также в основу общей классификации агрегатов, предложенной С. А. Руденко с соавторами (1975). Большое значение для классификации агрегатов имеет фундаментальная работа А. Г. Жабина (1975), акцентирующая особое внимание на геометрию и эволюцию формы границ индивидов в агрегате.

В синминералогическом ряду «минеральный индивид--> минеральный агрегат --> минеральное тело», очевидно, можно выделить несколько последовательных ступеней минеральных агрегатов различной сложности.

В штуфе сфалеритовой руды, показанном на рис. 30, реализуются по крайней мере две таких ступени: а) пиритовый и сфалеритовый друзовые агрегаты, сформировавшиеся путем крустификации стенок трещин в черном доломите, а также зернистый агрегат белого доломита, кристаллизовавшийся в промежутках между рудными обломками; б) брекчиевый агрегат с пирит-сфалеритовыми обломками и белым доломитовым цементом. На рис. 31 представлен агрегат обломков кальцитовых пленок, образовавшихся на поверхности раствора и являющихся в свою

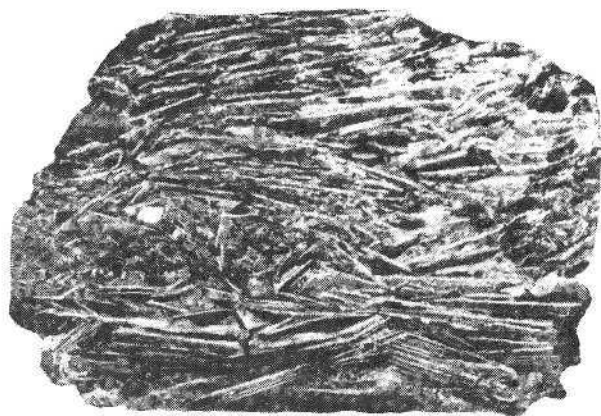


Рис. 31. Агрегат обломков полизернистых кальцитовых пластинок. Натур. вел. Шорсу, Узбекистан.

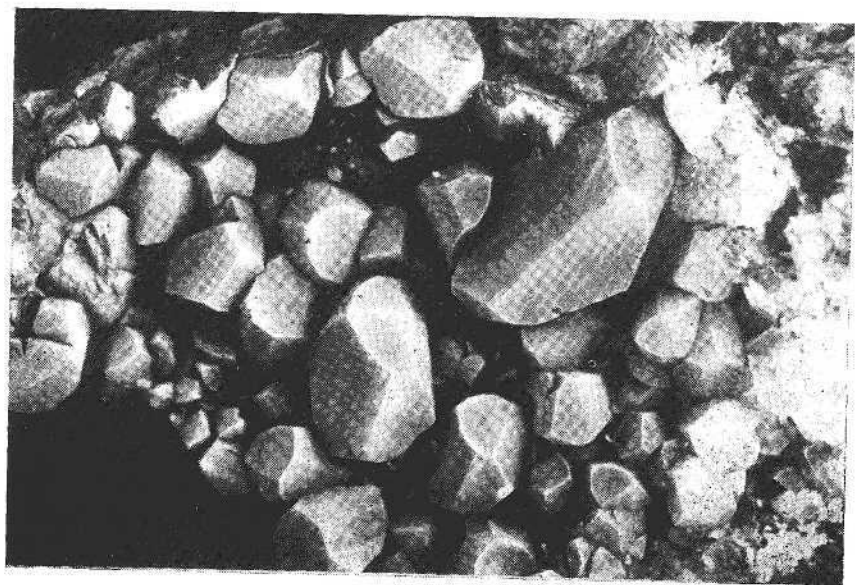


Рис. 32. Друзовый агрегат кристаллов кальцита. Натур. вел. Новая Земля.

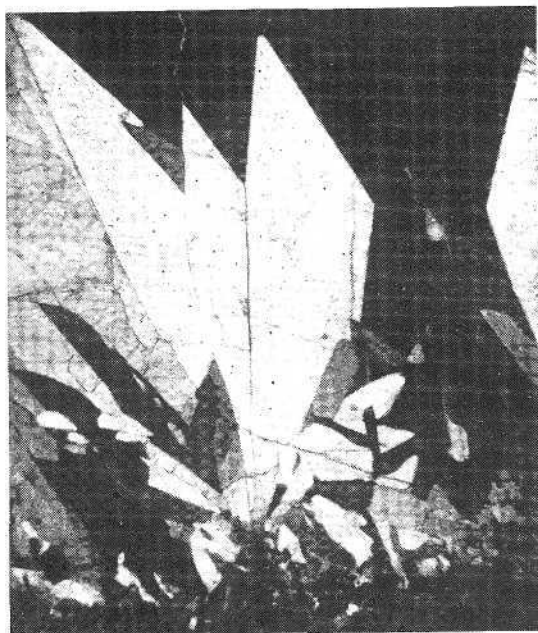


Рис. 33. Друзовый агрегат аксинита. Увел. 10.
Ою, Пай-Хой.

очередь агрегатами кальцитовых зерен. Следовательно, наряду с простыми агрегатами, отличающимися однородной морфоструктурой и формировавшимися в течение качественно единого минералогенетического акта (такими, например, как мономинеральные или полиминеральные друзы; рис. 32—34) необходимо выделять сложные агрегаты — «суперагрегаты». Частями сложных агрегатов являются не индивиды, а простые агрегаты.

С другой стороны, как заметил Ю. М. Дымков (1966), многие простые агрегаты сами состоят из ассамблей индивидов, по своему строению занимающих промежуточное положение между индивидами и агрегатами. Халцедоновый агрегат на рис. 35, так же как и арагонитовый агрегат на рис. 36, являются агрегатами друзовыми, поскольку построены по закону геометрического отбора, но отбор осуществляется не между индивидами, а между сферолитами. Подобные этим сферолитам «агрегатные» части минеральных агрегатов можно условно назвать субагрегатами.

Морфолого-структурный ряд синминералогических систем можно, таким образом, развернуть шире и представить так:

минеральный индивид → «субагрегат» → «простой минеральный агрегат» → «суперагрегат» → минеральное тело.

Названия систем, представляющих каждую из ступеней, не случайно взяты в кавычки. Мы не вводим их как научные понятия, а используем как материал к созданию общей классификации синминералогических систем.

Иерархия ступеней структурной организации вещества, отражаемая приведенным рядом, довольно жестка. Любое минеральное тело, как в этом нас убеждает обширный материал минералогических исследований, обязательно сложено минеральными агрегатами той или иной степени сложности. Случаи, когда единственный минеральный индивид слагал бы полностью минеральное тело, в литературе не отмечались. В принципе они возможны, поскольку явления смещения функций систем на один-два уровня известны, скажем, среди систем биологических. Типичным примером служат одноклеточные организмы, функции которых соответствуют организменному уровню, а структура — клеточному.

В течение ряда лет в процессе минералогических исследований мы пытались установить возможность смещения функций среди синминералогических систем морфолого-структурного ряда, обращая внимание на различные минеральные тела, которые были похожи на монокристаллические, но оказывались агрегатными. Например, крупные и гигантские монокристаллы в перекристаллизованных гнездах различных минералов (гипса, серы, сульфидов, кальцита и др.) оказывались окруженным зонками мелких индивидов, т. е. мы всегда имели дело с агрегатом. Удалось найти лишь одно явно монокристаллическое тело — двойниковые прожилки кальцита в сланцах Пай-Хоя (Юшкин, 1973). Их система накладывается на сеть более ранних поперечношестоватых прожилков.

Двойниковые прожилки мощностью 10—30 мм и протяженностью до 2 м сложены белым полупрозрачным кальцитом. Четко

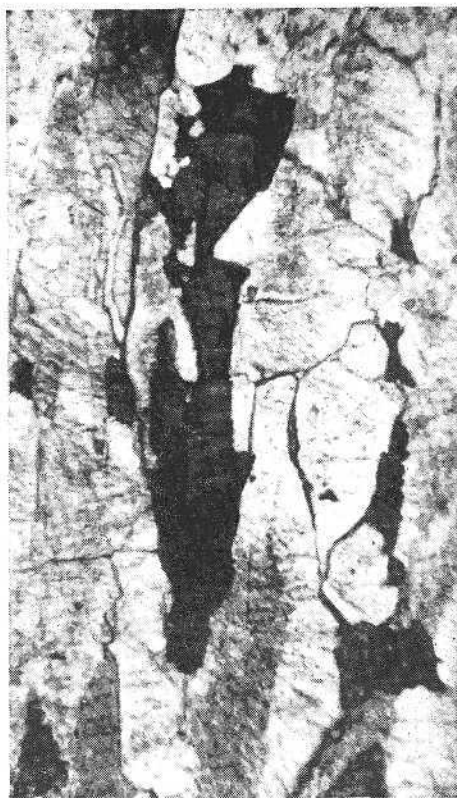


Рис. 34. Биминеральный кальцит-сфалеритовый друзовый агрегат. Увел. 10. Пут-ю, Пай-Хой.

Черное — сфалерит.

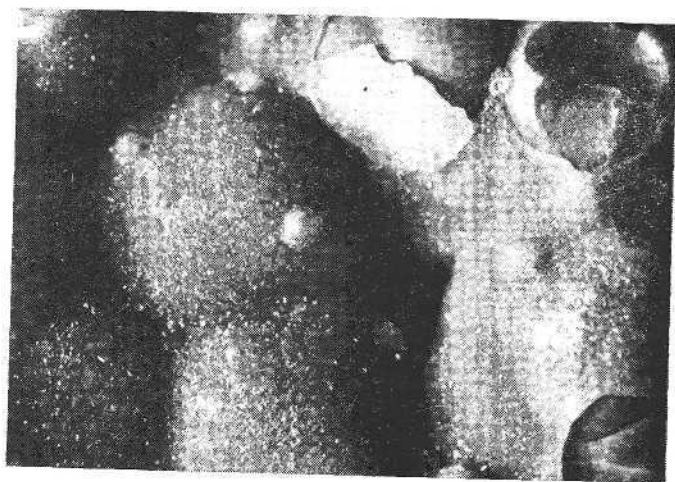


Рис. 35. Почковидный агрегат халцедона. Увел. 3. Тиман.

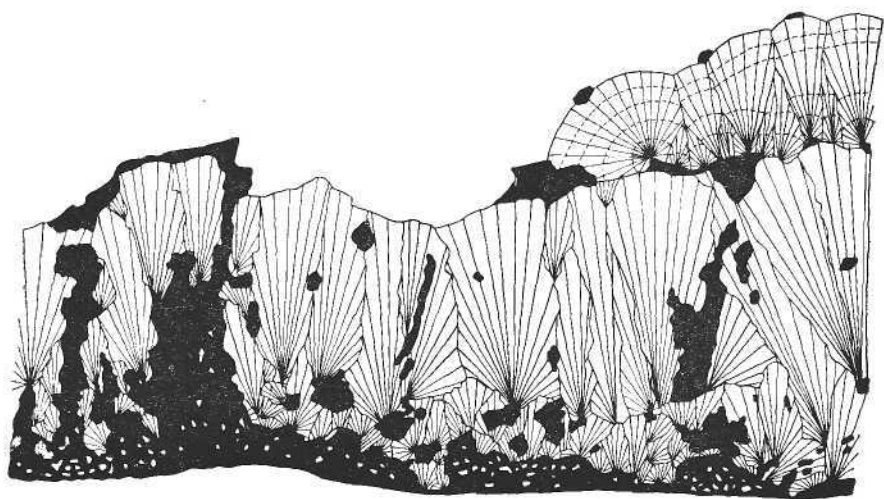


Рис. 36. Сферолитовая корка арагонита. Увел. 7. Чангырташ, Средняя Азия.
Черное — сера.

заметна зубчатая центральная просечка, проходящая по осевой плоскости прожилка. По обе стороны просечки находятся монокристаллические зоны, кальцит в которых механически сдвоен.

Гониометрическим измерением положений плоскостей спайности и плоскостей пластин механических двойников установлено, что зоны, расположенные по обе стороны от центральной просечки, сочленяются как двойники по (0224) с координатами двойниковой плоскости $\varphi = 30^{\circ}00'$, $\rho \approx 63^{\circ}$. Следовательно, зоны являются субиндивидами двойника, плоскостью срастания которых служит плоскость просечки, а сами прожилки состоят из одного индивида-двойника. Физические свойства кальцита из двойниковых прожилок существенно отличаются от свойств кальцита из поперечношестоватых агрегатов, что свидетельствует о своеобразии условий его кристаллизации, хотя сам механизм формирования такого «глобального» двойника не ясен.

Тот факт, что, несмотря на специальные и довольно длительные поиски, нам удалось найти только один пример «безагрегатного» минерального тела, еще раз подчеркивает важное значение агрегатов как формы структурной организации минерального вещества.

Минеральные агрегаты — это реально существующие конкретные сообщества минеральных индивидов, непосредственно наблюдаемые в минеральных месторождениях. Изучение их состава, строения, взаимоотношений между составляющими агрегат индивидами является поэтому основой любого синминералогического исследования.

П а р а г е н е т и ч е с к и й р я д . Синминералогическими системами этого ряда являются естественные множества минеральных индивидов, объединенных структурными и пространственно-временными связями. В том, что это не совокупности индивидов, не физические тела, а естественные множества, т. е. концептуальные модели сообществ минеральных индивидов, отражающие определенные типы связей между ними, и заключается основное отличие синминералогических систем этого ряда от минеральных агрегатов. Представление о системах парагенетического ряда формируется, таким образом, на основе обобщения данных о системах морфолого-структурного ряда.

Мы уже рассматривали различные представления о парагенезисах и отмечали, что все они, несмотря на существенные различия и кажущуюся противоречивость, в общем-то справедливы: просто в природе существует широкое разнообразие синминералогических систем. Упорядочение этого разнообразия наиболее целесообразно проводить по типам связей между элементами множеств. Такая классификация сразу же выделит две главные группы синминералогических систем «парагенезисов»: структурные и пространственно-временные.

Структурные синминералогические системы — это естественные множества минеральных индивидов, выделяющиеся по их конституционным признакам. Вся совокупность разнородных минеральных индивидов, слагающих минеральное тело, является генеральным естественным множеством «минеральная ассоциация», в качестве элемента которого выступает любой минеральный индивид из этого тела. По особенностям структурных взаимоотношений между индивидами «минеральную ассоциацию» можно расчлениить на большое число множеств более низких классов. Можно выделить систему индивидов одного минерального вида и разбить ее на подсистемы по каким-то конституционным признакам (скажем, по особенностям состава), системы индивидов, двух, трех, четырех и т. п. минеральных видов в любом сочетании. Таким образом вычлениятся, например, пары «замещающий минерал—замещаемый минерал» (ортогенетические ассоциации Н. В. Петровской), равновесные системы минералов (равновесные парагенезисы Д. С. Коржинского) и другие подобные им системы.

Пространственно-временные синминералогические системы — это естественные множества минеральных индивидов, расклассифицированные по их месту в пространстве и времени (место это устанавливается по взаимоотношениям между индивидами в минеральных агрегатах). Очевидно, выделятся одновременные и последовательные системы. В последнюю группу войдут стадийные ассоциации И. Н. Кигая, комплексы Н. В. Петровской и другие возрастные минеральные сообщества. Пространственно-временной ряд синминералогических систем отражает эволюцию минерального состава месторождения.

Г е н е р а ц и о н н ы й ряд. Этот ряд включает в себя синминералогические системы, элементы которых конституционно тождественны (индивиды одного и того же минерального вида), а определяющими связями являются пространственно-временные. В настоящее время принято выделять следующие системы: зарождения минералов, фации минералов, генерации минералов (Григорьев, 1949; Григорьев, Лушников, 1967).

Зарождение — множество минеральных индивидов, сформировавшееся в определенный момент непрерывного процесса кристаллизации минерала.

Генерация — множество минеральных индивидов, сформировавшееся на протяжении всего периода непрерывной кристаллизации минерала.

Фация — множество индивидов одного и того же минерального вида, образовавшихся одновременно, но в разных условиях и поэтому отличающихся по некоторым признакам.

Рассмотренные принципы могут быть положены в основу единой классификации синминералогических систем, для которых нужно подумать и о рациональной системе названий. Что же касается популярного термина «парагенезис минералов», то его целесообразно сохранить, во-первых, для определения свойства

минералов находиться в состоянии структурных и пространственно-временных взаимосвязей (и соответствующего явления), во-вторых, как термин операционального пользования, каким он по сути дела был и до сих пор. В последнем случае смысл, вкладываемый в термин «парагенезис», обязательно должен быть уточнен соответствующей приставкой, определением, специально оговорен в тексте или должен быть ясным из контекста.

С проблемой синминералогических систем непосредственно связана проблема стадийности процесса минералообразования.

Сейчас можно считать полностью утвердившимся представление о прерывисто-непрерывном развитии минералогенетических процессов, обусловленном изменчивостью во времени физико-химических свойств и динамического режима минералообразующих растворов (расплавов). Характер пульсаций определяется сочетанием различных факторов: а) особенностями источника растворов и различными изменениями в нем; б) изменениями условий циркуляции растворов; в) изменениями физико-химических параметров пространства минералоотложения; г) изменением физико-химических свойств самих растворов в процессе рудоотложения.

Изменчивость минералообразующего процесса определила необходимость расчленения общей истории формирования минеральных ассоциаций на отрезки времени, заполненные определенными, специфическими для них минералогенетическими событиями: циклы, этапы, фазы, стадии, импульсы и т. п. (Смирнов, 1937; Образцова, 1962; Константинов, 1965; Кигай, 1966; Рундквист, 1968; Радкевич, 1969; Карамян, 1970; Иванов, 1972, и др.). Однако отсутствие строгих критериев и порождаемый этим субъективизм в разделении минералогенетических процессов на такие отрезки привели к созданию большого числа сильно различающихся схем стадийности, что сильно затрудняет сопоставление данных, полученных различными исследователями.

Сущность разномасштабных периодов эволюции минералообразования составляет не величина интервалов времени, а их минералогенетическое содержание, т. е. характер событий, приведших к формированию определенных минеральных ассоциаций. Стадийная схема любого процесса должна отражать поэтому сформировавшийся парагенетический ряд синминералогических систем, а границы интервалов стадийной схемы — пространственно-временные границы синминералогических систем. Такой подход вводит объективные критерии в стадийное расчленение минералогенетических процессов, так как границы синминералогических систем можно строго определить по данным изучения взаимоотношений минеральных индивидов в агрегатах. Содержание стадийного отрезка определенного масштаба должна составлять синминералогическая система определенного уровня (определенный парагенезис), а масштабы отрезков стадийной схемы должны увязываться с иерархией уровней синми-

нералогических систем. Например, одновременный парагенезис можно рассматривать как содержание импульса минералообразующего процесса, непрерывный парагенезис — как содержание стадии и т. п. Названия стадии целесообразно давать по их минеральному содержанию.

Таким образом, исследование синминералогических систем составляет основу эволюционных построений. Представление об онтогенезе минералов формируется на основе изучения систем морфолого-структурного ряда, представление о филогенезе — на основе синминералогических систем парагенетического и генерационного рядов.

Хочется надеяться, что подход к естественным сообществам минералов как к синминералогическим системам, который раскрывает структурные, пространственно-временные и генетические соотношения составляющих их индивидов, позволит вывести учение о парагенезисе на качественно новый уровень. Такой подход, объединяя различные представления о минеральных сообществах и увязывая их со стадийным и эволюционным анализом минералогенетических процессов, расширяет, кроме того, сферу приложения парагенетического анализа, являющегося весьма действенным инструментом минералогенетических исследований, и открывает новые перспективы его развития.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МИНЕРАЛА И МИНЕРАЛОГЕНЕТИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

В этом очерке рассматриваются некоторые проблемы минералогической экологии, задачей которой является изучение условий образования и существования минералов, исследование взаимосвязей между минеральным индивидом и минералогенетической средой. Взгляд на минералогенезис с экологической точки зрения позволяет увидеть его новые стороны, открывает возможность для строгой увязки различных минералогенетических явлений. Особенно полезным он оказывается для развития теории генетикоинформационной минералогии, поскольку допускает рассмотрение минералогенетических процессов как процессов информационных.

Одной из главных проблем экологической минералогии является проблема взаимодействия минерала и минералогенетической среды. Ее специальные аспекты рассматривались в последнее время в ряде работ Н. П. Ермакова (1968, 1972), Н. Н. Шефтеля и А. Н. Бузынина (1974), А. В. Шубникова (1961а, 1972а, 1972б), И. И. Шафрановского (1957, 1961а, 1961б, 1974) и др. Однако развитие минералогической экологии находится пока в зачаточном состоянии, неопределенным все еще остается даже само понятие минералогенетической среды. С ее определения мы и начнем наш анализ.

Минералогенетической средой является то физическое пространство, в котором находится и развивается минерал,¹ т. е. все его материальное и энергетическое окружение.

Минералогенетическая среда характеризуется совокупностью параметров — величин, полностью определяющих ее состояние. Геохронологические параметры, например, определяют время функционирования среды, физико-химические — состав, фазовое состояние, химические свойства, термодинамические — температуру и давление, электродинамические — структуру электрического и магнитного полей и т. п. Параметры среды — это физические величины (x_k), меняющиеся при наличии данного взаимодействия (Q_k), т. е.

$$dQ_k \neq 0 \quad dx_k \neq 0,$$

или остающиеся постоянными при его отсутствии, т. е.

$$dQ_k = 0 \quad dx_k = 0.$$

Среда, следовательно, представляет собой сложную систему, расчленяющуюся на элементарные среды, состояние которых определяется каким-то одним или несколькими параметрами. Элементарными средами являются геохимическая, фазовая, термодинамическая, магнитная, радиационная и др. Хотя все элементарные среды взаимосвязаны единой структурой общей минералогенетической среды, каждая из них может рассматриваться в известных пределах как относительно автономная.

А. В. Шубников (1972б) в качестве определяющих признаков среды называет однородность, безграничность, бесконечную делимость, хотя и отмечает, что эти признаки не безусловны и в действительности «нет идеально однородных, безграничных, бесконечных и бесконечно делимых сред, как нет и совершенно неповторимых неделимых индивидов» (с. 26). Минералогенетические среды представляют как раз тот случай, когда выдержанность шубниковских критериев является скорее исключением, чем правилом.

Минералогенетическая среда конечна. Она распространяется до тех точек окружающего минеральный индивид физического пространства, любое изменение параметров которых перестает сказываться на изменении параметров минерального индивида. Совокупность таких точек и является границей минералогенетической среды. Но судить о границах минералогенетических сред в общем-то довольно трудно, с одной стороны, из-за их

¹ Здесь и далее термин «минерал» используется как синоним минерального индивида (Юшкин, 1971), хотя проводимый экологический анализ справедлив и для минеральных систем других рангов (анатомических элементов индивида, субиндивидов, агрегатов и т. п.). Состав, структура и границы среды для других объектов, естественно, могут быть иными.

нерезкости, а с другой — из-за несовпадения границ различных элементарных сред. И чаще всего поэтому границы среды проводятся в достаточной степени условно, по какому-то одному из ведущих параметров, и ограничивают область наиболее сильно действующих связей минерала и среды. Постепенно расширяя границы среды, можно проследить последовательные системы связей довольно далеко. Возьмем, например, кристалл, растущий на стенке открытой трещины, заполненной гидротермальным раствором. Если мы ограничиваем среду только объемом полости, то можем исследовать лишь взаимодействие раствора и кристалла. Включая в среду объем породы, прилегающей к стенкам трещины, можно проследить влияние состава вмещающей среды на состав раствора, а следовательно, и на состав растущего кристалла. Если рассматривать в качестве среды все трещинное поле, можно вскрыть причины пульсационного изменения структуры и состава растворов и т. д.

Более очевидна неоднородность минералогенетических сред. Они почти всегда неоднородны по всем параметрам, и особенно отчетливо эта неоднородность видна на примере фазового состояния среды. Как правило, минералогенетическая среда представлена по крайней мере двумя фазами: твердой (подложка индивида, соседние индивиды) и жидкой (раствор, расплав) или газообразной. Относительно однородными можно считать среду кристаллизации индивида, взвешенного в магматическом расплаве, среду индивида, взвешенного в геле, некоторые случаи метасоматического замещения и т. п. На рис. 37 показаны примеры и модели некоторых относительно однородных и неоднородных сред.

Минералогенетическая среда — это не только сложная система, но и система динамическая, с непрерывно меняющимися значениями параметров. Статической ее можно считать, да и то с известной долей условности, только в какой-то фиксированный момент времени.

Сложность минералогенетических сред в статике и динамике имеет закономерный характер, и структура их, даже в весьма сложных случаях, может быть охарактеризована с помощью известных физических законов. В минералогических исследованиях для характеристики сред в статике и динамике, как показал И. И. Шафрановский (1954, 1957, 1964, 1968), весьма перспективным является пространственно-геометрический подход, базирующийся на универсальном принципе симметрии П. Кюри (Curie, 1908).

Понятие о минералогенетической среде имеет смысл только в совокупности с минеральным индивидом, так как ни минералогические объекты, оторванные от сред, ни минералогенетические среды без минералов не существуют. Минеральный индивид и минералогенетическая среда образуют единую структурную систему, являясь системами более низкого порядка.

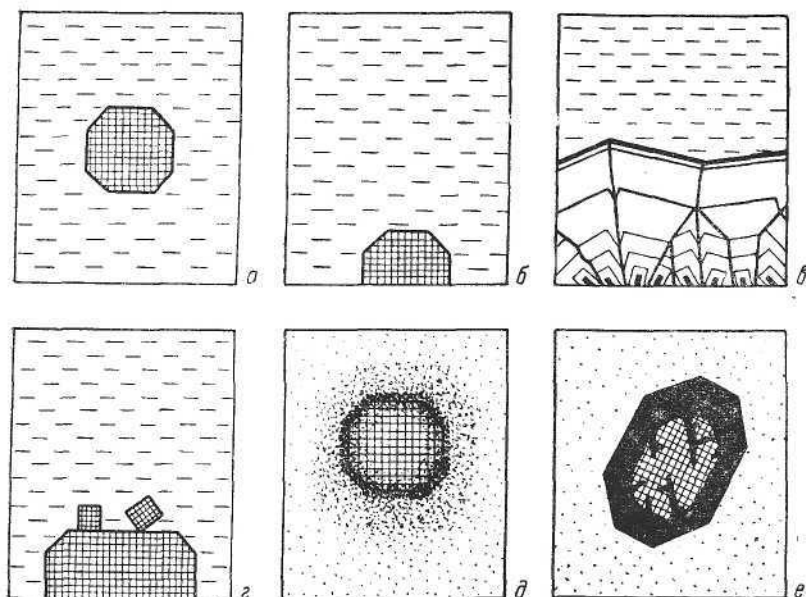


Рис. 37. Некоторые модели минералогенетических сред.

a — рост индивида в растворе во взвешенном состоянии; *б* — рост индивида из раствора на пассивной стенке полости; *в* — рост в друзе; *г* — рост на индивиде того же состава; *д* — рост в твердой среде; *е* — рост в твердой среде путем замещения.

И минерал, и минералогенетическая среда — это следствие развития какой-то одной минералогенетической системы (например, магматического расплава, гидротермального раствора, метаморфизируемой породы и т. д.), которая, эволюционируя под действием внешних и внутренних факторов, при определенных условиях распадается на две взаимосвязанные системы: систему «минерал» и систему «минералогенетическая среда» (рис. 38). Этот момент в онтогении минералов называется зарождением минерала (Григорьев, 1951, 1961), и с этого момента минеральный индивид, являющийся относительно автономной системой, развивается в тесном взаимодействии с минералогенетической средой в соответствии с эволюцией параметров среды.

Следовательно, в системе «минерал—среда» необходимо выделять еще систему их связей.

Взаимосвязи (взаимодействия) минерала и минералогенетической среды в соответствии с многообразием их параметров неоднородны. По характеру обмена их можно разделить на три типа:

а) энергетические, обеспечивающие обмен энергией между минералом и средой;

б) вещественные, обеспечивающие поступление вещества из среды в минеральный индивид и его рост или, наоборот, удаление вещества в среду и разрушение индивида;

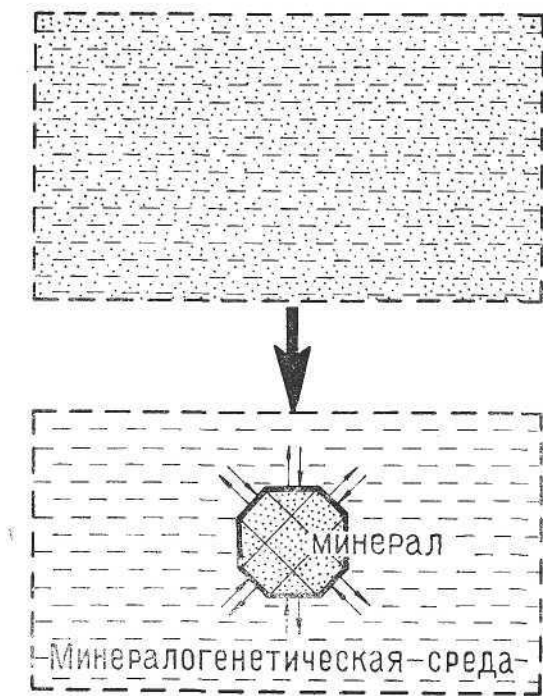


Рис. 38. Эволюция минералогенетической системы.

в) информационные, обеспечивающие передачу особенностей структурной организации вещества и энергии от среды к минералу и обратно.

На границе минерального индивида и минералогенетической среды в результате их взаимодействия создается особая структурная область, в которой особенно интенсивно развиваются все формы взаимодействия минерала и среды, происходит своеобразная «подготовка» среды к передаче энергии, вещества и информации индивиду. Эту область называют «двориком кристаллизации», областью дальнего действия центров роста (Дистлер, 1968) и т. п. В этой области не только меняется концентрация вещества, например в растворах (создается градиент концентрации), но и перестраивается структура жидкости, растворенное вещество образует области с упорядоченной структурой, характерной для растворенного вещества в свободном состоянии.

Связи между минералом и средой имеют двусторонний характер. С одной стороны, минералогенетическая среда в определенных условиях создает минерал по соответствующему этим условиям «штампу» и управляет развитием минерала, поставляя

в результате протекающих в ней процессов и энергию, и материал для роста минерального индивида, или, наоборот, агрессивно воздействует на минерал. С другой стороны, растущий минеральный индивид сам воздействует на среду, например, создавая концентрационный градиент, поле дальнего действия, меняя тепло-содержание системы, химизм среды, вызывая концентрационные и конвекционные токи. Даже в случае только энергетического обмена процессы, развивающиеся в минерале, могут вызывать существенные изменения в минералогенетической среде. Примерами могут служить различные трансформационные превращения, протекающие с увеличением или уменьшением объема [переход β -кварца в α -кварц, описанный Б. В. Чесноковым и В. А. Поповым (1965), метамиктный распад циркона, монацита и других минералов и т. д., а также термическое расширение минерала]. Увеличение объема вызывает появление механических напряжений в окружающей среде, особенно в твердой (Юшкин, 1971б), и механические деформации (рис. 39). Следовательно, взаимосвязь минерала и среды является сочетанием входных (влияние среды на минерал) и выходных (влияние минерала на среду) связей.

С позиций анализа минералогенетической информации, зашифрованной в конституционных особенностях и свойствах минеральных индивидов, особый интерес представляют входные связи. Рассмотрим, какое воздействие оказывают они на минеральный индивид.

В случае чисто энергетического обмена между минералом и средой, когда система является закрытой, очевидно, ни роста, ни уменьшения индивидов не происходит. Развиваются только процессы структурного преобразования, ведущие к упорядочению структуры индивида в соответствии со структурой энергетических воздействий. Например, температурные вариации в среде, не сопровождающиеся ростом или растворением минерала, могут вызвать нивелировку поверхностных и объемных дефектов и перераспределение в индивиде дислокаций, диффузию примесей, перекристаллизацию включений и другие изменения вплоть до трансформации одного минерала в другой (распад твердого раствора, полиморфные превращения и т. п.).

При обмене веществом и энергетическом, когда минеральный индивид, проходя через последовательность состояний, становится системой с переменной массой, т. е. системой открытой, возможны четыре случая изменения минерального индивида. В первом случае индивид получает из среды вещество и энергию и растет в соответствии с кристаллографическими законами, стремясь достичь равновесной формы. Во втором — вещество передается от индивида среде, т. е. индивид или растворяется, или «съедается» химической реакцией, или координируется механической обработкой, словом, происходит уменьшение объема и веса индивида. В третьем — вещество может удаляться с одних

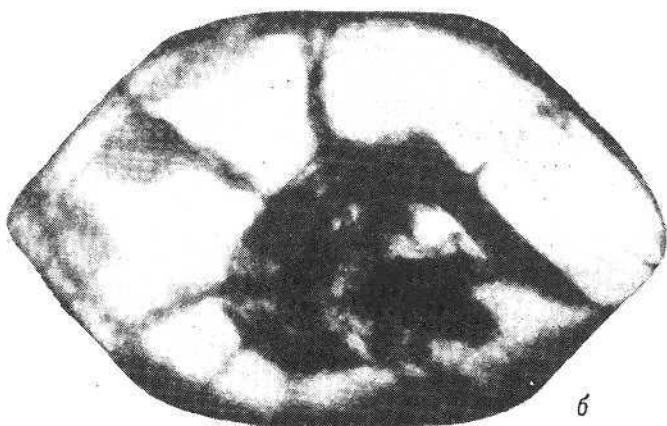
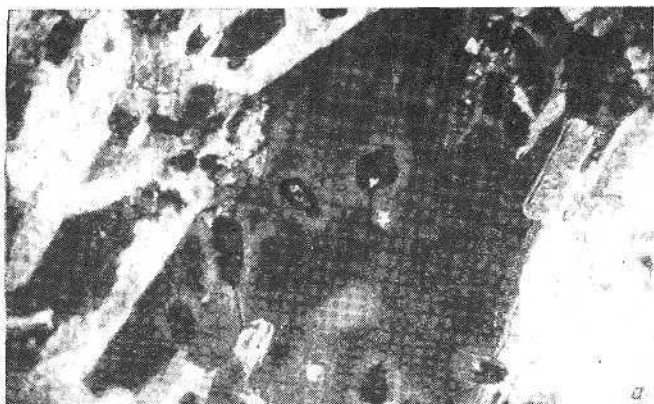


Рис. 39. Появление трещин хрупкого разрушения в кристаллической среде, включающей минералы-узники, в результате увеличения объема минералов-узников при метамиктном распаде.

a — трещины вокруг включений ортита в биотите (амфиболит, Приполярный Урал); *б* — трещины вокруг цирколитового ядра в кристалле циркона (сиенит Шиловско-Каневского района, Урал).

частей индивида и поступать к другим; происходит перекристаллизация индивида. И, наконец, в четвертом — вещество, слагающее индивид, заменяется другим веществом, поступающим из среды, т. е. псевдоморфизация; ее нельзя рассматривать как полное разрушение индивида, так как какие-то параметры первичного индивида сохраняются (форма, объем, внешняя симметрия и др.).

Входные воздействия на минерал по их результатам, следовательно, можно подразделить на позитивные (рост индивида), агрессивные (разрушение индивида) и трансформационные (изменение структуры индивида).

Рассматривая различные стороны взаимосвязей минерала и среды, можно привести еще несколько их классификаций. Так, взаимосвязи минерала и среды можно классифицировать по числу взаимоизменяющихся параметров на односторонние (когда меняется только один какой-то параметр минерала и среды, скажем, давление или температура) и многосторонние (когда меняются все параметры среды). По времени действия взаимосвязи разделяются на статические и динамические, по локализации действия — на сосредоточенные, воспринимаемые какими-то локальными элементами индивида, и несосредоточенные, воспринимаемые всем индивидом, всеми его точками (температура, воздействие электрического, магнитного и гравитационного полей и т. п.).

Интенсивность взаимодействий, вероятно, можно выражать через количество воздействия среды на минерал (или наоборот), определяющее изменение ее внутренней энергии

$$\Delta U = \sum_{k=1}^n Q_k.$$

Сущность минералогенетических процессов можно представить как взаимообмен структурой между минералом и минералогенетической средой. На эту особенность обратили внимание С. А. Куршев, Ю. Г. Майский, В. Н. Труфанов, А. Т. Ушак (1970), которые на примере изучения кварцевых агрегатов различного генезиса пришли к выводу о возможности получить представление о степени равновесности и однородности минералогенетической среды по степени совершенства внутреннего строения минералов.

Каждой форме взаимодействия минерала и минералообразующей среды, как систем физико-химических, соответствует канал связи определенной природы и два сопряженных параметра — экстенсивности и интенсивности (Геодакян, 1967), — являющиеся макроскопическими свойствами, определяющими состояние системы.

Интенсивные параметры не зависят от массы и размеров системы, т. е. они неаддитивны, являются качественными параметрами рабочей системы, движущими силами, осуществляющими процесс; это обобщенные потенциалы.

Экстенсивные параметры, напротив, зависят от массы и размеров систем; это количественные параметры системы. Экстенсивный параметр системы равен сумме экстенсивных параметров составляющих ее подсистем.

Примеры сопряженных параметров для ряда элементарных систем, входящих в общую систему «минерал—среда», приведены в табл. 3. Между интенсивными и экстенсивными параметрами существует определенная связь, например, объем V и давление P связаны соотношением

$$dW = PdV.$$

Таблица 3
Сопряженные параметры минералогенетических систем

Элементарная система в сложной системе «минерал—среда»	Параметры	
	экстенсивные	интенсивные
Механическая	Объем	Давление
Тепловая	Энтропия	Температура
Электрическая	Электрический заряд	Электрический потен- циал
Химическая	Масса	Химический потен- циал

Взаимосвязи минерала и минералогенетической среды полностью определяют генезис минерала, а анализ взаимосвязей вместе с анализом причин, вызывающих их изменение, и составляет по сути дела сущность генетической минералогии. Анализ функционирования, скажем, энергетических связей является предметом минералогической термодинамики, анализ вещественных связей — предметом минералогической физхимии, анализ развития систем и связей между ними — предметом онтогении минералов и т. п.

Функционирование и развитие взаимосвязей между минералом и минералогенетической средой является предметной основой генетикоинформационной минералогии. Дело в том, что в результате функционирования этих связей минерал в особенностях своего состава, строения, структуры и свойств фиксирует все изменения, происшедшие в минералогенетической среде; более того, все особенности минералов, как это доказано многочисленными исследованиями, особенно трудами А. Е. Ферсмана, Г. Г. Леммлейна, Д. П. Григорьева, И. И. Шафрановского и других минералогов, обуславливаются генезисом. В этом убеждает нас весь минералогический материал, а также минералогический эксперимент с синхронной фиксацией изменения параметров среды и свойств минерала.

Приведем несколько примеров.

Общеизвестна тенденция уменьшения удлинения кристаллов апатита с уменьшением температуры кристаллизации содержащих их магматических пород и гидротермалитов. Облик кристаллов изменяется от игольчатого по [0001] в габброидах до пластинчатого по [0001] в кварцевых жилах альпийского типа. Эту же тенденцию уменьшения скорости роста кристаллов в направлении [0001] с падением температуры кристаллизации можно проследить и в эксперименте, скажем, на примере кристаллов цинкита (рис. 40). Кристаллы нитрата бария и свинца иллюстрируют закономерное изменение их морфологии с изменением

содержания примесей в растворе при стабильности всех прочих параметров (рис. 41). Сложная динамика, ритмичность процесса кристаллизации отчетливо отражается в зональном строении как искусственных, так и природных кристаллов (рис. 42). Достаточно иногда взглянуть на кристалл (как, например, на разрезы кристаллов кварца, магнетита, циркона на рис. 43), чтобы даже без специальных приемов, опираясь на общие знания, представить сложную историю минерала, богато насыщенную событиями.

Генетическая природа вариаций конституции и свойств минералов является следствием закона минералогенетического резонанса (Юшкин, 1969, 1970, 1972а, 1972б; Yushkin, 1974), вытекающего из всеобщего принципа причинности и утверждаемого всем фактическим материалом минералогических исследований.

В процессе онтогенеза минерала, являющегося продуктом эволюции минералогенетической среды и отражающего в своей структуре все ее параметры, любое изменение среды вызывает определенное изменение минерала, и соответственно любое изменение минерала отражается изменением в минералогенетической среде.

Действие этого минералогенетического закона проявляется через конкретные физико-химические законы, связывающие изменение параметров среды с изменением параметров минерала и имеющие как динамический, так и вероятностно-статистический характер.

Закон минералогенетического резонанса имеет колоссальное значение для минералогии, так как он определяет возможность расшифровки минералогенетической информации, содержащейся в минерале в виде компонента его структуры, хранящейся в своего рода минералогической «памяти».

Мир минералов не остается постоянным ни во времени, ни в пространстве. В конституции и свойствах минеральных индивидов происходят непрерывные и разнообразные изменения, определяющиеся, как было показано выше, изменениями параметров минералогенетической среды и осуществляющиеся благодаря функционированию связей «минерал—среда». В результате функционирования связей постоянно развивается процесс уравнивания системы «минерал» и «минералогенетическая среда»; минерал стремится приспособить свои параметры к параметрам минералогенетической среды. Например, возникновение в среде механических напряжений приводит к напряженному состоянию минерального индивида, которое в зависимости от величины и характера действующих сил вызывает упругие или пластические деформации индивида или его механическое двойникование (рис. 44), т. е. минерал переходит в состояние, в новых условиях энергетически более экономичное. Такая динамичность минерального индивида, способность приспособиться к различным состояниям минералогенетической среды в результате регу-

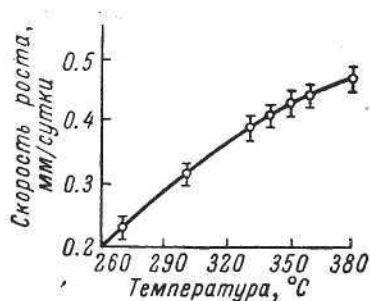


Рис. 40. Зависимость скорости роста кристаллов цинкита в направлении [0001] от температуры кристаллизации.

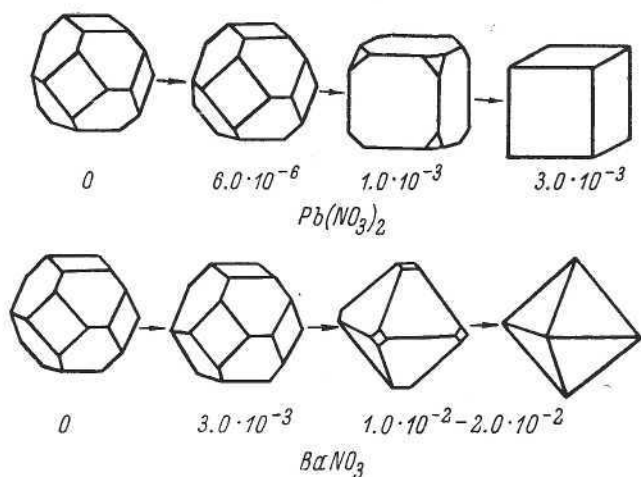
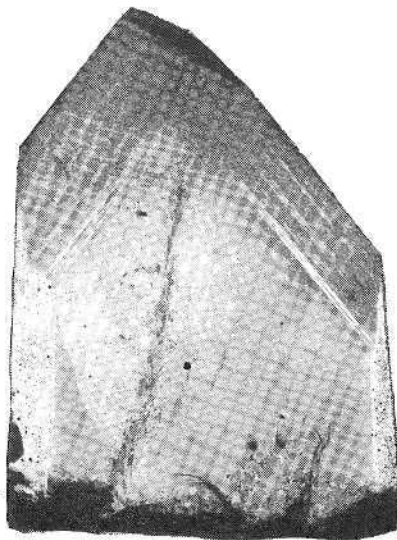


Рис. 41. Изменение кристалломорфологии $Pb(NO_3)_2$ и $Ba(NO_3)_2$ с изменением концентрации примеси (метилового голубого) в растворе.

Рис. 42. Зональное строение кварца, отражающее пульсационный характер изменений состояния минералообразующей среды.



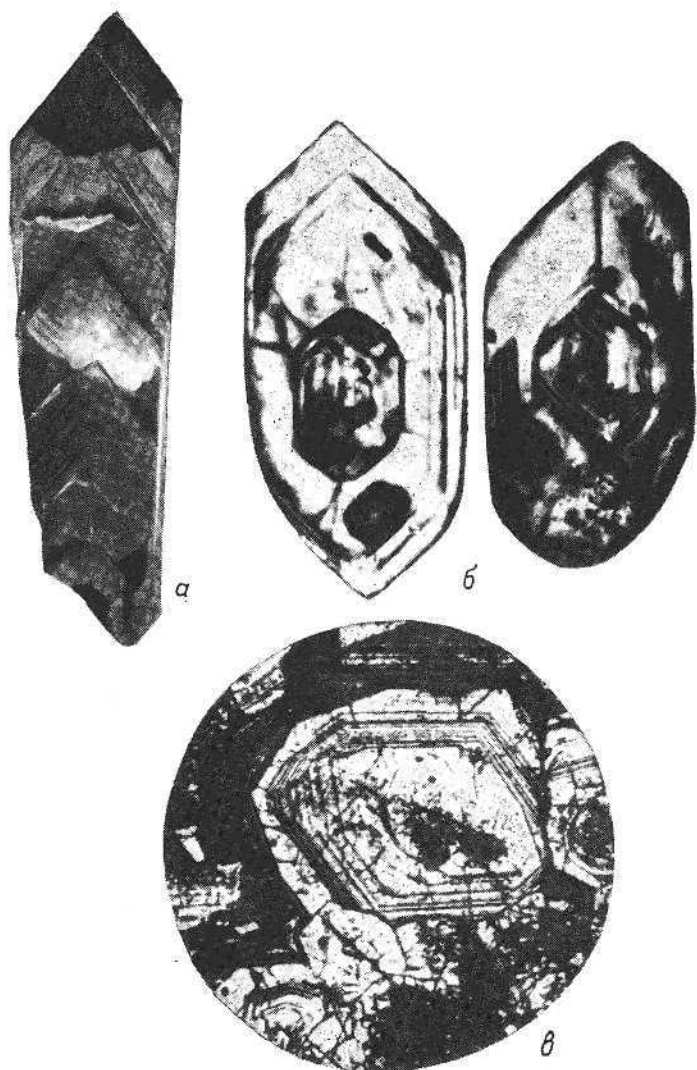


Рис. 43. Внутреннее строение кристаллов кварца с Приполярного Урала (а), пирокена из гранитоидов Среднего Урала (б) и магнетита из Горной Шории (в), отражающее сложную историю их формирования.

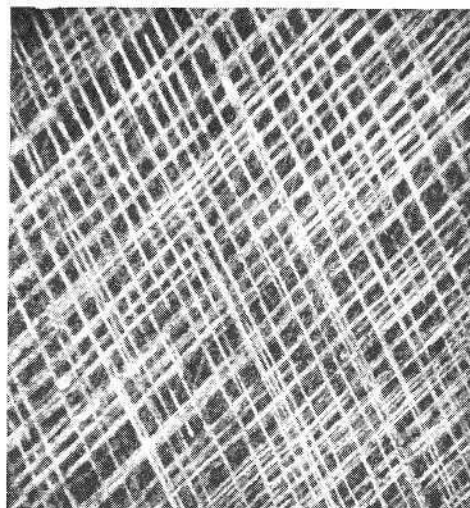


Рис. 44. Механические двойники кальцита.
Увел. 120. Пай-Хой.

ляции своих структурных особенностей определяет его довольно высокую устойчивость в земной коре.

Интервал изменения параметров минералогенетической среды, в пределах которого минерал может сохранять свою качественную определенность, является областью существования минерала, или, говоря экологическим языком, его «экологической нишей». «Экологическая пища» даже по одному и тому же параметру для разных минералов далеко не одинакова и зависит от физических и химических свойств минералов, определяемых их конституцией. Это можно увидеть, сравнивая поведение ряда минералов, например кварца, пирита, самородной серы, в зоне окисления или в абразионной среде водного потока. И в том и в другом случае кварц окажется несравнимо более устойчивым, чем другие минералы, а сера — наименее устойчивой.

Менее устойчивые минералы более чутко реагируют на изменения в среде, но, естественно, отражают лишь узкий интервал этих изменений, в то время как устойчивые хотя и отражают сравнительно широкий интервал изменений параметров минералогенетической среды, но «запись» этих изменений в структуре минерала более схематическая.

«Экологическую нишу» в целом, т. е. совокупность диапазонов существования минерала по разным параметрам минералогенетической среды, можно характеризовать двумя показателями:

а) мерностью ниши — числом параметров среды, к которым минерал чувствителен;

б) шириной ниши — величиной диапазона изменений данного параметра, в котором минерал сохраняет свою целостность и качественную определенность.

Очевидно, что ниша характеризуется интенсивными параметрами (потенциалами) — температурой, давлением, концентрацией и т. д.

«Экологическая ниша» минералов отличается от «экологической ниши» живых систем, во-первых, относительной маломерностью, а во-вторых, большой шириной диапазонов по параметрам среды, т. е. минералы менее требовательны к условиям среды, чем живые системы.

Разобранные выше особенности взаимодействия минерала и среды в процессе развития минералогенетической системы составляют основу генетикоинформационной минералогии.

ЭНТРОПИЙНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ИНФОРМАЦИОННЫЙ ХАРАКТЕР МИНЕРАЛОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Рассматривая особенности взаимодействия минерала и минералогенетической среды по характеру обмена, мы уже упоминали наряду с энергетическими и вещественными информационные взаимосвязи, обеспечивающие передачу особенностей структурной организации вещества и энергии от среды к минералу и обратно. С позиций генетикоинформационной минералогии именно информационные взаимосвязи и представляют наибольший интерес, поскольку информация в ее общем (философском, кибернетическом) смысле и информация минералогенетическая (информация в ее утилитарном смысле) имеют одну и ту же природу (Урсул, 1965, 1968, 1975). Изменение информации в процессе развития минералогенетической системы является следствием изменения ее энтропии, поэтому целесообразно сделать краткий анализ энтропийных особенностей процесса минералообразования. Наиболее отчетливо эти особенности можно проследить на примере термодинамической системы, анализируя термодинамические аспекты взаимодействия минерала и минералогенетической среды.

Термодинамическая система — это мысленно выделенная из системы «минерал—минералогенетическая среда» совокупность химической структуры минерала и химических компонентов среды в строго определенном фазовом состоянии, совокупность термодинамических параметров (концентрация, температура, давление), а также система взаимосвязей минерала и среды, выраженная уравнением соответствующей реакции.

Рассмотрим наиболее простой случай кристаллизации расплава при понижении температуры. Кристаллизация расплава

происходит при температуре, при которой жидкость и твердая фаза характеризуются равными значениями свободной энергии

$$G_{\text{жидк}} = G_{\text{крист.}}$$

Свободная энергия Гиббса определяется как

$$G = E - TS + PV,$$

где E — внутренняя энергия фазы; P — давление; V — объем, T — абсолютная температура; S — энтропия.

Энтропия является мерой неупорядоченности системы, это ее экстенсивное свойство. Величина энтропии является функцией давления, температуры и физического состояния.

Поскольку $(E + PV)$ — это энтальпия (H), то свободную энергию Гиббса можно выразить в виде

$$G = H - TS.$$

Мы уже отмечали, что для температуры кристаллизации T_E справедливо условие

$$G_{\text{жидк}} = G_{\text{крист.}}$$

поэтому

$$H_{\text{жидк}} - T_E S_{\text{жидк}} = H_{\text{крист.}} - T_E S_{\text{крист.}}$$

а так как $(H_{\text{жидк}} - H_{\text{крист.}})$ — это теплота плавления ($Q_{\text{пл.}}$), то

$$Q_{\text{пл.}} = T_E \Delta S,$$

откуда

$$\Delta S = \frac{Q_{\text{пл.}}}{T_E}.$$

Не только для кристаллизации расплава, но и для любого фазового перехода в соответствии со вторым законом термодинамики

$$dS = \frac{dQ_{\text{обр}}}{T}.$$

В изолированной системе для самопроизвольных процессов $dS > 0$, для равновесного процесса $dS = 0$, для несамопроизвольных процессов $dS < 0$.

Энтропия, следовательно, является мерой обратимости процессов, протекающих в минералогенетической системе.

Изменение энтропии ΔS зависит от температуры кристаллизации и теплоты кристаллизации. В результате процессов, развивающихся при снижении температуры (какими, как правило, и являются процессы минералообразования), энтропия системы уменьшается, в то время как при процессах, развивающихся при нагреве, возрастает. Энтропия возрастает при диссоциации, сублимации, испарении, плавлении, растворении и других процессах, которые ведут к усилению беспорядочного

движения молекул. При $dS > dQ/T$ (прирост энтропии системы больше, чем приведенная в ней теплота) происходит разрушение кристалла.

Зарождение минерала можно выразить скачком энтропии минералогенетической системы:

$$\Delta S = -\frac{A_{\min}}{T},$$

где A_{\min} — минимальная работа, необходимая для флуктуации по концентрации, вязкости и другим параметрам среды, которая приводит к появлению зародыша; T — температура среды.

Вероятность флуктуации

$$W \approx e^{\frac{\Delta S}{k}}.$$

Величину ΔS можно рассчитать, зная из опыта теплоту кристаллизации. Например, изменение энтропии при кристаллизации 1 г воды при 0°C в лед, скрытая теплота плавления которого 334.4 дж., будет

$$\Delta S = -\frac{334.4}{273} = -1.22 \text{ дж./град.} \cdot \text{г.}$$

Приведем другие примеры.

ΔS перехода графит \rightarrow алмаз при 298°K равно $-0.778 \text{ кал./град.} \cdot \text{моль}$;
 ΔS реакции $\text{MgO (периклаз)} + \text{SiO}_2 \text{ (кварц)} \rightarrow \text{MgSiO}_3 \text{ (энстатит)}$ при 298°K равно $-0.2 \text{ кал./град.} \cdot \text{моль}$;
 ΔS перехода Sn белое \rightarrow Sn серое составляет $-3.9 \text{ кал./г.град.} \cdot \text{атом}$.
 Изменение энтропии кристаллизации металлов из расплава (в ккал./г.град. · атом):

кубического алюминия ($T=993^\circ \text{K}$) — 2.6,
 кубической меди ($T=1356^\circ \text{K}$) — 2.0,
 кубического свинца ($T=600^\circ \text{K}$) — 2.2,
 кубического натрия ($T=370^\circ \text{K}$) — 1.7,
 гексагонального цинка ($T=699^\circ \text{K}$) — 2.3,
 тетрагонального олова ($T=699^\circ \text{K}$) — 3.5,
 ромбического висмута — 4.5,
 германия и кремния — 6.

Термодинамическая энтропия учитывает только разнообразие, связанное с тепловым движением. Следовательно, уменьшение термодинамической энтропии в процессе кристаллизации — это одна сторона общего антиэнтропийного скачка, связанного с общей упорядоченностью минералогенетической системы на всех ее уровнях.

Так, на морфологическом уровне рост кристалла можно представить как отбор определенных частиц и присоединение их к кристаллу. С этих позиций рассматривают, например, процесс кристаллизации Т. Г. Петров (1970), Н. Н. Шефталъ и А. Н. Бузынин (1974) и др. Общая вероятность встраивания и закрепления частиц определяется как

$$P = p\downarrow + p\uparrow + p\leftarrow + p\rightarrow,$$

где P — относительные частоты отдельных событий, а именно: $p \downarrow$ — поступления частиц из среды; $p \uparrow$ — ухода частиц в среду; $p \leftarrow$ — миграционного поступления частиц; $p \rightarrow$ — миграционного ухода частиц.

Возможное число различных вариантов присоединения частиц к граням кристалла чрезвычайно велико; например, если учитывать только конфигурацию соседей не выше 3-го порядка, на грани куба галита их можно различить свыше тысячи (Петров, 1970а). Однако число этих вариантов все же конечно и может быть соответствующим образом оценено (см., например: Шефталъ, Бузыниц, 1974). Реализация отбора и закрепления частиц приводит к закономерному уменьшению энтропии минералогенетической системы.

Изменение реальной энтропии ΔH^* , таким образом, будет иным, чем изменение энтропии термодинамической ΔS , и конечно, минералогенетические построения было бы надежнее проводить по ΔH^* , чем по изменению термодинамической или какой-нибудь иной элементарной энтропии.

Реальную энтропию, суммирующую беспорядок на всех уровнях организации минерала, характеризует известное выражение, предложенное в 1948 г. К. Шенноном (1963),

$$H = - \sum_{i=1}^{i=N} p(x_i) \log_2 p(x_i)$$

или

$$H = - \sum_{i=1}^{i=N} p(x_i) \ln p(x_i).$$

Результаты, полученные по первому уравнению, выражаются в битах, по второму — в натах.

Падение энтропии в минералогенетической системе в процессе минералообразования можно представить как повышение отрицательной энтропии, мерой порядка в системе, мерой определенности состояния системы.

Под информацией понимается то, что является мерой изменения степени неопределенности и может измеряться разностью энтропий систем до получения информации H_0 и после получения H_1 :

$$I = H_0 - H_1.$$

В процессе минералообразования, таким образом, происходит уничтожение какой-то части неопределенности, выраженной шенноновской формулой, и увеличение информации, количество которой соответствует степени уничтоженной неопределенности:

$$I = k \ln(p_0/p_i) = k \ln p_0 - k \ln p_i$$

(здесь k зависит от выбора системы единиц: на термодинамическом уровне $k=1.38 \cdot 10^{-16}$ — константа Больцмана, при двоичном исчислении в битах $k=1/\ln 2$).

Физическим выражением информации для кристаллизационного процесса является разность между энтропией первичной системы и минерала

$$I = -\Delta N = +\Delta S = k \ln \frac{p_0}{p_i} + \sum \Delta S_i,$$

где S_i — изменение энтропии при кристаллизации из растворов; N — негэнтропия; p_i — вероятность данного кристаллического состояния.

Полное количество информации I о состоянии системы равно всей энтропии H этой системы, т. е.

$$-I = \sum_{i=1}^N p_i \log p_i,$$

где p_i — вероятность состояний любого из N компонентов, составляющих систему.

Информацию можно, следовательно, представить как взвешенное по всем состояниям системы значение логарифма вероятности состояния, взятое с обратным знаком. Информация — отрицательный вклад в энтропию. Приобретенная системой информация может быть связана лишь с уменьшением негэнтропии или в крайнем случае с ее неизменностью.

В процессе кристаллизации минерала, таким образом, возникает новый информационный уровень, т. е. процессы минералообразования имеют информационный характер. Системы «минерал» и «минералогенетическая среда» можно представить как две информационные системы, связанные информационными связями, а процесс минералообразования — как процесс передачи минералогенетической информации, т. е. процесс передачи структуры от минералообразующей среды к минералу (рис. 45).

Понятие «минералогенетическая информация» несколько шире понятия «информация», используемого в теории информации и в кибернетике, так как оно охватывает не только (и не столько!) вероятностный, но и качественный (структурный), и прагматический аспекты в их неразрывном единстве.

Минералогенетическая информация — это обобщенная генетическая связь между минералом и минералогенетической средой, совокупность процессов и сигналов, связанных с внешними воздействиями в ходе взаимообмена веществом и энергией.

Словом, из любых явлений (а в нашем случае из минералогенетических) вычленяется аспект, связанный с изменением структурной неопределенности и структурного разнообразия системы. Информация — это та однозначная материальная связь, которая существует между причиной и следствием, выраженная

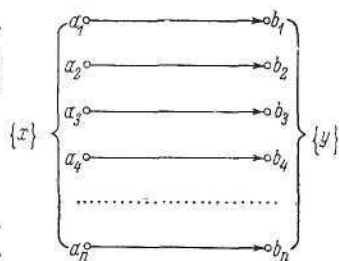


Рис. 45. Идеализированная схема передачи информации от минералогенетической среды $\{x\}$ к минералу $\{y\}$.

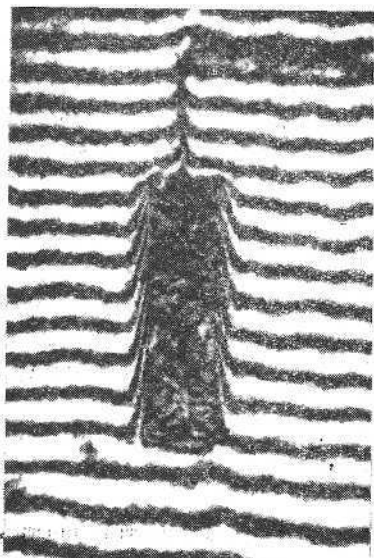


Рис. 46. Интерферограмма процесса кристаллизации, отражающая влияние растущего кристалла на среду.

в совокупности физических и химических сигналов, в случае минералогенетическом — это упорядоченность «элементов» минерала соответственно с упорядоченностью воздействия минералогенетической среды.

Минералогенетическую информацию, следовательно, можно рассматривать как комплексную характеристику сложности (разнообразии структурных элементов), упорядоченности (разнообразии отношений порядка) и структурной организации (разнообразии любых отношений и взаимосвязей) минерала, достигнутых в результате его сложных взаимодействий с минералообразующей средой. В этом ее отличие от отрицательной энтропии (негэнтропии), поскольку энтропия — лишь мера степени беспорядка и в принципе не учитывает структурных взаимосвязей, разнообразия связей, функций и отношений.

Начиная с момента образования кристаллического зародыша мы можем рассматривать минерал как относительно автономную систему (приемник информации), связанную с минералогенетической средой (источник информации) системой входных и выходных информационных каналов (системой прямых и обратных функциональных связей), по которым в процессе онтогенеза минерала осуществляется взаимообмен вещественно-энергетическими сигналами. Каждый импульс вещества и энергии, воспринятый минералом, разрешает неопределенность в каком-то элементе его структуры, т. е. вносит в минерал новую информацию из среды. Входные взаимодействия (например, изменение концентрации около растущего кристалла, появление концентрационных токов и т. п.), естественно, вызывают обратный результат — перенос информации от минерала к среде.

Очевидно, можно выделить два типа обратных связей — положительные, интенсифицирующие минералообразующий процесс, и отрицательные, препятствующие ему. Примером первых может служить появление концентрационных потоков, благодаря которым все время поддерживается в кристаллизующейся среде высокий градиент концентрации, необходимый для роста кристалла. Некоторые примеры влияния кристалла на кристаллогенетическую среду приведены на рис. 46. Примером отрицатель-

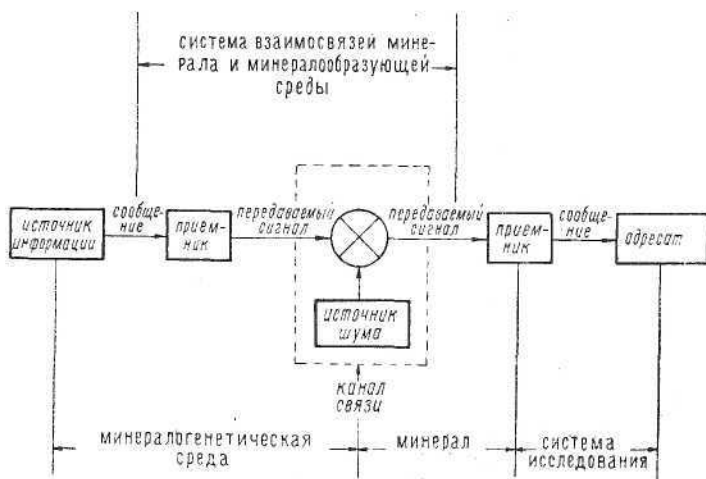


Рис. 47. Информационное представление минералогенетического процесса.

ных связей может служить достижение кристаллом равновесной формы роста или растворения, тормозящей тот или иной процесс.

Вот это наличие выходных взаимодействий, которые являются прообразом обратной связи кибернетических систем, имеет чрезвычайно большое минералэкологическое значение, так как в дополнение к регулированию извне вводит в поведение минеральных связей элемент саморегулирования, повышающий, их устойчивость и вносящий большую или меньшую независимость от воздействий минералообразующей среды. В появлении элементов саморегулирования, очевидно, заложена потенциальная возможность эволюции минеральных систем в органические и образование жизни, так как именно саморегуляция в ее наибольшем совершенстве — характерный признак живых систем.

Между минералом и минералогенетической средой, таким образом, происходит обмен информацией. Конечно, в информационной системе «минерал—среда» трудно выделить привычные для технических кибернетических систем четко дифференцированные «каналы связи», «входы» и «выходы», «блоки памяти». В минерале нет органа, специализирующегося на информацию. Минерал, как и любая система неживой природы, участвует в информационном процессе «всем телом», всей структурой. Общая схема функционирования минералогенетической информации, однако, очень близка к кибернетической (рис. 47).

Информация, вносимая в минерал посредством химических, физических и т. п. сигналов, закрепляется в виде компонента структуры минерала — в его конституционных особенностях и свойствах. Отражая происходившие в системе «минерал—среда»

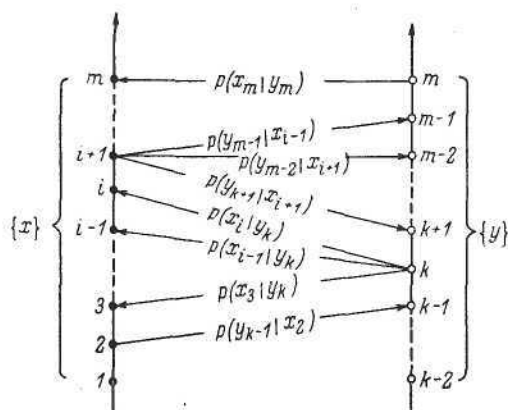


Рис. 48. Схемы информационного взаимодействия минералогенетической среды $\{x\}$ и минерала $\{y\}$.

процессы изменения энтропии, определившие всю историю минерала, «связанная» информация имеет генетический смысл, т. е. является минералогенетической информацией, перешедшей из состояния процесса в состояние компонента структуры. Минералы ассимилируют внешние воздействия, и в своих структурах, составах и свойствах как бы хранят «память» о прошедших событиях.

И не только конституция и свойства минералов, но и математические характеристики, их описывающие, несут в себе генетический смысл. То же самое можно сказать и о сообществах минералов, о распределении минералов в пространстве и времени (Вольфсон, 1965, 1969). Минералы — в известном смысле зеркало среды, его породившей.

Изложенная выше схема является классической схемой из теории информации (Тарасенко, 1963).

Поскольку теория информации дает количественное описание процессов, происходящих в канале связи и являющихся репрезентами параметров источника информации (минералогенетической среды), выбранных для передачи приемнику (минералу), то можно попытаться выразить функционирование этой схемы количественно. В наиболее приближенном для минералогенетических процессов виде она изображена на рис. 48, иллюстрирующем передачу информации от минералообразующей среды с множеством состояний $\{x\}$ (отправляемые сигналы) к минералу с множеством состояний $\{y\}$ (принимаемые сигналы) в условиях шума, когда прием очередного сигнала не полностью снимает неопределенность, имевшую место до приема, так как данному сигналу соответствует (с разными вероятностями) несколько возможных отправных сигналов (Тарасенко, 1963). Здесь $p(x_i|y_k)$ — вероятность того, что был отправлен сигнал x_i , если принят сиг-

нал y_k ; $p(y_k|x_i)$ — вероятность того, что будет принят сигнал y_k , если отправлен сигнал x_i .

Эту ситуацию можно описать с помощью следующих энтропий:

$H(X)$ — энтропия множества отправленных сигналов;

$H(Y)$ — энтропия множества принимаемых сигналов;

$H(X, Y)$ — энтропия множества всевозможных пар (x_i, y_k) ;

$H(X|y_k)$ — энтропия множества определенных сигналов, оставшихся после приема сигнала y_k ;

$H(Y|x_i)$ — энтропия множества принимаемых сигналов при условии, что известен отправляемый сигнал x_i ;

$H(X|Y)$ и $H(Y|X)$ — математические ожидания величин $H(X|y_k)$ и $H(Y|x_i)$ соответственно.

Количество информации, получаемое при приеме сигнала y_k , запишется так:

$$I_k = H(X) - H(X|y_k).$$

В общем случае I_k — случайная величина. Поэтому целесообразно при описании ситуации в целом вычислить среднее количество информации в минерале $\{y\}$ относительно минералогенетической среды $\{x\}$, определив его через математическое ожидание M :

$$I = MI_k + H(X) - MH(X|y_k) = H(X) - H(X|Y).$$

Очевидно, $I(X, y)$ можно аналогично выразить через энтропии множества $\{y\}$. Из свойства энтропии следует

$$H(X) = H(X, Y) - H(Y|X) = H(Y) - H(Y|X).$$

Подставив это выражение в предыдущее, получим

$$I(X, Y) = H(Y) - H(Y|X).$$

Таким образом, снимаемая при посылке конкретного сигнала средняя неопределенность того, какой сигнал будет получен, равна снимаемой при приеме сигнала средней неопределенности того, какой сигнал был отправлен.

Придем к выражению $I(X, Y)$ через соответствующие вероятности

$$I(X, Y) = \sum_k \sum_i p(x_i, y_k) \log \frac{p(y_k|x_i)}{p(y_k)} = \sum_k \sum_i p(x_i, y_k) \log \frac{p(x_i|y_k)}{p(x_i)}.$$

Двум последним выражениям можно легко придать совершенно симметричную форму, если умножить и разделить логарифмируемые уравнения в первом случае на $p(x_i)$, а во втором — на $p(y_k)$:

$$I(X, Y) = \sum_{i=1}^m \sum_{k=1}^m p(x_i, y_k) \log \frac{p(x_i, y_k)}{p(x_i) \cdot p(y_k)}.$$

Поскольку оба объекта — и минерал, и минералогенетическая среда — меняются непрерывно, это выражение можно было бы более строго записать так:

$$I(X, Y) = \iint p(x, y) \log \frac{p(x, y)}{p(x) \cdot p(y)} dx \cdot dy.$$

По виду этих формул никак нельзя заключить, какой объект мы считаем отражаемым, а какой отражающим, но отсюда вытекает весьма важный вывод, в минералогенетическом приложении формулирующийся так: количество информации и минералогенетической среде $\{x\}$, заключающейся в минерале $\{y\}$, равно количеству информации о минерале $\{y\}$, заключающемся в минералогенетической среде $\{x\}$.

Рассмотрение одного объекта как причины, а другого — как следствия в значительной степени операционально. Это подтверждает уже не раз высказываемую мысль, что количество информации не является характеристикой какого-то одного из рассматриваемых объектов, а отражает их связь, соответствие состояний минерала и минералогенетической среды.

Среднее количество информации $I(X, Y)$ является, таким образом, мерой соответствия двух объектов, численной характеристикой степени отражения минералов состояния минералогенетической среды.

Количество информации минерала о самом себе, естественно, равно его энтропии:

$$I\{X, Y\} = H(Y).$$

Информационный характер минералогенетических процессов, обеспечивающий восприятие, накопление и хранение минералами минералогенетической информации, оправдывает известный постулат Д. П. Григорьева (1966): «... познание генезиса есть познание качеств минералов» (с. 5) — и этим определяет потенциальную возможность ее расшифровки.

Минералогенетическая информация, таким образом, — это информация в единстве термодинамического, вероятностного и прагматического аспектов.

Подход к минералогенетическим процессам как к процессам информационным, а к свойствам и конституционным особенностям минералов как к носителям потенциальной минералогенетической информации открывает новые возможности перед минералогией, что подтверждается первыми поисковыми исследованиями в этом направлении (Вольфсон, 1965, 1969; Абрикина, 1966; Буряковский, 1968; Юшкин, 1969, 1970, 1972а, 1972б; Петров, 1970а, 1970б; Дудкин, 1971а, 1971б; и др.).

Во-первых, информационный подход позволяет широко привлекать для решения минералогенетических задач теоретический аппарат современной математики, кибернетики, физики и химии, использовать целый ряд хорошо разработанных методов теории

информации при анализе минералогенетических процессов и минеральных систем, ввести для их оценки ряд новых количественных параметров (количество информации, информационная энтропия и т. п.). Во-вторых, информационный подход позволяет свести многочисленные закономерности и факты, в первую очередь связанные с отражением условий минералообразования в конституции и свойствах минералов, в стройную систему теории минералогенетической информации. Последняя может внести серьезный вклад и в общую теорию информации, так как ее основным объектом является информация как компонент структуры, не учитывающаяся до сих пор в теоретических построениях кибернетики в общей теории информации.

ФОРМЫ ЗАПИСИ МИНЕРАЛОГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

В предыдущих очерках мы показали, что процесс минералообразования — это процесс зашифровки минералом минералогенетической информации, а конституционные особенности и свойства минералов — потенциальная минералогическая информация в виде компонента структуры, которая в принципе может быть переведена в ее бытовую, минералогический (прагматический) эквивалент с функционированием системы исследователя.

Казалось бы, что должна иметь место избирательность восприятия сигналов качествами минерала. Изменение химического состава минералогенетической среды, например, должно быть источником сигнала химической природы и вызывать определенное изменение в химическом составе минерала, изменение магнитного поля должно наложить отпечаток прежде всего на магнитные свойства минерала и т. п. И действительно, химизм минералов адекватно отражает химизм среды.

Образование минерала, т. е. кристаллизация твердой фазы известного состава, отражается соответствующим ему полем фазовой диаграммы, границы которого при прочих равных условиях фиксированы предельными соотношениями компонентов. Это можно проиллюстрировать любой фазовой диаграммой, например, диаграммой одного из частных сечений системы форстерит—кордиерит—лейцит (рис. 49). Еще более строго химический состав среды отражается в составе минерала, если конституционные особенности образующихся фаз допускают их неограниченную смесимость с образованием соединений промежуточного состава, например в системе SrSO_4 — BaSO_4 . Соотношение Ba и Sr в барито-целестине, очевидно, будет строго соответствовать соотношению этих компонентов в среде.

Не только главные минералообразующие компоненты отражают состав минералообразующей среды. Все компоненты, находящиеся в среде даже в весьма незначительных количествах,

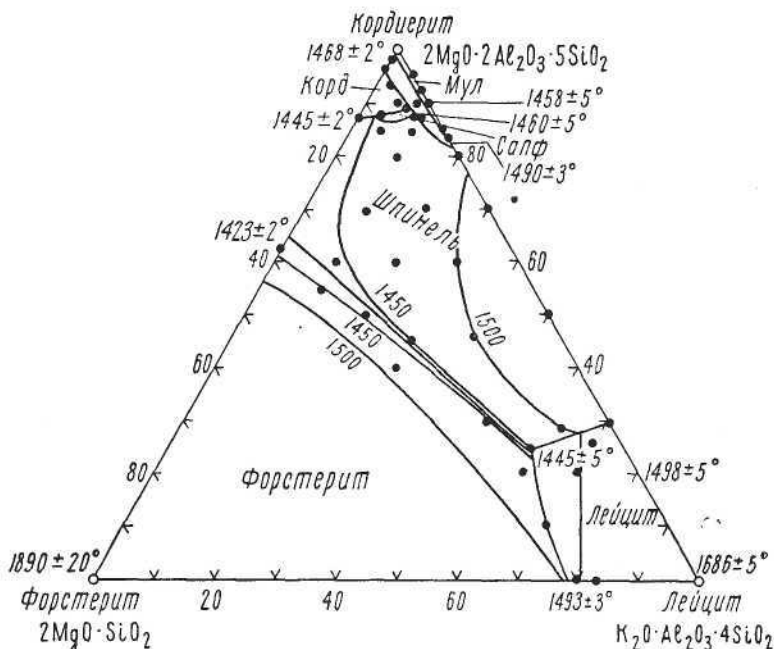


Рис. 49. Фазовая диаграмма равновесия для частного сечения системы форстерит—кордиерит—лейцит.

т. е. в концентрациях, очень далеких от концентрации насыщения, входят в состав минерала. Строго говоря, учитывая сокристаллизацию микрокомпонентов с основным кристаллизующимся компонентом, мы должны рассматривать все минералогенетические системы как многокомпонентные, но с точки зрения концентрационного пересыщения (концентрация микрокомпонентов в такой системе, конечно, будет достаточно малой по сравнению с главными) считаем их малокомпонентными.

Количественное соотношение между содержанием примесных элементов в минерале и их концентрацией в минералообразующей среде определяется в соответствии с законом Нернста коэффициентом распределения (при T и $P = \text{const}$):

$$K_0 = \frac{a_s}{a_l},$$

где K_0 — коэффициент равновесного распределения вещества между твердой и жидкой фазами; a_l — равновесная активность вещества в жидкой фазе; a_s — равновесная активность вещества в твердой фазе.

Коэффициент распределения — это по сути дела константа равновесия, когда речь идет о равновесии: вещество в растворе

в жидком состоянии (a_l) \rightleftharpoons вещество в растворе в твердом состоянии (a_s).

Коэффициент распределения можно выразить через равновесные концентрации (c_s , c_l), поскольку природные разбавленные растворы, в которых исследуется сокристаллизация примесей, близки к идеальным:

$$k_0 = \frac{c_s}{c_l}.$$

Коэффициент распределения определяется, как правило, экспериментально, хотя и существует несколько путей его приближенного теоретического расчета. Например, по данным В. Н. Анфилогова с соавторами (1968), коэффициент распределения железа между водным раствором NaCl (NaCl — 20%) и синтетическим сфалеритом, определенный в гидротермальном эксперименте при $P=1000$ атм. и $t=400^\circ\text{C}$, составляет $k_0 = \frac{c_{\text{Fe Sph}}}{c_{\text{Fe l}}} = 14.39 \pm 0.38$; при $t=500^\circ\text{C}$ равен 13.50 ± 0.38 , для тех же условий, но в случае 7%-го раствора NaCl при $t=400^\circ\text{C}$ равен 8.63 ± 0.18 , при $t=500^\circ\text{C}$ составляет 3.32 ± 0.07 .

Таким образом, химическая структура всей сложной многокомпонентной системы, представляющей собой реальную минералогенетическую среду, наследуется химическим составом и структурой (т. е. конституцией) порожденного ею минерала.

Конституция минерала проявляется, как известно, через его свойства, они функционально связаны друг с другом (Григорьев, 1965). Это можно иллюстрировать на примере любого минерала. Приведем несколько уравнений регрессии (по Рябевой, 1969), описывающих зависимость свойств сфалерита от его состава:

параметр элементарной ячейки

$$a_0 = 5.409 + 0.0006 \text{ FeS} + 0.0039 \text{ CdS} + 0.025 \text{ MnS};^1$$

показатель преломления

$$n = 2.3732 (\text{FeS} + \text{MnS}) - 0.0026 \text{ CdS};$$

отражательная способность

$$R = 16.44 + 0.06 (\text{FeS} + \text{MnS}) - 0.113 \text{ CdS};$$

магнитная восприимчивость

$$\chi = 0.123 \cdot 10^{-6} + 1.015 \cdot 10^{-6} (\text{FeS} + \text{MnS}).$$

Эти уравнения свидетельствуют, что любые вариации химического состава минерала вызывают строго определенное изменение всех его свойств, а отсюда следует, что одна и та же минера-

¹ В Институте геологии Коми филиала АН СССР А. Б. Макеевым проведен более точный вывод этого уравнения, которое принимает вид: $a_0 = 5.4083 + 0.00456 \text{ FeS} + 0.00210 \text{ MnS} + 0.00424 \text{ CdS}$.

логенетическая информация (например, химический состав минералообразующей среды) воспринимается различными качествами минерала.

Число возможных способов кодирования минералом одной и той же информации из минералогенетической среды неограниченно велико. Эта особенность имеет общий закономерный характер и может быть сформулирована как закон многообразия форм записи минералогенетической информации. *Одна и та же минералогическая информация может быть зашифрована в различных качествах минерала и поэтому может рассматриваться независимой от своего конкретного материального носителя.*

Можно, следовательно, говорить о минералогенетическом резонансе как о сложном явлении и выделять несколько типов резонанса минералов на изменения в минералогенетической среде:

а) конституционный резонанс (морфологический, структурный, химический);

б) качественный резонанс, или резонанс свойств (гравитационных, электрических, магнитных, оптических, механических и т. п.).

В соответствии с этим выделяется и несколько взаимосвязанных уровней кодирования одной и той же минералогенетической информации.

Многообразие форм записи минералогенетической информации сразу на нескольких уровнях обеспечивает весьма значительную избыточность информации, зашифрованной минералом, ее неоднократное повторение. Это, несомненно, является весьма примечательным фактом, имеющим чрезвычайно большое значение для генетикиоинформационной минералогии.

Избыточность минералогенетической информации, однако, имеет двойственный характер; она неразрывно связана с неопределенностью.

Неопределенность передачи минералу генетической информации из минералогенетической среды сопровождает любой реальный процесс минералообразования.

Обычно неопределенность минералогенетической информации связывается с неизбежной неполнотой ее передачи. На первый взгляд это кажется справедливым. Действительно, разнообразие среды, в которой находится и развивается минерал, разнообразие окружающего минерал материального мира несравнимо шире разнообразия структуры минерала и, конечно, о полном отражении здесь не может быть и речи. Вряд ли вызовет какой-то резонанс в конституции галитовых «лодочек», зарождающихся и растущих на поверхности хлоридного натриевого рассола в озерке, крик птиц, кружащийся над этим озерком. Если бы отражение было адекватным, абсолютно полным, то не было бы физической разницы между минералом и средой, мы не могли бы говорить о минералообразующем процессе. Но ведь мы говорим о среде минералогенетической, каждый параметр которой взаимно связан с параметрами минерала определенной функциональной зависимостью,

и крик птицы из предыдущего примера, как и другие не связанные прямо или косвенно с развитием минерала явления, не является компонентом минералогенетической среды. Этим, наоборот, утверждается полнота записи первичной минералогенетической информации.

Неопределенность, существующая объективно, независимо от исследователя, его методов и приборов, связана с тем, что на одном и том же уровне кодируется не строго определенная, а весьма разнообразная минералогенетическая информация. Дело в том, что параметры минералогенетической среды, точно так же как и свойства, и конституционные особенности минералов, строго взаимосвязаны между собой, и изменение одного из них немедленно вызывает изменение целого ряда других, согласно известным законам термодинамики. Такая перестройка структуры минералогенетической среды, естественно, вызывает информационный минералогенетический резонанс на всех уровнях структуры минерала, с чем и связан элемент неопределенности в передаче минералогенетической информации. Хотя изменение определенных параметров среды и отражается всеми или почти всеми качествами минерала, оно вызывает наиболее сильный резонанс лишь на определенных информационных уровнях, связанных с этими изменениями прямыми связями и «приспособленных» наилучшим образом для приема именно этой информации. Например, изменение напряженности магнитного поля наиболее чутко отражается изменением магнитных свойств минерала.

Наличие таких специализированных информационных уровней, с одной стороны, и избыточность минералогенетической информации, с другой, обеспечивают возможность раскрытия неопределенности в передаче и консервации минералогенетической информации и в принципе позволяют полностью расшифровать все особенности минералообразующегося процесса.

ТИПОМОРФИЗМ И ГОМОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ

В современной минералогии информационные аспекты минералогенетических процессов находят отражение в учении о типоморфизме минералов. Понятие о типоморфизме минералов зародилось в минералогии почти полвека назад (Grubenmann, Niggli, 1924), однако широкое внедрение в минералогическую науку оно получило только благодаря трудам А. Е. Ферсмана (1931, 1940), который успешно использовал типоморфизм минералов для анализа проблемы происхождения пегматитов и показал пути его применения в геологоразведочной практике.

А. Е. Ферсман в этих работах определяет понятие типоморфизма следующим образом:

«Типоморфными минералами мы называем минералы, занимающие по тем или иным причинам строго определенное место в геохимическом процессе и поэтому отвечающие тому, что в исто-

рической геологии называется руководящим ископаемым. . . Типоморфным может являться в ходе процесса сам минерал как таковой, но это бывает сравнительно редко; чаще типоморфными являются отдельные свойства минералов, определяющие те или иные черты, характерные для данного момента процесса». . . (Ферсман, 1953, с. 498). В этом определении А. Е. Ферсман в понятие формы вкладывал широкий смысл, отмечая, что типоморфизм проявляется «в химическом составе, в окраске, в содержании изоморфных подмесей, в кристаллическом облике или полиморфной модификации, точнее, во всем комплексе м о р ф о л о г и ч е с к и х (разрядка наша, — Н. Ю.) особенностей» (Ферсман, 1960, с. 297).

Четыре десятилетия, прошедшие с момента введения в минералогию ферсмановского понятия типоморфизма, ознаменовались его безусловным утверждением в минералогической теории и практике. В огромном количестве работ, преимущественно советских авторов, обстоятельный обзор которых дан Ф. В. Чухровым (1969), содержится богатейший материал по типоморфизму минералов почти всех генетических типов минеральных образований. Предпринимались попытки анализа и развития отдельных положений проблемы типоморфизма минералов (Готман, 1938; Рожкова и др., 1963; Рожкова, Горбатов, 1966; Франк-Каменецкий, 1967а, 1970; Чухров, 1969; Малеев, 1970; Шмакин, 1971, и др.). Кроме того, проблема типоморфизма была объектом обсуждения на специальном совещании в Москве в 1970 г.

Анализ современных данных, однако, показывает, что проблема типоморфизма минералов в своей основе существенно не изменилась и продолжает почти полностью базироваться на ферсмановских представлениях. Ее развитие выразилось в основном в расширении круга объектов, изученных с позиций типоморфизма; в установлении новых свойств и признаков минералов, которые отражают те или иные особенности минералов и являются, следовательно, типоморфными; в раскрытии новых путей использования типоморфизма минералов для решений конкретных теоретических и практических задач. В качестве наиболее серьезного дополнения теоретического аппарата типоморфизма можно рассматривать, пожалуй, лишь учет явлений конвергенции и дивергенции признаков минералов, наметившийся в последнее время (Радкевич, 1969б; Малеев, 1970).

Такая устойчивость представлений о типоморфизме минералов, с одной стороны, свидетельствует о строгости и четкости основных представлений А. Е. Ферсмана, а с другой — настораживает и заставляет думать, достаточно ли серьезно мы занимаемся анализом фундаментальных положений проблемы типоморфизма и соответствуют ли они современному научному уровню. Особенно тревожен тот факт, что методическая основа большей части современных исследований, касающихся типоморфизма минералов, продолжает оставаться на уровне классических работ А. Е. Фер-

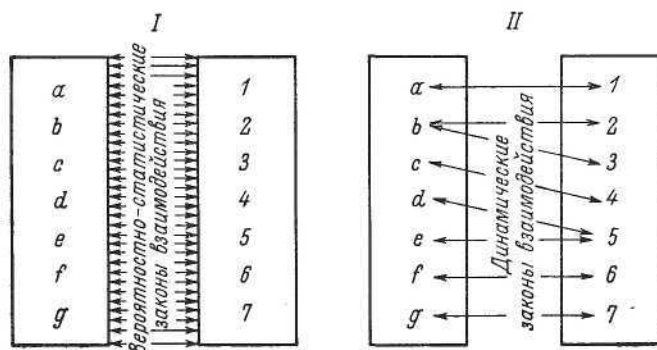


Рис. 50. Схема вероятностно-статистических и динамических взаимосвязей минерала и минералообразующей среды.

I — типоморфизм минералов, типоморфные признаки (типоморфический анализ); *II* — гомоморфизм минералов, индикаторные признаки (генетикоинформационный анализ). *a—d* — параметры минералообразующей среды, *1—7* — конституционные особенности и свойства минералов.

смана и даже более низком. Сущность типоморфизма многими исследователями, вероятно, понимается не очень отчетливо; иначе трудно объяснить появление работ, в которых излагаются результаты обычного комплексного или частичного исследования свойств минералов, но в названия которых вводится в тех или иных вариациях слово «типоморфный». И наоборот, целый ряд весьма обстоятельных и глубоких исследований, вносящих существенный вклад в проблему типоморфизма минералов, не увязывается с ней. Весьма слабо разработана генетическая сторона явления типоморфизма.

Перечисленные обстоятельства определяют необходимость специального анализа проблемы типоморфизма минералов.

Представления о типоморфизме минералов имеют достаточно серьезный теоретический фундамент, и приход А. Е. Ферсмана к этой проблеме не случаен. Еще в 1911 г. в одной из своих ранних работ, написанных совместно с В. Гольдшмидтом, А. Е. Ферсман пишет: «Кристалл неизбежно несет на себе следы предыдущих моментов своего существования, и по его форме, по скульптуре его граней, мелочам и деталям его поверхности мы можем читать его прошлое» (Ферсман, 1955б, с. 15). Высказывание А. Е. Ферсмана достаточно точно отражает смысл разобранного выше закона минералогенетического резонанса, который и определяет явление типоморфизма минералов.

Закон минералогенетического резонанса проявляется, как уже подчеркивалось, через конкретные физико-химические законы, имеющие как динамический, так и вероятностно-статистический характер (рис. 50). Динамические законы однозначно описывают взаимодействия минерала и минералогенетической среды. В качестве примера такого закона можно привести уравнение

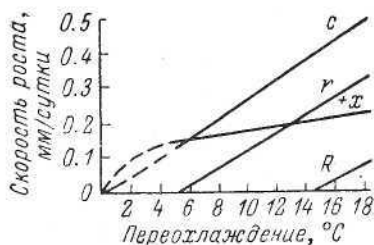


Рис. 51. Зависимость скоростей роста граней кристаллов кварца от пересыщения.

c — {0001}; r — {10 $\bar{1}$ 1}; r+x — {51 $\bar{6}$ 1}; R — {21 $\bar{3}$ 3}.

Бертло—Нернста о распределении примесей между кристаллами и раствором (или расплавом, газом) или зависимости скоростей роста кристаллов от пересыщения (рис. 51). В действии вероятно-статистических законов определенность проявляется только при статистическом учете всех действующих сил. Примером может служить морфология кристаллов циркона (рис. 52), на которую оказывают влияние и химизм среды, и кинетика кристаллизации, и симметрия среды, и целый ряд других факторов (Юшкин и др.,

1966). На соответствующих диаграммах зависимости «параметр среды—свойство минерала» выражаются не линиями, а полями, как например зависимость формы кристаллов алмаза от условий кристаллизации (рис. 53).

Отметим, что если анализировать взаимодействия минерала и среды очень строго, то, очевидно, нельзя выделить динамические взаимодействия в их чистом виде, поскольку в минералообразующих процессах связь между причиной и следствием всегда в какой-то мере многозначна, и взаимодействия во всех случаях подчиняются статистическим законам. Минерал поэтому не содержит на одном информационном уровне всю информацию о каком-то определенном параметре минералогенетической среды, она неравномерно распределена по всем уровням, повторяясь при этом от уровня к уровню. Когда мы говорим о динамических взаимодействиях (однозначная причинная связь и полная передача информации от минералогенетической среды к минералу на одном информационном уровне), то имеем в виду те из взаимодействий, в которых какой-то один из факторов является определяющим, один информационный канал наиболее активным, а все другие — несущественными.

Вероятностно-статистические взаимосвязи «минерал—среда», охватывающие всю совокупность параметров минералогенетической среды и свойств минералов, определяют явление (и свойство) типоморфизма минералов, которое можно охарактеризовать следующим образом.

Типоморфизмом минералов называется их способность отражать генетическую природу в своей конституции и свойствах.

Термин «генетический» здесь понимается в широком минералогическом смысле, охватывающем причинно-следственный, пространственно-временной и эволюционный аспекты. Типоморфными признаками минералов, следовательно, являются конституционные особенности или свойства, типичные для минералов

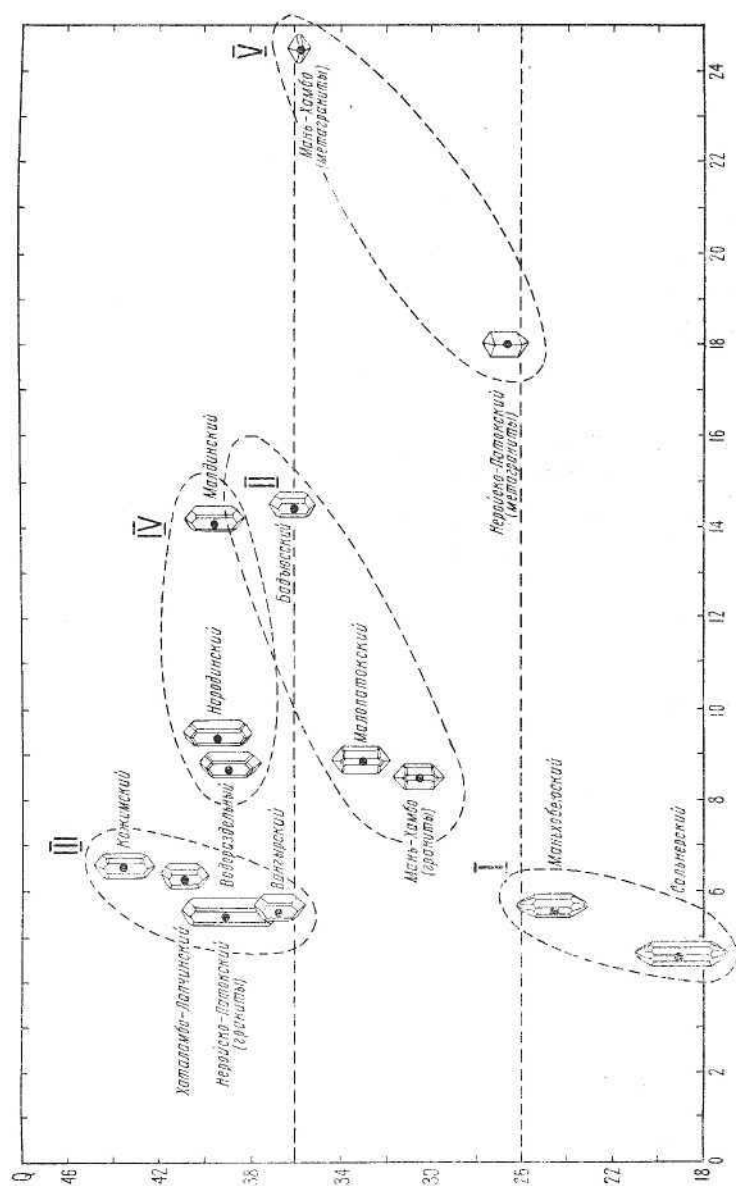


Рис. 52. Зависимость формы кристаллов циркона от содержания кремнекислоты (Q) и относительной щелочности (Q/c) включающих их гранитоидов Приполярного Урала.

I—V — геолого-генетические типы гранитоидов.

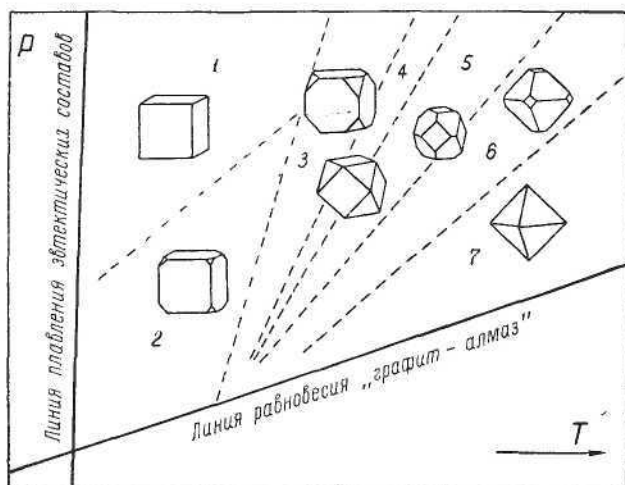


Рис. 53. Области образования габитусных типов алмаза на P — T диаграмме углерода.

1 — куб; 2 — куб с маленькими гранями октаэдра; 3 — куб с большими гранями октаэдра; 4 — кубооктаэдр; 5 — октаэдр с большими гранями куба; 6 — октаэдр с небольшими гранями куба; 7 — октаэдр.

определенной генетической природы. Типоморфизм внешней формы кристаллов апатита из уральских основных пород, гранитоидов и кварцевых жил альпийского типа отчетливо иллюстрируется на рис. 54. Изучение типоморфизма минералов заключается в установлении совокупности их признаков, типичных для изучаемых минеральных систем, путем сравнения с типоморфными признаками уже известных. Это и есть соответственно типоморфический анализ; его цель — получение обобщенного представления о генезисе объекта.

Взаимосвязи «минерал—среда», описанные не вероятностно-статистическими, а динамическими законами, обуславливают явление (и свойство) гомоморфизма минералов.

Гомоморфизмом минералов можно назвать такое явление минералогенезиса, когда одному состоянию признака или свойства минерала соответствует один строго определенный параметр состояния минералогенетической среды или одному отношению признаков минерала соответствует одно отношение параметров минералогенетической среды.

Явление гомоморфизма минералов можно проиллюстрировать многими примерами. Так, морфология вицинальных структур на гранях ромбоэдров кварца зависит в основном от состава и кислотно-щелочных свойств минералообразующих растворов, а аметистовая окраска является следствием повышенного содержания железа в растворе и достаточно высокого его окислительного по-

тенциала (Балицкий, 1970). Механические напряжения минералов служат причиной их деформации, причем величина напряжения при прочих равных условиях определяет характер деформации (Юшкин, 1971б). Определяющее влияние на форму кристаллов алмаза имеет температура среды кристаллизации, в то время как давление не оказывает столь заметного влияния (Безруков и др., 1970; Трубин, 1970). С некоторым приближением можно считать функциональной и зависимость температуры гомогенизации газовой-жидких включений от температуры кристаллизации кристалла-хозяина.

Гомоморфизм минералов позволяет рассматривать определенные их конституционные особенности и свойства как минералогические отнесы и уровни, термограммы и барограммы, хронограммы, химические индикаторы, сейсмограммы и т. п. Определяя эти свойства, которые могут быть названы индикаторными, мы как бы измеряем определенные параметры минералообразующей среды, не забывая, конечно, о возможных ошибках, связанных с геологической «жизнью» минералов и неизбежной вследствие этого потерей какой-то части первичной минералогенетической информации.

Следовательно, индикаторные особенности — это те свойства или конституционные особенности, в которых отражается какая-либо определенная черта генетической природы минерала, т. е. которые связаны с каким-либо определенным параметром минералообразующей среды простой функциональной зависимостью. Исследование минералогенетических процессов по индикаторным особенностям минералов является задачей генетикоинформационного анализа. Этот анализ рассматривает все минералогенетические процессы как процессы информационные, а их продукты — минералы — как носители потенциальной минералогенетической информации, которая может быть расшифрована в процессе исследования. Генетикоинформационный анализ обеспечивает более высокую ступень познания минеральных систем, чем типоморфический анализ, и является следующим этапом исследования.

Данные типоморфического и генетикоинформационного анализов используются в разработанном Д. П. Григорьевым (1961) онтогенетическом анализе, устанавливающем последовательность и сущность всех непрерывно сменяющихся событий, которые и определяют историю каждой минеральной системы.

Таким образом, под тем понятием, которое сейчас называют типоморфизмом минералов, скрываются два явления: собственно типоморфизм и гомоморфизм. Несомненно, что эти явления родственны, тесно связаны, но каждое из них служит основой для совершенно специфического методического подхода к изучению генезиса минералов — типоморфического и генетикоинформационного анализов.

Генетическая природа минерала, как мы в этом убедились, отражается всей совокупностью его свойств. Но любые свойства

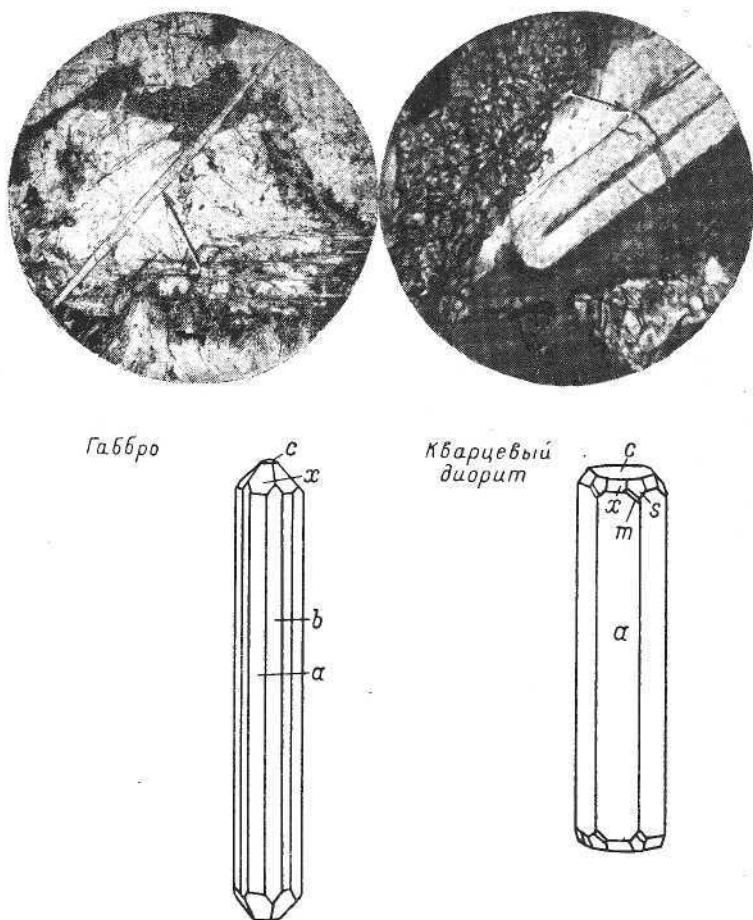
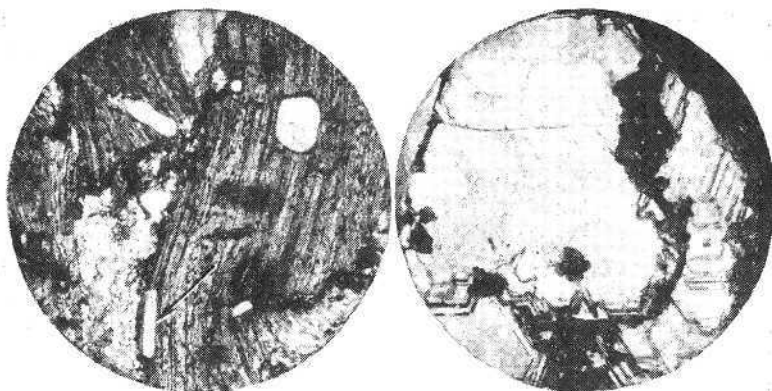


Рис. 54. Форма кристаллов апатита из различных горных пород (типоморфизм апатита).

определяются конституцией минерала (т. е. взаимосвязанными химическим свойством и структурой) и функционально связаны с нею (Григорьев, 19626). Поэтому в типоморфическом анализе, казалось бы, можно ограничиться или исследованием структуры минералов, или исследованием их свойств. Однако существующие методы исследования в неодинаковой степени чувствительны, и определенные структурные особенности минералов нередко лучше познаются через физические свойства, и наоборот. То же самое относится и к неодинаковой трудоемкости исследований. Например, дислокационная структура минералов и быстрее и надежнее может быть определена по механическим свойствам или картине искусственного травления, чем прямыми структур-



Гранит

Кварцевые
жилы

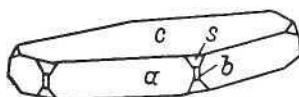
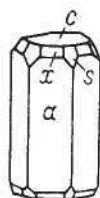


Рис. 54 (продолжение)

ными исследованиями. Таким образом, типоморфический анализ в полном объеме должен включать исследование всех признаков минералов. При анализе же конкретных объектов комплекс признаков может быть ограничен. Их выбор определяется характером объекта исследования, целью анализа, методическими возможностями.

Поскольку генетическая природа минерала проявляется в его внешней форме, конституции и свойствах, можно классифицировать различные проявления типоморфизма минералов в соответствии с типом минералогенетического резонанса.

А. Конституционный типоморфизм минералов:

а) типоморфизм формы; б) структурный; в) химический (типохимизм).

Б. Типоморфизм свойств:

а) гравитационных; б) электрических; в) магнитных; г) оптических; д) термических; е) механических и т. п.

Все эти виды отражают частные случаи проявления типоморфизма через конкретные признаки минералов, и противопоставление любого из них общему понятию неверно.

В минералогической литературе встречаются случаи, когда понятие «типоморфизм» трактуется как одноранговое с введен-

ным Г. Хаберландтом (Haberlandt, 1948) понятием «типохимизм». Разумеется, такое противопоставление неоправданно, так как все конкретные виды топоморфизма — это частные случаи общего явления топоморфизма минералов.

ТИПОМОРФНЫЕ И ИНДИКАТОРНЫЕ ПРИЗНАКИ МИНЕРАЛОВ

Типоморфные и индикаторные признаки минералов, как это ясно из приведенных определений, являются непосредственными носителями минералогенетической информации, и возможность расшифровки минералогенетической информации в процессе исследования в значительной степени зависит от выбора признаков. Ведь не все свойства минерала одинаково чувствительны к изменению параметров минералообразующей среды. Ф. В. Чухров (1969) попытался отразить это обстоятельство через представление о «типоморфности минералов», охарактеризовав ее как «возможность судить о проявлении определенных процессов и условий минералообразования по наличию отдельных минералов в соответствующих ассоциациях или по характеру минеральных ассоциаций» (с. 10). Нередко используется понятие «информативность свойства» и другие сходные с ним термины.

Норма, чувствительность и емкость реакции минералов

Анализ взаимоотношений минерала и минералообразующей среды показывает, что способность минералов, как и их конституционных особенностей, реагировать на изменения в минералообразующей среде может быть охарактеризована тремя параметрами: нормой реакции, чувствительностью реакции и емкостью реакции, введенными нами в минералогический аппарат в 1972 г. (Юшкин, 1972а).

Нормой реакции являются естественные пределы изменчивости конституционных особенностей и свойств минералов, ограничивающие возможность сохранения ими целостности и качественной определенности (т. е. пределы «существования» минералов).

Очевидно, что эти пределы (рис. 55) совпадают с естественными границами минеральных видов. Например, структура ромбической α -серы (D_{2h}^{24}) допускает вхождение в нее не более 55% селена. При более высоком содержании селена она перестраивается в структуру другого минерального вида — моноклинной β -серы (D_{2h}^4). Второй пример. Статистическая обработка многочисленных анализов диоктаэдрических слюд (Попов, 1969) иллюстрирует прерывистость ряда мусковит—парагонит с одинаковыми пределами вхождения Na_2O в мусковит и K_2O в парагонит, равными 25%. Эти же пределы, как видно из диаграммы на рис. 56,

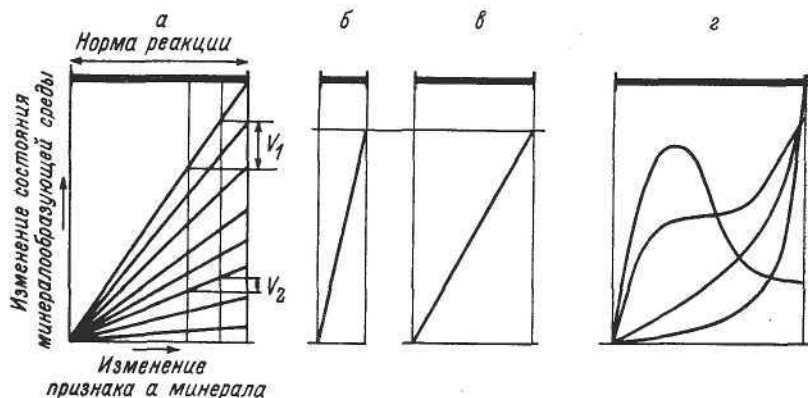


Рис. 55. Различные случаи (а—г) отражения изменений состояния минералообразующей среды в изменении признаков минерала, иллюстрирующие сущность нормы, чувствительности и емкости реакции.

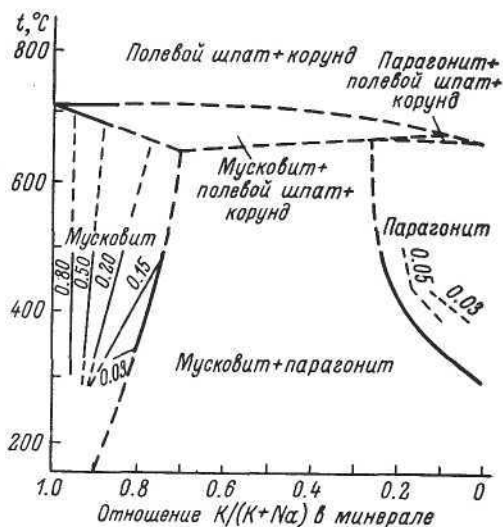


Рис. 56. Сводная диаграмма системы мусковит—парагонит. Составлена по данным А. А. Попова (1968) с дополнениями.

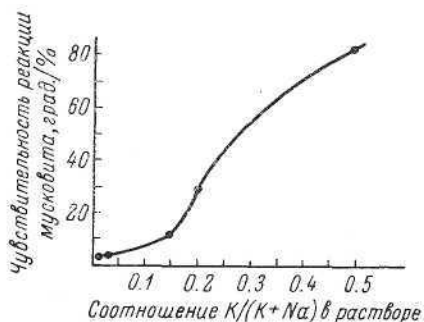


Рис. 57. Зависимость чувствительности реакции мусковита на изменение температуры минералообразующих растворов по содержанию парагонитового компонента от соотношения $K/(K+Na)$ в растворе.

колебаний свойств. Точно так же высоко- и низконормативными могут быть различные признаки одного и того же минерала.

Чувствительность реакции характеризует минералогенетическую емкость единицы реакции, т. е. объем изменений в среде, отражающийся в единице нормы реакции минерала.

Чем меньше объем изменений, отражающийся в единице нормы реакции, тем чувствительнее реакция данного свойства минерала (рис. 55, б, в). Действительно, изменение содержания, скажем, какого-то элемента на 1% в одном минерале отражает перепад температуры в среде на 100° , в другом — лишь на 5° . Во втором случае восстановить температуру минералообразования можно более точно, чем в первом.

Необходимо, однако, иметь в виду, что чувствительность реакции, как правило, неравномерна в пределах нормы реакции и имеет вид криволинейной функции «свойство = φ (состояние среды)» (рис. 55, г), форма которой определяется совокупным влиянием нескольких факторов. Эта неравномерность довольно отчетливо иллюстрируется уже приводившимся примером с мусковитом. Вхождение натрия в структуру мусковита определяется двумя основными внешними факторами: температурой и соотношением калия и натрия в растворе (Попов, 1968). Следовательно, чувствительность мусковита на изменение температуры по содержанию в нем натрия, которая в среднем оценивается в 14.4°C на 1% парагонитового компонента, при различных соотношениях калия и натрия в растворе может изменяться в довольно широких пределах (рис. 57). При значениях $K/(K+Na) = 0.50$ она равна 81.08 град./%, при $K/(K+Na) = 0.20$ — 23.96 град./%, при $K/(K+Na) = 0.15$ — 11.54 град./% и т. д. Еще сложнее эта зависимость для парагонита. Как можно представить из диаграммы на рис. 56, чувствительность парагонита к изменению

достигаются и в синтетических слюдах, исследованных целым рядом экспериментаторов (Eugster, Yoder, 1955; Iiyama, 1964; Nicol, Roy, 1965; Попов, 1967, 1968; Eugster et al., 1972). Следовательно, норма реакции и мусковита и парагонита на изменения в среде по содержанию в этих минералах Na_2O и K_2O оценивается соответственно в 25%.

В зависимости от размаха колебаний минералы могут быть высоконормативными, все свойства которых колеблются в широких пределах, и низконормативными, с узким интервалом

температуры среды даже при фиксированном соотношении калия и натрия в растворе неравномерна по всему температурному интервалу. При значении $K/(K + Na) = 0.05$ для температур ниже 425°C она составляет 6.82°C на 1% мусковитового компонента, а для температуры выше 425°C равна 25.30 град./%. Таким образом, требование определения, кроме свойства минерала, также и соотношения щелочей в равновесной с мусковитом жидкой фазе (по первичным газовой-жидким включениям в сосуществующих минералах) при термометрических исследованиях (Попов, 1968) представляется абсолютно необходимым. Но если учесть, что состав включений не всегда соответствует составу среды, к результатам термометрических определений приходится подходить критически. Емкость реакции характеризует тот объем изменений в среде, который может быть отражен в интервале колебаний свойств одного минерала.

Так, изменение содержания парагонитового компонента в том же мусковите в пределе способно отразить изменение температуры минералообразования от 300 до 660°C . Следовательно, предельная емкость реакции мусковита на изменение температуры по этому признаку 360°C . Емкость реакции парагонита несколько меньше. Естественно, что при типоморфическом анализе следует в первую очередь использовать те конституционные особенности и свойства минералов, емкость реакции которых наиболее высокая. Но здесь нужна известная осторожность, так как наиболее реакционноемкие признаки минералов менее устойчивы к процессам последующего изменения.

Понятие о минералогическом локатипе

Генетическое содержание индикаторных признаков или комплекс типоморфных признаков, характеризующих генетическую природу изучаемой минеральной системы, познаются только в сравнении с другими системами того же структурно-организационного уровня.

Типоморфический анализ в основе своей статистичен. Перед ним редко ставится задача установления природы какого-либо конкретного минерального индивида. Чаще всего определяется природа различных естественных множеств минеральных индивидов одного и того же минерального вида, которые аналитически выделяются в их строго определенных пространственно-временных границах из более сложных минеральных систем. Это минералы одного зарождения, одной генерации, одной минерализационной полости, жилы, месторождения, группы однотипных месторождений и т. п.

Общие черты всех индивидов данного естественного множества отражаются в его статистической модели, которую целесообразно назвать локатипом (локализационный тип минеральных систем). В содержании локатипа (Юшкин, 1972а) учитываются и возможные в данном естественном множестве пределы отклонений всех

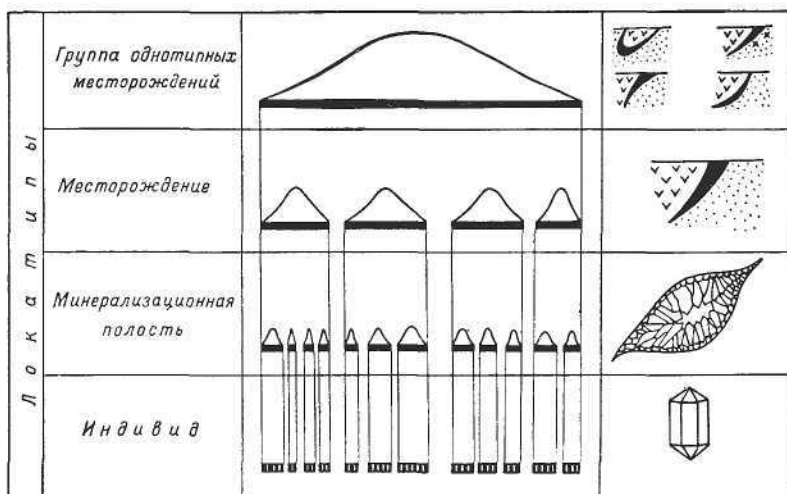


Рис. 58. Масштабы локалитов (схема, иллюстрирующая ступени обобщения диагностических признаков от отдельного индивида до всей совокупности индивидов, составляющих группу однотипных месторождений).

признаков минеральных индивидов от их среднестатистических значений. По своему содержанию локалит минерала близок парагенетическому типу в понятии Н. В. Соболева (1964), К. Б. Кежежинскаса (1965), Е. А. Костюк (1970) и др., но он шире последнего, так как может отражать не только генетические, но и пространственные, и временные совокупности минеральных индивидов, причем обязательно в строго определенных естественных границах. Парагенетический тип, следовательно, является частным случаем локалита. Иногда используется термин «топотит».

Локалит минерала в нашем понимании (Юшкин, 1972а) является эквивалентом локального минерального вида в формулировке Д. П. Григорьева (1975), т. е. «местная совокупность минеральных индивидов, химический состав и структура которых одинаковы или различаются в пределах состава при данных условиях его образования и преобразования» (с. 514).

Примеры локалитов различных масштабов от индивида до группы минеральных месторождений приведены на рис. 58.

Таким образом, в процессе генетикоинформационных исследований мы сравниваем не отдельные индивиды анализируемых естественных множеств, а их локалиты, например, локалиты жильного кварца ряда рудных жил, локалиты флюорита ряда месторождений, локалиты циркона ряда горных пород и т. п. Абсолютно необходимо, конечно, чтобы сравниваемые локалиты были одного и того же масштаба. В зависимости от цели типоморфического анализа можно рассматривать одномасштабные локалиты

различной генетической природы (генетический типоморфизм), локатипы во временной последовательности их формирования (хронотипоморфизм), локатипы в их пространственном распределении (топотипоморфизм).¹

Введение понятия минерального локатипа было необходимо, чтобы перейти к анализу типоморфных и индикаторных признаков минералов.

Сходство и различие признаков локатипов

В типоморфическом и генетикоинформационном анализе существенное значение имеет учет возможности сходства и различия сравниваемых признаков различных систем (Радкевич, 1969б; Малеев, 1970).

Идеальный случай типоморфизма, очевидно, может быть представлен таким, когда все признаки минерала одного генезиса отличаются от соответствующих признаков минерала другого генезиса, или в общем случае, когда все признаки локатипа А отличаются от всех соответствующих признаков локатипов Б, В, Г, Д, и т. д., генетическая природа которых отлична от природы локатипа А. В практике типоморфического анализа с такими случаями мы почти не встречаемся. Обычно отмечается довольно близкое совпадение более или менее широкого ряда признаков заведомо разнородных локатипов.

Следовательно, кроме типоморфизма признаков, мы должны учитывать возможность их конвергенции, дивергенции и изовергентной неопределенности.

Конвергенция признаков — это приобретение ими некоторого сходства в процессе развития объектов различной генетической природы (например, акцессорный пирит в осадочных и магматических породах кристаллизуется в одной и той же кубической форме).

Под дивергенцией признаков, наоборот, понимается приобретение ими черт различия в процессе развития объектов одной и той же генетической природы. Примером может служить разная окраска и состав примесей в одних и тех же зонах кристаллов виллоита, но в пирамидах нарастания разных граней (рис. 16).

Изовергентная неопределенность признаков — явление промежуточное между типоморфизмом и конвергенцией.

Если взять какой-то один признак, то представляются возможные следующие виды его отношений к разнородным локатипам (табл. 4).

а) признак 1 разнородных локатипов характеризуется, например, различными значениями *k*, *l*, *m*, *n*, *o* локатипов А, Б, В, Г, Д; этот признак отчетливо типоморфен;

¹ Выступление Д. П. Григорьева на совещании по типоморфизму минералов в Москве в 1970 г. (см. также: Шмакин, 1971).

Таблица 4

Типоморфизм, конвергентность, изовергентная неопределенность
и дивергентность признаков различных локатипов

Локатипы	Признаки локатипов				
	1	2	3	4	5
A ^I	<i>k</i>	<i>a</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>a</i>
A ^{II}	<i>k</i>	<i>a</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>
A ^{III}	<i>k</i>	<i>a</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>c</i>
Б	<i>l</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	
В	<i>m</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	
Г	<i>n</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>d</i>	
Д	<i>o</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>d</i>	
Характеристика признака в отношении сходства и различия	Типоморфен	Конвергентен	Типоморфен для А, но конвергентен для Б, В, Г, Д,	Изовергентно неопределенный	Дивергентен для составных систем локатипа А

б) признак 2 разнородных локатипов характеризуется одним и тем же значением, например, величиной *a*; этот признак отчетливо конвергентен;

в) признак 3 одного локатипа характеризуется одним значением (*a* — для локатипа А), всех других локатипов — другим (*b* — для локатипов Б, В, Г, Д); этот признак типоморфен для локатипа А, но конвергентен для других локатипов;

г) признак 4 одних разнородных локатипов характеризуется одним значением (*c* — для локатипов А, Б, В), других — другим (*d* — для локатипов Г, Д); этот признак может рассматриваться как изовергентно неопределенный;

д) признак 5 у ряда генетически родственных локатипов имеет различные значения (*a*, *b*, *c* — для локатипов А^I, А^{II}, А^{III}); этот признак дивергентен для составных систем локатипа А.

Как было показано выше, конституционные особенности минерала и его свойства определяются генезисом. Определенное состояние среды приводит к появлению в ней зародышей новой кристаллической фазы, зародышей минералов. Дальнейшее развитие системы «минерал—среда» определяется уже не только эволюцией минералогенетической среды, но и воздействием структуры зародившегося минерала на породившую ее среду. Структура минерала как бы дает программу, «штамп» его развития, выполняет же эту программу минералогенетическая среда, которая вносит в нее определенные изменения. Характер изменений, отклонений от идеализированной структурной модели минерала обуславливается спецификой минералогенетической среды. В этом взаимодействии минерала и минералообразующей среды и лежат первичные естест-

венные причины типоморфизма, конвергенции, дивергенции и изовергентной неопределенности признаков.

Типоморфными становятся те признаки минерала, в которых наиболее отчетливо отражаются особенности минералогенетической среды, обусловившие отклонение реального минерала от его структурного штампа. Очевидно, что ими являются конституционные особенности и свойства с достаточно высокой нормой и емкостью реакции.

В конвергентных признаках определяющей выступает не среда, а структура минерала; это свойства минерала с очень низкой нормой и емкостью реакции, которые наиболее отчетливо отражают не специфику среды, а специфику самого минерала.

Изовергентная неопределенность признаков характерна для тех случаев, когда в одних условиях одно и то же качество минерала чувствительно к изменениям минералогенетической среды, в других — нечувствительно. Эти случаи объясняются наличием сложной (криволинейной) функциональной зависимости «свойства минерала—состояние среды».

Дивергентность характерна для признаков, отличающихся очень высокой чувствительностью и емкостью реакции. В минеральном мире нельзя найти два совершенно одинаковых минеральных индивида. По каким-то признакам они неизбежно будут различны. Очевидно, дивергенция является отражением различий в условиях минералогенезиса, которые не могут быть абсолютно сходными, и в типоморфическом анализе такие признаки, как правило, не учитываются (это, конечно, не значит, что они не содержат минералогенетической информации). Дивергентные признаки сложной минеральной системы могут быть типоморфными во входящих в нее более простых системах.

Сходство конституционных особенностей и свойств минералов, с одной стороны, служит основой типоморфического анализа, так как позволяет типизировать минеральные системы одинаковой генетической природы, с другой, — затрудняет типоморфический анализ, когда признаки становятся конвергентными. Анализ причин сходства признаков составляет довольно ответственную задачу.

Можно выделить четыре основные группы причин, определяющих сходство признаков минеральных систем.

1. Сходство конституционных особенностей и свойств минералов имеет первичную генетическую природу и обусловлено сходством их онтогенетического развития (например, два индивида минерала зародились и выросли в одинаковых условиях). Такие признаки с глубоким внутренним сходством можно назвать синхронно гомологичными. Д. П. Григорьев, В. В. Буканов и Г. А. Маркова (1969) специально изучали синхронно гомологичную зональность кварца, проследив ее не только в пределах одного хрусталеносного гнезда, но и в разных гнездах месторождения. Это позволило им синхронизировать формирование ряда локатипов кварца,

Таблица 5

Классификация признаков (конституционных особенностей и свойств) минералов по их сходству и различию

Причины сходства и различия признаков	Конституционные особенности и свойства минералов
<p>Характер законов, определяющих взаимодействие связей «минерал—среда»</p> <p>Соотношение влияния минералообразующей среды и структуры минерала</p> <p>Генетические причины</p>	<p>Типоморфные, индикаторные</p> <p>Типоморфные, конвергентные, извергентно неопределенные, дивергентные</p> <p>Синхронно гомологичные, асинхронно гомологичные, ложноаналогичные</p>

установив общие моменты поглощения примесей, связанные с изменением тектонического режима формирующегося месторождения.

2. Сходство конституционных особенностей и свойств минералов формировалось разными путями, хотя первопричина сходства одна и та же. Например, два индивида кварца имеют одинаковую цитриновую радиационную окраску, но в одном из них она формировалась в процессе роста кристалла в радиоактивной среде и является первичной, а в другом — возбуждалась более поздним излучением радиоактивных минералов последних генераций и является наложенной. Такие признаки можно назвать асинхронно гомологичными.

3. Сходство конституционных особенностей и свойств минералов имеет различную первопричину. Например, близкая окраска кальцита, как показали Л. В. Бершов и А. С. Марфунин (1970), может быть объяснена вхождением ионов Rb^{3+} , дырочными центрами CO и «парами» (так называемыми агрегатами) ионов Mn^{2+} . Каждая из этих причин обусловлена различными особенностями минералообразующей среды, таким образом, сходство этих признаков чисто внешнее. Подобные признаки целесообразно считать аналогичными.

4. Наконец, сходство признаков может быть кажущимся, появившимся в процессе исследования (низкая точность и чувствительность исследования, неудачная методика обработки результатов, неправильное определение естественных границ объекта и т. п.). Эти признаки следует рассматривать как ложноаналогичные.

Обобщенная с точки зрения генетикоинформационных исследований классификация признаков минералов приводится в табл. 5.

ЗАКОНЫ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Теоретическую основу генетикоинформационной минералогии составляют законы функционирования минералогенетической информации в процессе развития минеральных си-

стем. До сих пор мы обращали внимание главным образом на процессы передачи информации от среды к минералу и на процессы ее записи, зашифровки в структуре минерала. Но поскольку минералы — системы динамические, испытывающие в их истории неоднократные внешние воздействия, которые отражаются весьма интенсивными и разнообразными изменениями минеральных индивидов, содержащаяся в виде компонента их структуры минералогенетическая информация также подвергается весьма существенным преобразованиям, вплоть до полного стирания, полной потери или замещения другой информацией. Необходимо поэтому более детально рассмотреть процессы хранения и преобразования минералогенетической информации в онтогении минеральных систем.

К анализу функционирования минералогенетической информации, как мы уже это отмечали, приложим аппарат общей теории информации, характеризующейся чрезвычайно широкой степенью общности своих положений. Т. Г. Петров (1970) на примере зарождения и роста кристалла довольно четко раскрыл некоторые особенности информационного подхода к минералогенетическим процессам. Он показал, например, как происходит отбор и сортировка частиц растущим кристаллом и их присоединение к граням — процесс, очень сходный с процессом кодирования и передачи информации и описывающийся теми же законами. Отсылая читателя к серии руководств и специальных монографий (Бриллюэн, 1960; Файнштейн, 1960; Тарасенко, 1963; Шеннон, 1963; Жуков, 1966; Урсул, 1968; Яглом и Яглом, 1973; Цымбал, 1973; Кузин, 1973; Мазур, 1974; Бовбель и др., 1974, и др.), мы не будем повторять широко известные законы, описывающие любой информационный процесс. Однако подчеркнем, еще раз, что общая теория информации в ее современном виде не может быть перенесена в генетикоинформационную минералогию в первую очередь потому, что она не учитывает состояния информации как компонента структуры. Кроме того, прагматически акцентируя внимание на математических вероятностных подходах к информационным процессам и структурам, общая теория информации недостаточно учитывает качественную сторону информации (Урсул, 1968) и даже искусственно абстрагируется от нее. А именно качественная сторона, т. е. «смысл» информации, и представляет особый интерес для генетической минералогии. Другой специфической чертой минералогенетической информации, которая должна учитываться в теории и практике генетикоинформационной минералогии, является длительное (геологическое) время функционирования информации и связанная с этим неизбежная потеря какого-то ее количества, высокий уровень «шума».

Основываясь на общей теории информации и данных современной генетической минералогии, мы можем сформулировать в общем виде ряд феноменологических законов, регулирующих поведение минералогенетической информации в онтогении минерала (Юшкин,

1969). Формулировки и аргументации двух весьма важных законов — закона минералогенетического резонанса и закона многообразия форм записи минералогенетической информации — были даны в предыдущих главах.

Закон обязательного наличия генетической информации в минерале. Этот закон является следствием закона минералогенетического резонанса и логически вытекает из самого понятия информации как компонента структуры. Если конституционные особенности и свойства минералов определяются генезисом и являются носителями минералогенетической информации, то именно определенная генетическая информация и является сущностью данного минерала, полная потеря информации — это то же, что и полное разрушение минерала. Отсутствие информации в виде «компонента структуры» можно представить лишь в том случае, когда энтропия минерала ничем не может быть нарушена, когда минеральная система абсолютно лишена какого бы то ни было движения. Но такая система не реальна, так как абсолютное постоянство энергии системы недостижимо. Поэтому следующее утверждение является законом природы.

Любой минерал в пределах сохранения его целостности и качественной определенности обязательно содержит определенную генетическую информацию в виде «компонента структуры», отражающую взаимосвязь минерала и минералообразующей среды.

Минералогенетическая информация является структурной по отношению к минералу (внутренне присуща самому минералу и независима от степени его познания), но потенциальной по отношению к исследователю. В процессе генетикоинформационного исследования она переходит из состояния компонента структуры вновь в состояние процесса и неоднократно преобразуется на всех промежуточных стадиях расшифровки, пока не превратится в факт познания.

Закон сложения минералогенетической информации. Объединение нескольких минералогических систем в одну более сложную систему (например, зон роста, пирамид нарастания граней, поверхностей нарастания ребер и линий нарастания вершин — в индивид, минеральных индивидов — в агрегат и парагенезис, парагенезисов — в ассоциацию и т. п.) приводит к суммированию содержащейся в них минералогенетической информации в соответствии с законом сложения информации.¹

Количество генетической информации в сложной минералогенетической системе равно сумме количества информации составляющих систем, если они независимые, и меньше их суммы, если системы зависимые.

Аргументация этого закона очевидна — количество суммарной

¹ В общем виде этот закон сформулирован А. Д. Урсулом (1965).

информации, например, в двух разных минералах, взятых из разных геологических образований, равно сумме количества информации, содержащейся в каждом из этих минералов. В то же время количество информации, например, в кристалле, состоящем из пирамид нарастания граней, поверхностей нарастания ребер и линий нарастания вершин (Григорьев, 1972а), хотя и больше информации каждого элемента в отдельности, но меньше суммы, так как каждый такой элемент одного и того же кристалла содержит и одинаковую информацию. Это связано, как уже говорилось, с многообразием форм записи минералогенетической информации на нескольких информационных уровнях и ее избыточностью.

Из закона сложения информации вытекает весьма важное следствие, что в процессе прогрессивного развития минерала, в процессе роста минерального индивида количество содержащейся в нем минералогенетической информации увеличивается (накопление информации), а в процессе разрушения, наоборот, уменьшается (потеря информации). Такое утверждение, особенно последняя часть, не противоречит закону сохранения информации (Новик, 1962, 1964), поскольку потеря информации — это не исчезновение, а переход от одной системы к другой.

Закон вытеснения первичной минералогенетической информации информацией из наложенных процессов. Минералогенетическая среда непрерывно воздействует на находящийся в ней минерал, оставляет все новые и новые следы этого воздействия в его структуре и свойствах. Нередко получение минералом новой информации из среды происходит путем «стирания» и замещения первичной. Количество первичной информации при этом, конечно, уменьшается, но появляется наложенная информация, отражающая характер вторичных изменений. Минералог в своей практике постоянно сталкивается с явлениями замещения информации. Это происходит, например, при нивелировке дефектов, гомогенизации зональности, двойниковой структуры (рис. 59), деформации кристаллов (рис. 60) и т. п.

Новая наложенная информация становится ложной по отношению к первичной, дезинформацией, «шумом». Накопление «шума» может привести в предельном случае к нарушению качественной определенности минерала, его полному разрушению (растворение, замещение).

Таким образом, закон формулируется так.

В процессе онтогенеза минерала содержащаяся в нем первичная генетическая информация подвергается постепенному стиранию и замещению новой информацией о более поздних изменениях в минералогенетической среде. Полная потеря первичной информации приводит к полному разрушению минерала.

Наложённая информация хотя и является «шумом» по отношению к первичной, но сама по себе представляет большой ин-

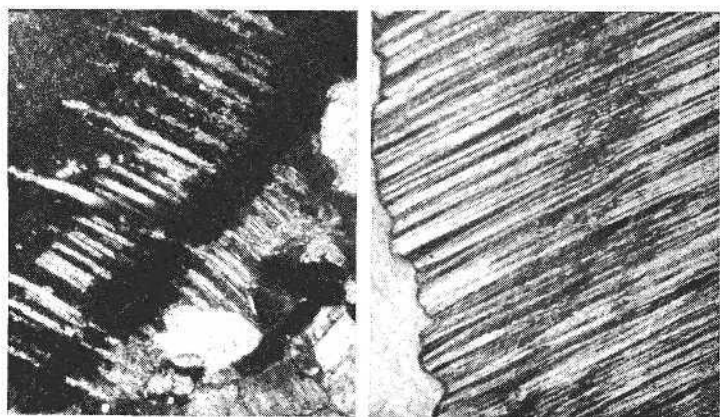


Рис. 59. Гомогенизация двойников в кальците. Увел. 50.

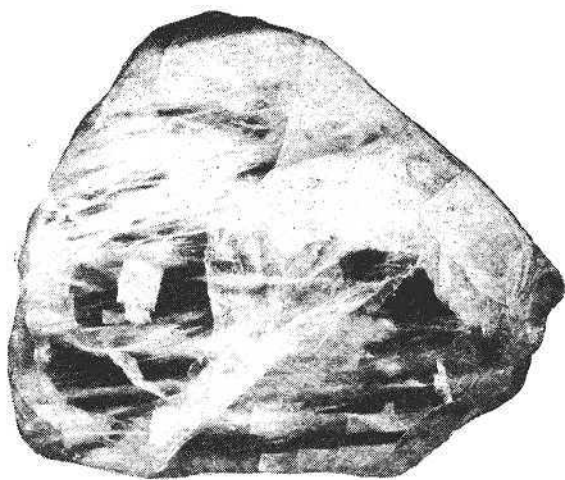


Рис. 60. Полосы деформации в монокристаллах флюорита. Натур. вел. Амдерма, Пай-Хой.

интерес для минералогенетических исследований как документ о новых явлениях в минералогенетической среде. «Ущерб», нанесенный первичной информации внедрением «шума», как правило, не очень велик, во-первых, потому что довольно легко удастся очистить информацию от «шума», а во-вторых, первичная избыточность информации допускает возможность сохранения ее на одних информационных уровнях при полной потере на других.

Закон инерции в приложении к минералогенетической информации. Для минералогенетических процессов, как, впрочем, и для любых природных процессов, характерна весьма существенная причинно-следственная особенность: причина может порождать следствие с некоторой вероятностью и запаздыванием. Вспомним, например, широко известный из кристаллизационной практики случай, когда в условиях снижения концентрации, даже после перехода через точку насыщения, кристалл не только не растворяется, но и какое-то время продолжает расти. Эта особенность объясняется наличием обратных связей от кристалла к раствору, перестройкой структуры раствора с введением растущего кристалла. Для того чтобы рост кристалла трансформировался в растворение с изменением внешних условий, необходима прежде всего новая структурная перестройка, нейтрализующая воздействия кристалла на раствор. В минеральные системы, следовательно, заложены элементы активности, саморазвития.

Учитывая всеобщность, типичность для минерального мира вот этого противодействия минеральных систем процессам разрушения, Д. П. Григорьев (Grigoriev, 1968) ввел в генетическую минералогию закон инерции, который в приложении к минералогенетической информации можно сформулировать следующим образом.

В каждом минерале заложена потенциальная возможность в какой-то мере противодействовать разрушающему влиянию внешних воздействий и инерционно сохранять генетическую информацию.

Инерционно сохраняющаяся в процессе изменения минеральных систем первичная генетическая информация может рассматриваться как минералогическая память. В зависимости от того, на каком информационном уровне минерала в каждом конкретном случае эта память локализована, можно, очевидно, говорить об изотопной, молекулярной, структурной, магнитной, морфологической памяти и т. п., как это делается в работах ряда геохимиков и минералогов (Летников, 1971; Yamamoto, Iwata, 1964, и др.).

Рассмотрим несколько примеров проявления минералогической памяти.

Очень отчетливо она проявляется, например, при замещении минералов. П. Рамдор (1962) описывает замещение двойникового параллельно (111) метациннобарита киноварью, которое контролируется двойниковыми пластинками. В новообразованном зерне киновари наследуется метациннобаритовая двойниковая текстура, позволяющая судить о первичном минерале. Подобное

унаследование плагиоклазового двойникования микроклином происходит в процессе калиевого метасоматоза гранитоидов (Плюшев, 1960). Если даже в результате замещения одного минерала другим полностью уничтожается первичная структура, может сохраниться внешняя форма, содержащая информацию о первичном минерале. Это имеет место при формировании псевдоморфоз различного генезиса (рис. 61). Пожалуй, крайний случай сохранения первичной информации на морфологическом уровне — это теневые псевдоморфозы, описанные Б. В. Чесноковым и В. И. Якшиным (1969), и контурные псевдоморфозы (рис. 62), описанные А. Г. Жабиным и Н. С. Самсоновой (1975). Вообще псевдоморфозы представляют собой прекрасный пример информационных явлений, происходящих на всех информационных уровнях.

Кристалл, регенерирующий после частичного растворения, стремится прежде всего восстановить прежнюю форму, и ни одна из сохранившихся гранных плоскостей не растет, пока не будут восстановлены разрушенные (рис. 42), о которых кристалл хранит морфологическую память.

Широко известен эффект магнитной памяти в гематите $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (Yamamoto, Iwata, 1964; Smith, Fuller, 1967), заключающийся в том, что образцы, однажды намагниченные при комнатной температуре, после охлаждения ниже $T_m = -15^\circ\text{C}$ и прохождения через переход Морино, когда намагниченность исчезает, и повторного нагрева обнаруживают спонтанный магнитный момент прежнего направления. Вероятно, инерционное сохранение информации связано с наличием в кристалле зародышей с фиксированным направлением антиферромагнитного вектора, не меняющегося при нагревании—охлаждении кристалла.

На структурном уровне действие минералогической памяти (в данном случае структурной памяти) можно проследить на примере обратимого перехода арагонитовой модификации нитрата калия в кальцитовую при 127.5°C (Davis, Oshier, 1967).

Такое структурное превращение имеет ясно выраженный инкубационный период около 4 мин. между началом превращения и появления первых кальцитовых рефлексов на рентгенограммах, отражающих сильную инерционность арагонитовой информационной структуры. Даже после полного замещения сохраняются отдельные детали структуры исходной фазы. При инверсионном переходе кальцитовой структуры в арагонитовую на рентгенограммах восстанавливается первичная дифракционная картина, но интенсивность рефлексов уменьшается на 50% по сравнению с той, что была до нагревания, не компенсируются и объемные изменения (0,7% по сравнению с 6,4%). При обратном переходе инерционной является, следовательно, уже кальцитовая информационная структура.

Минералогической памятью объясняется наиболее энергичное сопротивление минеральных систем периодически повторяющимся однотипным внешним воздействиям, о которых минерал, накапливает информацию. Многократные пластические деформации мине-

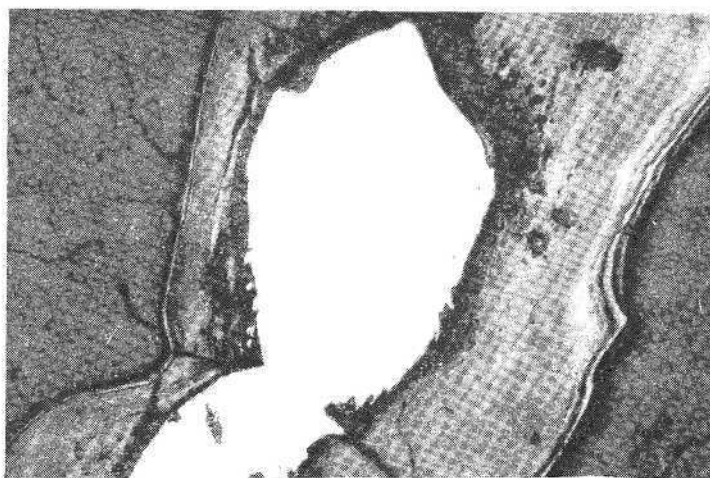


Рис. 61. Поллиминальное замещение айкинита при окислении. Увел. 250. Приполярный Урал.

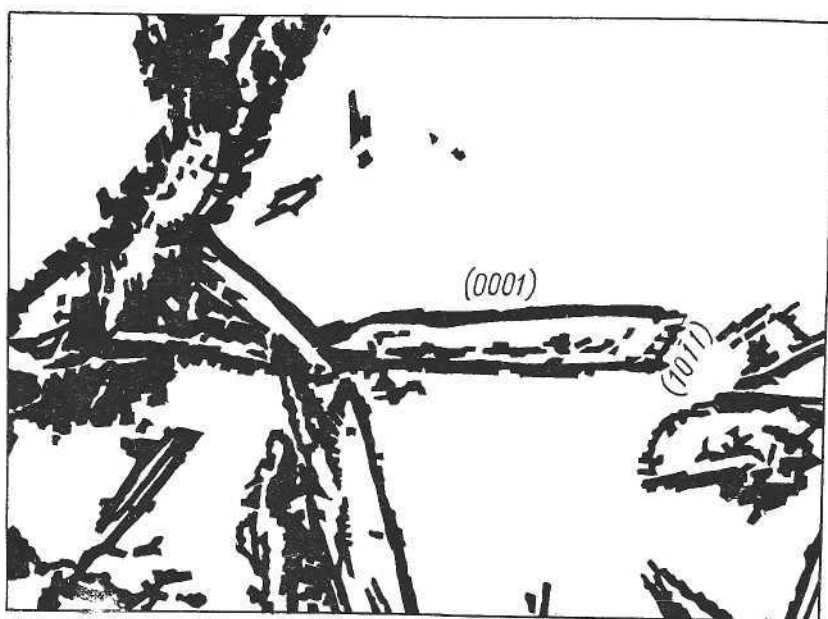


Рис. 62. Контурная псевдоморфоза магнетита по пирротину.

рала вызывают генерирование в нем большого количества дислокаций и приводит к упрочнению, повторяющиеся действия магнитного поля — к магнитному насыщению, абразия минерала в водном потоке — к приобретению им шарообразной формы, наиболее устойчивой к этому типу разрушения, и т. п.

Эффективность минералогической памяти зависит от прочности информационной структуры минерала, испытывающего внешние воздействия, от интенсивности этих воздействий и кинетики наложенного информационного процесса. Быстро текущие процессы более энергично разрушают информационную структуру меняющихся под их воздействием минералов, медленнее передают ее новым продуктам процессов в более сохранившемся виде.

Противодействуя внешним воздействиям, минералогическая система неизбежно теряет какую-то часть первичной генетической информации, но сохраняет основную — качественную определенность, оставаясь той же системой со своей собственной структурой, хотя и измененной, и с генетической информацией в виде компонента структуры. И чем сложнее система, тем легче дается ей сохранение качественной определенности.

Вводя понятие минералогической памяти, мы не пытаемся, естественно, отождествить ее с памятью биологической, не пытаемся приписать минеральному миру черты одушевления, присущие только живой природе. Однако изучение механизма минералогической памяти может оказаться весьма полезным и для познания природы памяти живых систем. Довольно много аналогий, обнаруживаемых в последнее время, наводит на мысль о единой природе некоторых элементарных актов функционирования минералогической и живой памяти.

Напомним в качестве примера о результатах экспериментов мюнхенского профессора А. Вайса, пытавшегося смоделировать на твердых химических соединениях процесс запоминания и передачи информации. В качестве запоминающего объекта им был взят *n*-додециламмоний-алгинат, который в качестве «обучения» подвергался обработке водой или спиртом. После этого алгинат приобретает способность избирательно абсорбировать ту жидкость, которой был предварительно обработан. Степень запоминания зависит от интенсивности «обучения»: двух-, трехразовая обработка алгината спиртом создает память, сохраняющую в течение нескольких минут, одиннадцатиразовая — память почти двухлетнюю.

В мозге, так же как и в описанном выше эксперименте, информация записывается химическим путем, но передается она в виде электрических импульсов по нервам. Этот процесс тоже удалось смоделировать со слоистым структурным аналогом каолинита — диметилсульфоксидкаолинитом. Предварительное воздействие электрического тока напряжением 600 в на эти кристаллы вызывает в каолините способность поглощать в течение определенного времени гидроксиламин. Это происходит потому, что под воздействием электрического тока группы атомов и целые молекулы

с асимметрично распределенными зарядами ориентируются таким образом, что расстояние между слоями меняется. Точно так же меняются расстояния между слоями миелиновых оболочек нервов лягушки при их возбуждении.

Продолжение экспериментов в этом направлении было бы очень полезным.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К РАСШИФРОВКЕ СМЫСЛОВОГО СОДЕРЖАНИЯ МИНЕРАЛОГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Минералогенетическая информация становится информацией в прямом утилитарном смысле этого термина только в результате целенаправленного исследования с четко сформулированной задачей и строгой методикой. Совершенство методического аппарата определяет глубину и надежность расшифровки информации. Прав, конечно Л. Н. Овчинников (1975), отмечая, «что задавать природе вопросы — дело достаточно простое; самое главное — уметь прочесть ее ответы» (с. 5).

Генетическая минералогия располагает целым рядом достаточно глубоко разработанных методов расшифровки минералогенетической информации. К ним относятся уже упоминавшиеся нами типоморфический, парагенетический и онтогенетический анализы, многочисленные методы геотермометрии и геобарометрии, методы геохронологии и др. Эти методы, хотя вполне строги и эффективны, однако не могут полностью составить методическую основу генетикоинформационной минералогии, так как в основном они являются частными методами, приспособленными для решения некоторых конкретных генетикоинформационных проблем.

Исходя из общих задач генетикоинформационной минералогии (Юшкин, 1972б) и основываясь на информационных особенностях процессов минералообразования, можно наметить четыре главных методических подхода к расшифровке минералогенетической информации:

- а) информационно-энтропийный анализ минеральных систем;
- б) типоморфический анализ;
- в) генетикоинформационный анализ;
- г) эволюционный анализ.

Эти подходы, методическая основа которых строится на аналитическом, экспериментальном и сравнительно-историческом принципах с ведущей ролью последнего, обеспечивают различную степень детальности расшифровки минералогенетической информации, зависящую от широты охвата и уровня изученности минеральных систем. Они включают в себя все известные частные методы и открывают перспективы для разработки новых.

Информационно-энтропийный анализ, в основе которого лежит сравнение величин энтропии минеральных систем и коли-

чества содержащейся в них информации, позволяет установить самые общие генетические закономерности, уловить общую направленность развития минералогических объектов.

Типоморфический анализ, базирующийся на явлении типоморфизма минералов, формирует обобщенное представление о генезисе минералогенетических объектов путем сравнения их информационных характеристик с характеристиками объектов известной генетической природы.

Генетикоинформационный анализ, исследующий индикаторные особенности минералов, определяет величины отдельных параметров минералогенетической среды или соотношения между ними.

Эволюционный анализ, включающий в себя онтогенетическое и филогенетическое направления, выявляет критерии для восстановления последовательности минералогенетических событий (нанизывание минералогенетической информации па стрелу времени), установления истории минералов и их сообществ в месторождениях, выяснения закономерностей эволюции минеральных систем.

Прежде чем перейти к обзору перечисленных методов, целесообразно сделать несколько общих методических замечаний, относящихся в целом к операциям над минералогенетической информацией.

1. Любая минералогическая система содержит минералогенетическую информацию только о тех событиях, которые оказывали непосредственное влияние на формирование ее структуры. Поэтому надо быть весьма осторожным, решая самую распространенную в минералогии генетикоинформационную задачу: получение сведений о генезисе суперсистемы по данным изучения одной или ограниченного числа входящих в нее элементарных систем (например, суждение о генезисе минерала по данным изотопного состава составляющих его химических элементов, суждение о генезисе месторождения по составу или свойствам какого-то минерала и т. п.). Здесь необходимы доказательства, что мы имеем дело с общими, скажем, для минерала и минерального тела факторами, а не случайными.

2. При всей тщательности проводимых исследований, совершенстве методического аппарата мы не в состоянии сразу оперировать всей минералогенетической информацией, содержащейся в минерале и связанной с тем или иным событием его истории. Для того чтобы не запутаться в огромном количестве несущественных деталей, необходимо выбрать такой информационный уровень объекта, па котором излишние, с точки зрения исследования, детали поглощаются его структурой. Например, пытаясь определить температурные параметры минералообразующего процесса по коэффициентам сокристаллизации примесей с минералом, необходимо исключить влияние инородных включений на результаты химического анализа. Если механи-

ческая очистка минерала от включений невозможна, видимо, целесообразней использовать не данные химического анализа, а какой-нибудь из физических методов, позволяющий судить о содержании изоморфных примесей по состоянию структуры или свойствам минерала (спектроскопия, структурные методы, механические испытания и т. п.).

3. Специфика минералогических объектов и явлений на современном уровне их изученности обуславливает некоторую ограниченность применения математического аппарата. Это связано даже не столько с низким уровнем изученности, сколько с несовершенством логической схемы теории минералогии и неопределенностью многих ее фундаментальных положений.

4. Никакие операции над информацией не могут увеличить количества информации, они только дают возможность проанализировать ее с разных позиций, увидеть новые смысловые стороны.

Важным вопросом, связанным с операциями над минералогической информацией, является вопрос о снятии «шума», вопрос разделения информации и дезинформации. Опыт исследований подсказывает, что тщательный анализ качеств минералов дает возможность выявить первичную информацию, отделить ее от наложенной, даже если количество последней резко преобладает (когда минерал близок к потере качественной определенности). Возможность такого разделения определяется рядом разобранных в предыдущих главах особенностей минералогической информации, а именно:

а) многообразием форм записи информации, наличием относительно автономных уровней кодирования информации, допускающим стирание первичной информации на одних информационных уровнях и сохранение ее на других;

б) действием закона инерции, обуславливающим некоторое запаздывание в стирании первичной информации по сравнению с действием разрушающих процессов;

в) одинаковой природой первичной и наложенной информации («шума») и вытекающей из этого зависимостью между ними, позволяющей по характеру «шума» как-то судить и о характере первичной генетической информации.

Общим методом достижения полноты расшифровки первичной минералогической информации в присутствии «шума» может служить метод получения избыточной информации. Для этого могут быть использованы разные способы:

а) способ многократного повторения исследований (например, исследование одного и того же качества на большом количестве индивидов и т. п.);

б) способ расширения исследований на одном информационном уровне (например, исследование многих качеств одного и того же индивида при определении его генетической природы,

исследование различных минералов парагенезиса при выяснении генетической природы парагенезиса и т. п.);

в) способ углубления исследований на все информационные уровни (например, исследование парагенезиса, агрегатов, индивидов, автономных областей индивида и т. п.).

Если количество «шума» сравнительно невелико, можно ограничиться первым способом, при резком преобладании наложенной информации более рационально использование одного из двух последних способов или даже комбинации нескольких.

ИНФОРМАЦИОННО-ЭНТРОПИЙНЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ

В основе информационно-энтропийного анализа минеральных систем лежит понятие о величине их информационной энтропии или содержащемся в них количестве информации. Сущность анализа заключается в точном измерении характеристик минерала и вычислении по ним или частной информационной энтропии на каком-то одном информационном уровне, или суммарной энтропии на нескольких уровнях с последующим сравнением величин энтропии в естественных рядах минералогических объектов. Такой подход позволяет предельно «сжать» в единую информационную меру чуть ли не бесконечное количество характеристик и удобно оперировать ими. А поскольку изменение информационного содержания (внутреннего разнообразия) минеральной системы является количественным критерием необратимых качественных изменений ее структуры, т. е. критерием развития, информационно-энтропийный анализ открывает возможность установления количественных закономерностей в эволюции минерального мира.

Попытки применения информационно-энтропийного аппарата в минералогии и смежных областях геологии уже имеются в работах Г. А. Булкина (1972, 1975), Л. А. Буряковского (1968), А. С. Девдариани (1974), А. Д. Вольфсона (1965), А. Н. Воронова (1968), О. Б. Дудкина (1971а, 1971б), Н. С. Кравченко, А. Ф. Болотникова, Т. Г. Петрова (1970а, 1970б, 1971, 1972), Т. Г. Петрова и С. В. Мошкина (1971), В. И. Силаева и В. А. Петровского (1976), О. Г. Сметанниковой и др. (1974), Н. П. Юшкина (1969, 1970, 1971а, 1971б) и других. Хотя не все эти работы являются одинаково удачными,¹ в целом они открывают еще один очень заманчивый и перспективный путь минералогических исследований.

Остановимся прежде всего на методике вычисления энтропии систем.

¹ Серьезные недостатки в этих работах, связанные главным образом с некорректным использованием термодинамических и статистических моделей, с большим пристрастием разобраны В. В. Грузой и его коллегами (1974).

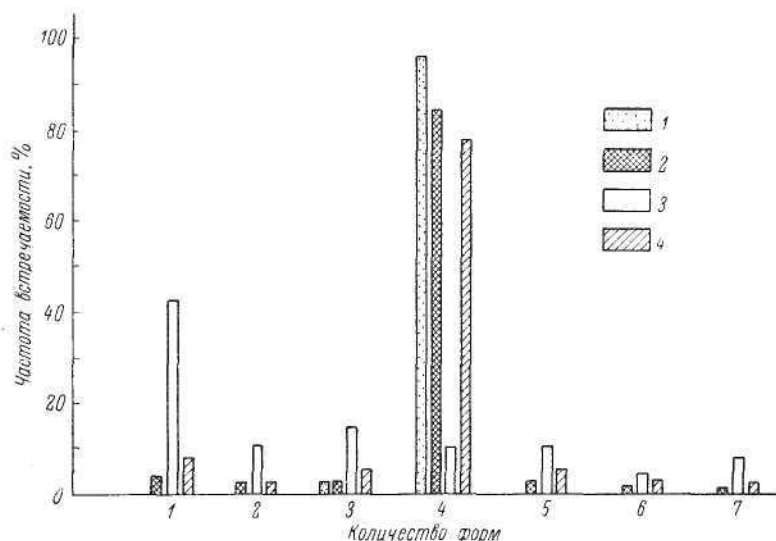


Рис. 63. Комбинационная частота простых форм на кристаллах самородной серы.

1 — Шорсуйское месторождение; 2 — средняя частота для экзогенных месторождений; 3 — месторождения Курильской дуги (средняя частота для вулканогенных месторождений); 4 — общая средняя комбинационная частота.

Поскольку энтропия отражает сложность, неорганизованность системы, общие энтропийные закономерности минералогенетических процессов можно уловить даже без точного вычисления энтропии, на качественном уровне или выражая сложность анализируемых минеральных объектов приближенно-количественными характеристиками скажем, баллами. Например, баллами можно охарактеризовать степень искажения формы реальных кристаллов по различиям в величине граней одной и той же простой формы (1 балл — неискаженный кристалл с одинаковыми по величине гранями, 2 балла — слабо искаженный, 3 балла — искаженный, 4 балла — сильно искаженный, 5 — весьма сильно искаженный) и т. п.

Показателем сложности, более точным, чем балл, служат также прямые измерения некоторых характеристик, например, количество минеральных видов, слагающих то или иное минеральное тело, коэффициент искажения формы кристалла, количество граней на кристалле и др. На рис. 63 в качестве примера приведены гистограммы числа простых форм, участвующих в отгране кристаллов вулканогенной и экзогенной самородной серы.

Если для приближенно-количественной оценки сложности объекта используется одновременно несколько признаков, целесообразно идти по пути получения интегральных балльных характеристик. Можно, предположим, сравнить серию кварцевых

жил какого-то региона по сложности строения индивидов жильного кварца. За меру сложности принимается суммарный показатель сложности, характеризующий ксеноморфизм кристаллов, наличие окраски, зональности, твердых включений, газожидких включений, следов пластической деформации, следов хрупкого разрушения (можно, конечно, учесть и любые другие признаки). Каждому признаку приписывается один балл, суммарный показатель сложности вычисляется суммированием баллов. Например, ксеноморфные (1 балл) бесцветные (0 баллов) незональные (0 баллов) зерна кварца с обилием твердых (1 балл) и газожидких включений (1 балл), без следов пластических (0 баллов) и хрупких (0 баллов) деформаций имеют суммарный показатель сложности, равный 3 баллам.

Энтропия системы вычисляется как сумма произведений вероятностей различных состояний системы, взятая с обратным знаком, на логарифмы этих вероятностей по уже приводившейся формуле

$$H(X) = - \sum_{i=1}^n p_i \log p_i.$$

Для упрощения расчетов вводится функция (при основании логарифма, равном 2, и выражении получаемых результатов в битах)

$$\tau(p) = -p \log_2 p.$$

Тогда предыдущая формула примет вид

$$H(X) = \sum_{i=1}^n \tau(p_i).$$

Рассмотрим теперь задачу вычисления.

Ниже приводится частота встречаемости (в %) комбинаций простых форм на кристаллах экзогенной и вулканогенной серы:

Количество простых форм	Экзогенная сера (Юшкин, 1968)	Вулканогенная сера (Юшкин, 1973)
1	5	43
2	4	11
3	2	17
4	86	10
5	4	8
6	—	5
7	—	6

Распределение вероятностей для экзогенной серы имеет следующий вид:

$$\begin{array}{c|ccccc} x_i & x_1 & x_2 & x_3 & x_4 & x_5 \\ \hline p_i & 0.05 & 0.04 & 0.02 & 0.86 & 0.04 \end{array}.$$

Таблица 6
Таблица значений функции
 $\eta(p) = -p \log_2 p$

p	$\eta(p)$	p	$\eta(p)$	p	$\eta(p)$	p	$\eta(p)$
0	0	0.25	0.5000	0.50	0.5000	0.75	0.3113
0.01	0.0664	0.26	5053	0.51	4954	0.76	3009
0.02	1128	0.27	5100	0.52	4906	0.77	2903
0.03	1518	0.28	5142	0.53	4854	0.78	2796
0.04	1858	0.29	5179	0.54	4800	0.79	2687
0.05	2161	0.30	5211	0.55	4744	0.80	2575
0.06	2435	0.31	5238	0.56	4685	0.81	2462
0.07	2686	0.32	5260	0.57	4623	0.82	2348
0.08	2915	0.33	5278	0.58	4558	0.83	2231
0.09	3126	0.34	5292	0.59	4491	0.84	2112
0.10	3322	0.35	5301	0.60	4422	0.85	1992
0.11	3503	0.36	5306	0.61	4350	0.86	1871
0.12	3671	0.37	5307	0.62	4276	0.87	1748
0.13	3826	0.38	5305	0.63	4199	0.88	1623
0.14	3971	0.39	5298	0.64	4121	0.89	1496
0.15	4105	0.40	5288	0.65	4040	0.90	1368
0.16	4230	0.41	5274	0.66	3957	0.91	1238
0.17	4346	0.42	5256	0.67	3871	0.92	1107
0.18	4453	0.43	5236	0.68	3784	0.93	0.0974
0.19	4552	0.44	5210	0.69	3694	0.94	839
0.20	4644	0.45	5184	0.70	3602	0.95	703
0.21	4728	0.46	5153	0.71	3508	0.96	565
0.22	4806	0.47	5120	0.72	3412	0.97	426
0.23	4877	0.48	5083	0.73	3314	0.98	286
0.24	4941	0.49	5043	0.74	3215	0.99	144
						1.00	0

По расчетной формуле имеем

$$H(X) = \eta(0.05) + \eta(0.04) + \eta(0.02) + \eta(0.86) + \eta(0.04).$$

Функция $\eta(p)$ затабулирована, ее находим по табл. 6, после чего имеем

$$H(X) = 0.2161 + 0.1858 + 0.1128 + 0.1871 + 0.1858 = 0.7748 \text{ бит.}$$

Для вулканогенных месторождений будет

$$\frac{x_i}{p_i} \left| \begin{array}{ccccccc} x_1 & x_2 & x_3 & x_4 & x_5 & x_6 & x_7 \\ \hline 0.43 & 0.11 & 0.17 & 0.10 & 0.08 & 0.05 & 0.06 \end{array} \right|$$

$$H(X) = 0.5236 + 0.3503 + 0.4346 + 0.3322 + 0.2915 + 0.2161 + 0.2435 = 2.3918 \text{ бит.}$$

Морфологическая энтропия вулканогенной серы значительно выше, чем экзогенной, что, впрочем, и следовало ожидать, исходя из существенных колебаний в условиях вулканогенного минералообразования.

Кроме реальной энтропии системы, целесообразно вычислять максимально возможную энтропию, которая достигается при одинаковых значениях p_i , а энтропия системы с равновозможными состояниями равна логарифму числа состояний:

$$H(X)_{\max} = \log n.$$

В примере с экзогенной самородной серой, когда $n=5$,

$$H_{\max} = \log 5 = 2.3219 \text{ бит.}$$

В примере с вулканогенной серой, когда $n=7$,

$$H_{\max} = \log 7 = 2.8073 \text{ бит.}$$

Если система состоит из a элементов, каждый из которых может быть в k состояниях, то число возможных состояний $n=k^a$, а максимально возможная энтропия

$$H(X) = a \log k.$$

Максимально возможную энтропию H_{\max} экзогенной серы в нашем примере, следовательно, можно было бы вычислить и так:

$$H_{\max} = 5 \log 0.2 \approx 2.32 \text{ бит.}$$

Энтропия обращается в 0, когда одно из состояний системы достоверно ($p_k=1$), а другие — невозможны ($p_1=p_2=\dots p_{k-1}=p_{k+1}=p_n=0$).

Поскольку в минералогии приходится иметь дело, как правило, со сложными системами, то довольно часто возникает задача сложения энтропий.

Если мы имеем дело с системами независимыми, то при их объединении энтропии складываются:

$$H(x_1, x_2, \dots, x_s) = \sum_{k=1}^s H(x_k).$$

Возвращаясь к рассматриваемому примеру, находим, что суммарная морфологическая энтропия экзогенной и вулканогенной серы

$$H(X)_{\text{серы}} = H(X)_{\text{вулк}} + H(X)_{\text{экс}} = 2.3918 + 0.7748 + 3.1766 \text{ бит.}$$

Если объединяются в одну две зависимые системы, то энтропия объединенной системы вычисляется как сумма энтропии одной из ее составных частей и условной энтропии второй части относительно первой:

$$H(X, Y) = H(X) + H(Y|X),$$

Таблица 7
Вероятности состояний систем

Тип жил	Кварц (x_1)	Флюорит (x_2)	Кальцит (x_3)	r_j
а (y_1)	0,1	0,2	0	0,3
б (y_2)	0	0,3	0	0,3
в (y_3)	0	0,2	0,2	0,3
p_i	0,1	0,7	0,2	—

где полная условная энтропия системы равна

$$H(Y|X) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m p_{ij} [p(y_j|x_i)]$$

или

$$H(Y|X) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m p_{ij} \log p(y_j|x_i).$$

Для любого числа объединяемых систем

$$H(x_1, x_2, \dots, x_s) = H(x_1) + H(x_2|x_1) + H(x_3|x_1, x_2) + \dots \\ + H(x_s|x_1x_2 \dots x_{s-1}).$$

В этом случае энтропия каждой последующей системы вычисляется при условии, что состояние всех предыдущих известно.

Предположим, что мы задались целью определить суммарную энтропию минерального состава жильного поля, представленного тремя сериями жил (табл. 7): а) кварц-флюоритовых (30%), б) флюоритовых (30%) и в) кальцитовых (40%), общее содержание кварца в которых от всей жильной массы составляет 10%, флюорита — 70%, кальцита — 20%. Имеются, следовательно, две системы: X — минералы и Y — слагаемые ими жилы.

Определим энтропию минерального состава всех жил месторождения:

$$H(X) = 0.3322 + 0.3602 + 0.4644 = 1.16 \text{ бит.}$$

Далее переходим к определению полной условной энтропии $H(Y|X)$.

Для этого делим p_{ij} на p_i и получаем матрицу условных вероятностей $p(y_j|x_i)$:

	x_1	x_2	x_3
y_1	1	0,2/0,7	0
y_2	0	0,3/0,7	0
y_3	0	0,2/0,7	1

Вычислим $H(y/x)$, учитывая, что условные энтропии при $X \approx x_1$ и $X \approx x_3$ равны нулю:

$$H(Y|X) = 0.7 \left[\gamma \left(\frac{0.2}{0.7} \right) + \gamma \left(\frac{0.3}{0.7} \right) + \gamma \left(\frac{0.2}{0.7} \right) \right] = 1.09 \text{ бит.}$$

Суммарная энтропия

$$H(X, Y) = 1.16 \text{ бит} + 1.09 \text{ бит} = 2.25 \text{ бит.}$$

Показателем уменьшения энтропии системы в результате решения какой-то неопределенности ее состояния (получение сведений) является количество информации, численно равное разности априорной и апостериорной энтропий.

Количество информации системы X самой о себе (т. е. количество информации, приобретаемое при полном выяснении состояния системы) равно ее энтропии:

$$I_X = H(X) = - \sum_{i=1}^n p_i \log p_i.$$

В минералогии наиболее часто возникает задача: какое количество информации о недоступной наблюдению системе X может дать исследование доступной системы Y ?

Полная информация о системе X , содержащаяся в системе Y , равна

$$I_{Y \rightarrow X} = H_X - H(X|Y).$$

Из теории информации известно, что полная взаимная информация, содержащаяся в системах X и Y ,

$$I_{Y \leftrightarrow X} = I_{X \rightarrow Y} = I_{Y \rightarrow X}.$$

Для независимых систем

$$I_{Y \rightarrow X} = 0.$$

Если системы эквивалентны, то

$$I_{Y \leftrightarrow X} = H(X) = H(Y).$$

В случае зависимых систем

$$I_{Y \leftrightarrow X} = H(X) + H(Y) - H(X, Y)$$

В условиях предыдущего примера с тремя типами жил кварц-флюорит-кальцитового месторождения полная взаимная информация определится как

$$I_{Y \leftrightarrow X} = 1.16 + 1.57 - 2.25 = 0.48 \text{ бит.}$$

Полезно в ряде случаев контролировать информационный анализ, определяя воспроизводимость информационной оценки Δi (Дудкип, 1971а):

$$\Delta i = I_{\max} - I_{\min},$$

где I_{\max} — максимальное количество информации, I_{\min} — минимальное количество информации, полученные из серии повторных опытов.

Важной характеристикой однородности систем является относительная энтропия (Pelto, 1954), представляющая собой соотношение наблюдаемого значения энтропии к максимально возможному при данном числе компоненту, т. е.

$$H_r = \frac{H}{H_{\max}} = \frac{\sum_{i=1}^n p_i \cdot \log p_i}{H_{\max}},$$

где p_i — доля (вероятность) i -й компоненты в n -компонентной системе.

Относительную энтропию обычно выражают в процентах:

$$H_r = \frac{100H}{H_{\max}}.$$

То же содержание, что и относительная энтропия, имеет информационный коэффициент (Вистелиус, 1964)

$$i_r = \frac{\ln n - H(X)}{\ln n},$$

связанный с относительной энтропией зависимостью $i_r = 1 - \frac{H_r}{100}$.

В общем эти два показателя дублируют друг друга.

Энтропия (и информация) систем X с непрерывно меняющимся состоянием определяется с точностью до Δx выражением

$$H_{\Delta x}(X) = - \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \log f(x) dx - \log \Delta x.$$

Разобранные выше характеристики особо чувствительны к изменению случайных величин с относительно большими вероятностями (главных компонент в условиях, например, химического анализа). Для учета случайных величин с малыми вероятностями Т. Г. Петровым (1971, 1972) применяется еще одна функция, названная им анэнтропией. Анэнтропия определяется как отрицательный логарифм среднего геометрического вероятностей (например, концентрацией элементов, выраженных в атомных долях), т. е.

$$A = - \frac{\sum_{i=1}^n \log_2 p_i}{n}.$$

Если все p_i равны друг другу, энтропия равна $\log_2 n$. Если хоть одно значение $p_i = 0$, энтропия обращается в бесконечность.

Анэнтропия меняется от $\log_2 n$ до $+\infty$. Для приведения интервала к $0 \div 1$, во-первых, вычисляем $A_0 = A - \log_2 n$, во-вторых, находим нормирующий делитель A_{\max} :

$$A_N = \frac{A_0}{A_{\max}}.$$

Расчеты энтропии довольно громоздки, поэтому их целесообразно проводить на ЭВМ в комплексе с определением других энтропийно-информационных характеристик.

Мы не будем рассматривать более сложные энтропийно-информационные операции, которые могут найти применение в генетикоинформационной минералогии и отсылаем читателя к серии соответствующих руководств (Тарасенко, 1963; Вентцель, 1969; Кузин, 1973; Яглом, Яглом, 1973; Цымбал, 1973; Бовбедь и др., 1974; Мазур, 1974, и др.).

Рассмотрим некоторые примеры информационно-энтропийного анализа минеральных систем.

Пример 1. О. Б. Дудкин (1971a) провел количественную оценку неоднородности (степени разнообразия) апатита и титаномагнетита из различных месторождений Кольского полуострова. Особенно представительны данные по апатиту, вычисление энтропии которого проводилось по размеру зерен, удельному весу и неоднородности свечения в ультрафиолетовых лучах. По данным этих расчетов, энтропия апатита возрастает от относительно высокотемпературных объектов к низкотемпературным (рис. 64) — от 6.0 (apatит из хибинских апатитовых руд магматического генезиса) до 12.2 бит (apatит из патролитовых жил в Хибинах). Тенденция изменения энтропии апатита во времени и в термодинамической эволюции магматического процесса имеет закономерный характер, она прослеживается и па других минералах (например, титаномагнетите).

Пример 2. Энтропия минерала зависит от геологических условий его образования, и эту зависимость можно проследить и на примере изучавшегося нами сфалерита из полиметаллических месторождений Пай-Хой—Вайгач—Южноповоземельского мегантиклинория. Анализ неоднородности химического состава сфалерита проводился в координатах энтропия //—анэнтропия A . Нами изучался сфалерит более чем из 60 месторождений и рудопроявлений. Полные анализы сфалерита проводились как традиционными химико-аналитическими методами, так и микрозондовым анализом; сходимость результатов этих методов удовлетворительная. Состав и содержание микропримесей оценивалось по данным приближенно-количественных спектральных анализов, а для некоторых элементов, например Mn, корректировалось по данным ЭПР. Вычисление энтропии и анэнтропии состава

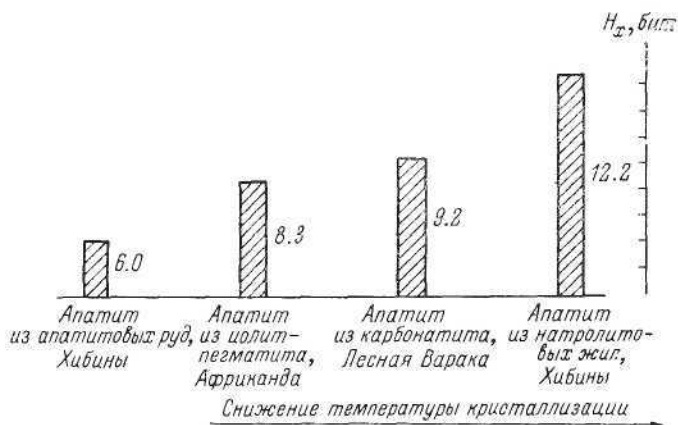


Рис. 64. Зависимость информационной энтропии апатита $H(X)$ от температуры кристаллизации.

сфалерита проводилось в вычислительном центре ЛГУ. На диаграмме $H-A$ (рис. 65) вынесены не все результаты анализов, а только средние данные по отдельным месторождениям, но охвотены поля разброса частных проб. Отчетливо выделяются полями сгущения фигуративных точек три главных типа сфалеритсодержащих месторождений, каждый из которых характеризуется не только своим определенным местом на $H-A$ диаграммах, но и закономерным распределением месторождений в контурах полей, отражающих изменение условий формирования.

Сфалерит полиметаллических месторождений о. Вайгач (Юшкин, Тимонин, Фишман, 1975), отличающийся относительно низким содержанием и невысоким разнообразием примесей, характеризуется наиболее низкими значениями энтропии, колеблющимися к тому же в довольно узких пределах (260—290, среднее — 265 усл. ед.). В то же время наблюдается весьма существенный разброс значений энтропии состава, поэтому поле вайгачских месторождений вытянуто узкой полосой по оси A . В распределении фигуративных точек внутри этой полосы бросается в глаза очень примечательная закономерность: последовательность их положения снизу вверх с увеличением A строго соответствует географической последовательности (с юга на север) положения месторождений в зоне вайгачских рудных разломов. (В этом направлении происходит постепенная смена галенит-сфалеритовых парагенезисов халькопирит-сфалеритовыми). Из этой закономерности выпадают рудопроявления жильного типа, сфалерит в которых характеризуется наиболее высокими значениями энтропии.

Сфалерит из флюоритовых и флюорит-полиметаллических месторождений Амдерминского района характеризуется более

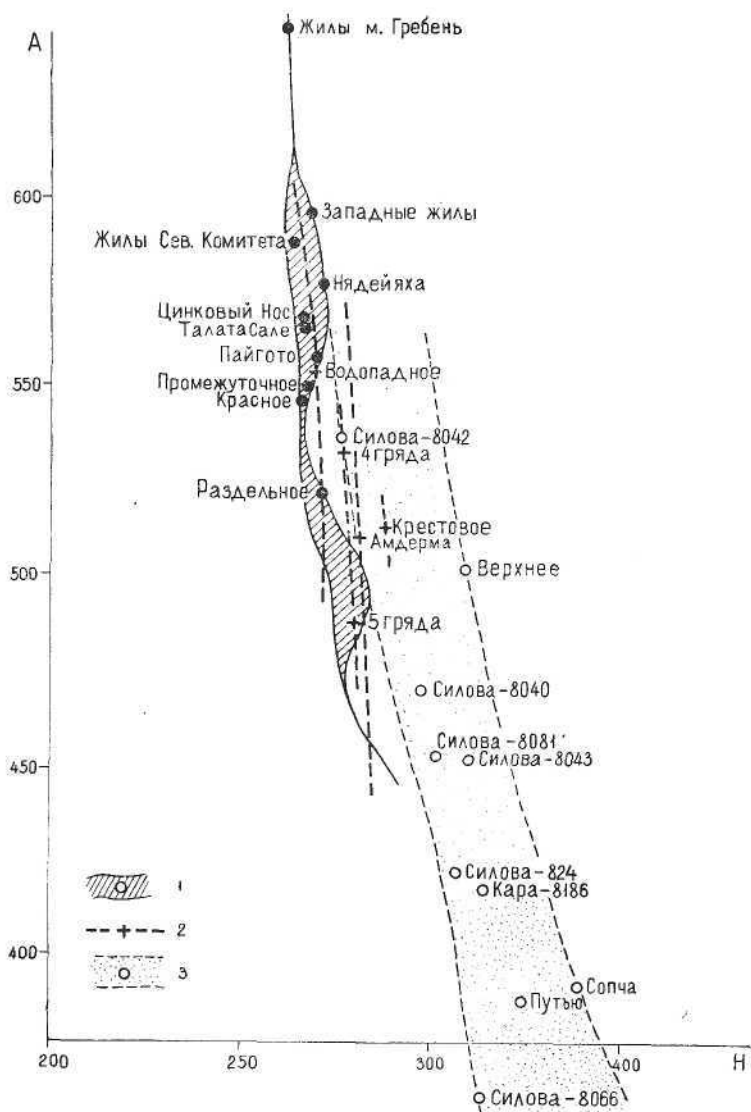


Рис. 65. Дифференциация сфалеритов с Пай-Хоя и Вайгача по энтропии (H) и анэнтропии (A) химического состава.

1 — Вайгачские месторождения; 2 — Амдерминские месторождения; 3 — месторождения северо-восточного крыла Пайхойского антиклинария.

высоким значением H с относительно более широкими их вариациями (260—310, средняя — 280 усл. ед.). Фигуративные точки H — A не образуют единого поля, а группируются вдоль линий субпараллельных оси A . Распределение точек вдоль этих линий в отличие от вайгачских месторождений незакономерно, но последовательность их смены слева направо с увеличением H строго определенная. Вдоль крайней левой линии группируются точки низкоэнтропийных сфалеритов из сфалерит-кальцитовых относительно низкотемпературных жил. Следующую линию формируют сфалериты из флюоритовых и кварц-флюоритовых жил, а еще правее группируются сфалериты собственно Амдерминского месторождения, представленного главным образом метасоматическими телами кварц-сфалерит-флюоритового состава. Наиболее высокоэнтропийными являются сфалериты их пластовых галенит-сфалеритовых тел, залегающих в известняках. Таким образом, увеличение энтропии происходит в направлении жильный тип \rightarrow метасоматические тела неправильной формы \rightarrow пластовый тип.

Сфалерит из месторождений целестин-барит-флюорит-сфалеритовой формации, приуроченных к линейной зоне гидротермальной переработки каменноугольных известняков и сланцев на Пай-Хое, отличается необычным Zn — Mn — Cd составом и разнообразием примесей (Юшкин, Еремин, Хорошилова, 1975), характеризуется, как и следовало ожидать, наиболее высокими значениями H , колеблющимися в очень широких пределах (275—340, средняя — 310 усл. ед.). Точки составов в этом широком поле распределены незакономерно. Такой разброс значений отражает невыдержанность условий кристаллизации сфалерита в различных месторождениях, хотя в общем этот тип месторождений весьма специфичен, о чем свидетельствует распределение точек в пределах строго определенного поля, не совпадающего с полями других типов сфалеритовой минерализации.

На примере изучения пайхойских и вайгачских сфалеритов мы видим, таким образом, что изменение энтропии состава минерала из различных месторождений довольно отчетливо отражает определенные эволюционные тенденции гидротермальных процессов минералообразования и может успешно использоваться при региональных минералогенетических исследованиях.

Пример 3. О. Г. Сметанникова, Т. Г. Петров, В. В. Гордиенко и А. А. Книзель (1974) опубликовали недавно результаты проведенного ими информационно-энтропийного анализа по химическому составу мусковитов и плагиоклазов различных типов (Гродницкий, 1969) слюдоносных пегматитов Чурино-Лоухского района Северной Карелии. Этот анализ вскрыл отчетливую тенденцию увеличения H от мусковит-плагиоклазовых (тип 2) и мусковит-микроклин-плагиоклазовых (тип 3) пегматитов к микроклин-плагиоклазовым (тип 4), отражающую усложнение минерального состава пегматитов (рис. 66). Степень деформации пег-

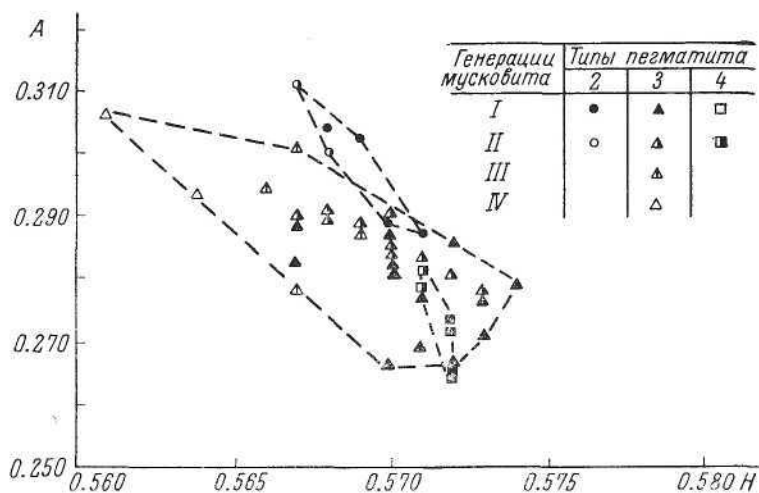


Рис. 66. Диаграмма «энтропия (H)—анэнтропия (A)» химического состава мусковита из пегматитов Северной Карелии.

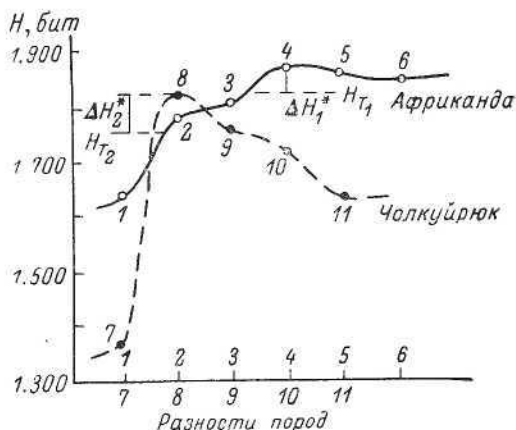
матитов по типам также отчетливо отражается и увеличением анэнтропии A , идущим в противоположном направлении — от пегматитов типа 4 к пегматитам типов 2 и 3. Установлена зависимость энтропийных характеристик мусковита от развития минералообразующего процесса: в пределах каждого типа от ранних генераций к поздним увеличивается анэнтропия A и уменьшается энтропия H минерала.²

Для кислых плагиоклазов из этих же типов пегматитов установлена тесная положительная корреляция между химической анэнтропией и структурной упорядоченностью, отражающей физико-химические условия кристаллизации минерала. Увеличение анэнтропии связывают с увеличением скорости роста кристалла и повышением температуры кристаллизации. Результаты изучения химической энтропии минералов подтвердили существование двух различных эволюционных рядов пегматитов в Чупино-Лоухском районе: безмикроклиновых и микроклинсодержащих, предполагавшихся ранее по геологическим данным. Безмикроклиновые мусковит-плагиоклазовые пегматиты являются результатом кристаллизации палингенной магмы, не подвергавшейся сложному эманационному фракционированию, микроклинсодержащие пегматиты представляют другой, дифференцированный ряд, в котором степень упорядоченности структуры плагиоклаза и чистота состава мусковита возрастают параллельно с увеличением степени дифференцированности.

² Эта же тенденция характерна и для сфалеритов различных типов полиметаллических месторождений (пример 2).

Рис. 67. Изменение энтропии (H) химического состава пород в области контактов.

1 — гнейсы неизменные; 2 — первая степень фенитизации; 3 — вторая степень фенитизации; 4 — третья степень фенитизации; 5 — полевошпатовые пироксениты; 6 — мелкозернистые пироксениты; 7 — мрамор; 8 — габбро; 9 — диорит; 10 — кварцевый диорит; 11 — гранодиорит.



Пример 4. Важная, хотя и теоретически очевидная закономерность изменения энтропии химического состава пород при их контактовом взаимодействии была установлена Т. Г. Петровым и С. В. Мошкиным (1971).³ На примере контактов массивов Африканда (пироксениты—гнейсы) и Чолкуйрюкского (гранодиориты—мраморы) они показали, что энтропийные профили через контакт (рис. 67) обязательно переходят через максимум, связанный с усложнением состава пород при их взаимодействии. Т. Г. Петров и С. В. Мошкин придают большое генетикоинформационное значение величине этого максимума, предлагая характеризовать его величиной ΔH^* , которая представляет собой разность между истинным значением H и теоретическим значением H_T энтропии, рассчитанным для идеальных условий (система закрыта, все процессы сводятся к простому перемешиванию элементов):

$$\Delta H^* = H - H_T.$$

Здесь

$$H_T = - \sum_{i=1}^n \frac{p_{i_1} + p_{i_2}}{2} \log_2 \frac{p_{i_1} + p_{i_2}}{2},$$

где p_{i_1} и p_{i_2} — концентрация элементов в исходных породах.

Если $\Delta H^* > 0$, — контактовые процессы ведут к усложнению системы, если $\Delta H^* < 0$, — наоборот, т. е. ΔH^* является крите-

³ Вспомним, что даже при смешении двух растворов суммарная термодинамическая энтропия возрастает из-за возникающей в растворе дополнительной неупорядоченности

$$\Delta S_{\text{смеш}} = -R (x_A \ln x_A + x_B \ln x_B),$$

где x_A , x_B — мольные доли смешиваемых компонентов.

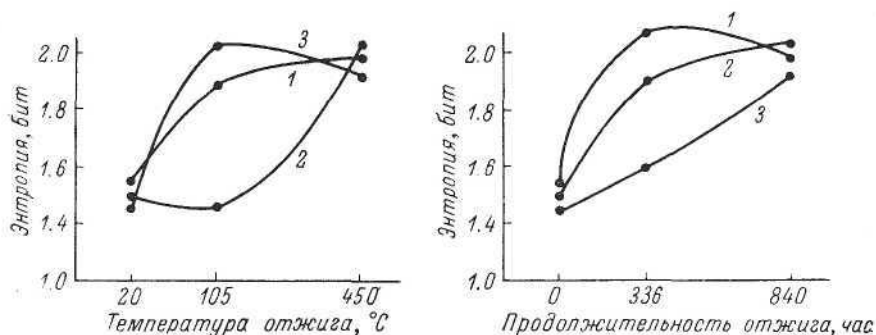


Рис. 68. Изменение энтропии кальцитового агрегата в процессе перекристаллизации.

1—3 — для препаратов, прошедших перед отжигом предварительную прессовку при $P_1=1600$, $P_2=3200$, $P_3=4800$ кг/см².

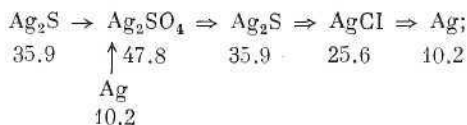
рием изменения сложности системы при контактовых взаимодействиях.

Пример 5. Характер изменения гранулометрической энтропии зернистого агрегата при перекристаллизации исследовали В. И. Силаев и В. А. Петровский (1976), проводя специальные эксперименты по перекристаллизации кальцитовых порошков. Они установили существенный рост энтропии гранулометрического состава, особенно на начальных стадиях перекристаллизации (рис. 68). На поздних стадиях возрастание энтропии прекращается и намечается новая тенденция к ее снижению. Этот вид кривых, переходящих через максимум, находит вполне удовлетворительное объяснение, так как вследствие перекристаллизации с укрупнением индивидов гранулометрическая неоднородность агрегата действительно вначале резко увеличивается за счет избирательного роста одних индивидов и растворения других. Конечным же результатом перекристаллизации является каркас поверхностей близких по размеру зерен, контактирующих под углами около 120° . Энтропия такого агрегата будет довольно низкой, этим и объясняется перелом кривой H .

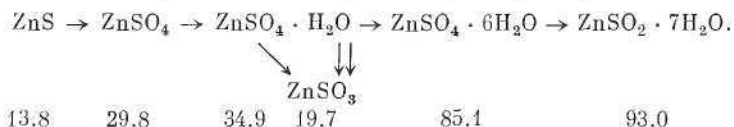
Направление изменения величины энтропии агрегата можно рассматривать как критерий степени его перекристаллизации: ранней стадии соответствует возрастание H , а поздней — снижение.

Пример 6. Г. А. Булкин (1972) на примере минералов зоны окисления рудных месторождений попытался показать, как меняется не информационная H , а термодинамическая энтропия ΔS с изменением степени окисления металлов, входящих в состав этих минералов. Им охарактеризовано несколько эволюционных рядов, которые отчетливо распадаются на два типа:

а) ряды, ведущие к концентрации металлического элемента, сопровождаются уменьшением энтропии его соединений, например: ⁴



б) ряды, ведущие к рассеянию элемента, характеризуются увеличением энтропии его соединений, например:



Насколько эти ряды типичны для зоны окисления рудных месторождений, судить пока трудно из-за ограниченности данных. Однако сам подход с попыткой использования термодинамической энтропии ΔS для количественной характеристики минерало-эволюционных тенденций представляется довольно перспективным.

Пример 7. Величина энтропии или какого-либо другого информационно-энтропийного показателя, как это нетрудно заметить из приведенных выше примеров, отчетливо типоморфна для минералогических объектов различной генетической природы и может служить надежным критерием для их сравнения и классификации. Это наводит на мысль, нельзя ли применить информационно-энтропийный анализ для практических целей, в частности для выделения рудогенерирующих объектов. Опыт такого исследования был предпринят Н. С. Кравченко и А. Ф. Болотниковым (1971), которые попытались оценить металлогеническую специализацию гранитоидных интрузивов по величине энтропии редких элементов. Исследование показало, что потенциально-металлоносные интрузивы действительно вполне отчетливо выявляются по величине энтропии соответствующих металлов: для металлоносных интрузивов $H(X)$ значительно выше, чем для неметаллоносных. Например, величина энтропии $H(X)$ аксессуарного вольфрама в гранитоидах, с которыми связаны основные вольфрамовые месторождения, составляет 2.2536 бит, в то время как для неметаллоносных гранитоидов она существенно ниже — 1.1918 бит. Величина энтропии, следовательно, может быть использована и для оценки перспектив рудоносности отдельных районов.

⁴ Одинарная стрелка — преобразование сопровождается концентрацией элемента, двойная — рассеянием; цифры под формулами характеризуют величину ΔS .

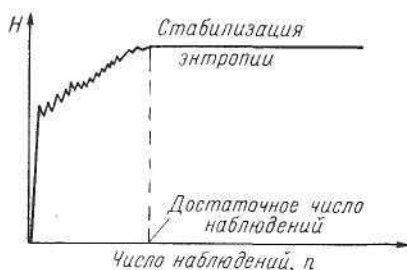


Рис. 69. Изменение энтропии системы в процессе увеличения числа наблюдений.

Информационно-энтропийный анализ, кроме рассмотренных генетических приложений, может быть использован для надежного определения степени достаточности информации о каком-либо минералогическом объекте, полученной в результате его исследования (Воронов, 1968; Дементьев и др., 1974). Полученная информация считается достаточной после того, как будет достигнута стабилизация энтропии системы, когда каждый новый анализ и новое

повторение исследования не будет существенно менять уже имеющееся количество информации, и кривая изменения $H(X)$ с увеличением числа анализов примет субпараллельное оси числа наблюдений положение (рис. 69). Детально метод стабилизации выборочной энтропии как критерий достаточности имеющегося числа наблюдений разобран в монографии Л. Ф. Дементьева, Е. А. Хитрова, Ю. В. Шурубора (1974).

Здесь мы воздержимся пока от какого-то обобщения имеющихся к настоящему времени данных о направленности изменения информационно-энтропийных характеристик минеральных систем в процессе их развития. Данные эти, как и приведенные выше примеры, в значительной мере случайные, характеризуют только некоторые стороны процессов минералообразования, и для установления строгих эволюционных закономерностей необходимо в первую очередь накопление новых данных о всех типах минералообразующих процессов. Результаты проведенных исследований, однако, со всей очевидностью свидетельствуют, что такие закономерности существуют, прослеживаются даже на имеющемся ограниченном материале, могут быть предсказаны теоретически. Именно на них основаны первые, пока не очень удачные попытки создания некоторых эволюционных моделей разной степени общности (Вольфсон, 1965, 1969; Дудкин, 1971; Булкин, 1972).

Можно с уверенностью говорить, что информационно-энтропийный подход окажет существенное влияние на развитие эволюционной минералогии, выявит новые общие закономерности развития минералообразующих процессов. Этот подход открывает новые возможности для выявления минералогических эволюционных рядов, для анализа связей между различными минеральными системами, для анализа особенностей перехода от атомного уровня организации вещества к минеральному и от минерального — к уровню горных пород.

По-видимому, именно на основе информационно-энтропийных характеристик можно создать удовлетворительную генетическую классификацию минералов, так как энтропия является наиболее строгим критерием развития. Если мы научимся вычислять суммарную энтропию конституции минерала, складывающуюся из энтропии его химического состава и энтропии кристаллической структуры, то получим надежный классификационный критерий, являющийся одновременно и критерием развития. Вычислить энтропию состава довольно легко, главные затруднения связаны с вычислением структурной энтропии.

В заключение отметим одну весьма существенную трудность в информационно-энтропийных исследованиях — трудность сравнения результатов, полученных различными исследователями. В зависимости от полноты исследования того или иного минералогического объекта приходится вычислять энтропию какого-то частного его состояния, энтропию одного или нескольких информационных уровней: энтропию кристаллической формы, энтропию химического состава, энтропию внутреннего строения и т. п. Даже для операций на одном и том же информационном уровне различными исследователями может привлекаться разный объем случайных величин; например, энтропию состава минерала можно вычислить и по данным анализа 5 элементов, и 10 элементов, и 15. Эти обстоятельства определяют ряд условий, которые необходимо соблюдать при проведении информационно-энтропийного анализа: а) правильно выбрать наиболее информационный уровень исследования, четко определить его границы, не переходя на другие уровни, использовать для вычисления информационно-энтропийных характеристик по возможности все параметры, описывающие состояние этого уровня; б) точно и полно изложить методику исследования и методику расчета характеристик; в) постараться охватить исследованием анализируемый объект (систему минералогических объектов, процесс, эволюционный ряд) максимально полно, чтобы вывести уверенные закономерности, так как получение дополнительной информации другими исследователями потребует по сути дела повторения исследований, а не их дополнения.

ТИПОМОРФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Типоморфический анализ, как мы упоминали, базируется на открытием А. Е. Ферсманом явления (и свойстве) типоморфизма минералов, т. е. на их способности отражать общую генетическую природу в своей конституции и свойствах.

Сущность типоморфического анализа заключается в получении обобщенного представления о генезисе объекта путем сравнения минералов изучаемого месторождения с минералами из месторождений известной генетической природы, с минералами-этало-нами. Статистический по своей природе, этот анализ требует

изучения широкого комплекса признаков на большом количестве индивидов и привлечения методов математической статистики для типизации генетически родственных совокупностей минералов. Сужая комплекс сравниваемых признаков, можно перейти, очевидно, от обобщенных представлений к определению конкретных параметров среды, от которых эти признаки зависят.

Типоморфический анализ является в своей основе сравнительно-эмпирическим. Главной его целью является типизация генетически родственных минеральных систем и познание их совокупной генетической природы.

Выявление типоморфных признаков изучаемой минеральной системы и поиски аналогичных им систем известной природы можно проводить двумя путями:

а) сравнением локатипа изучаемой системы с локатипом изученных систем;

б) сравнением локатипа изучаемой системы с системой-эталонном.

В минералогических исследованиях наиболее популярен первый путь. В общем для него характерна следующая ситуация. Имеется несколько групп (выборок) минеральных индивидов, построенных по геологическим данным (принадлежности к анализируемым минералогическим объектам). Объем выборок, как правило, неодинаков. Каждый индивид в выборке может характеризоваться одним или несколькими признаками. Требуется сравнить эти выборки и доказать их различие или идентичность. В ряде случаев возникает необходимость предварительной проверки однородности выборок, которую можно провести, используя критерий Д. А. Родионова (1965); чаще всего однородность очевидна и без специального анализа.

Как правило, в процессе типоморфического анализа приходится оперировать большим объемом измерений признаков минералов, требующим широкого использования аппарата математической статистики. Здесь нет необходимости давать детальный обзор подходящих методов, а тем более разбирать их сущность, поскольку есть немало хороших руководств по математической статистике. Проблеме применения математических методов в типоморфическом анализе посвящено несколько специальных работ (Геология и математика. . ., 1970; Фекличев, 1975). Эти методы разбираются и в ряде более общих работ (Воронин, Еганов, 1974; Добрецов, Зуенко, Шемякин, 1974; Дубов, 1974; Ткачев, Юдович, 1975, и др.).

Наиболее обычно статистическое сравнение выборок заключается в проверке гипотезы равенства средних и дисперсий для отдельных признаков по t -критерию Стьюдента (равенство средних), F -критерию Фишера (равенство дисперсий), χ -критерию, критерию Бартлетта и др. Для сравнения совокупностей признаков целесообразно принять объединенный T^2 -критерий Хотеллинга. Очень удобны непараметрические критерии и сравнение многопризнаковых выборок по корреляционным матрицам. В последнем случае

отчетливо вскрываются независимые переменные, для которых и целесообразно проводить сравнение.

Если диагностируемый локатип представлен лишь отдельными измерениями признаков, статистическая обработка которых не имеет смысла, его сравнение с другими локатипами легче и надежнее всего провести с помощью дискриминантных функций. Эти функции, представляющие собой гиперплоскости в k -мерном пространстве (k — число признаков), уверенно разделяют соседние «облака» точек, в которых сходятся признаки локатипов.

Минералогу очень часто приходится оперировать признаками, которым не всегда удается дать численную характеристику, но и от качественных показателей можно перейти к их средним численным значениям. Пусть на месторождении обнаружено a бесцветных и A окрашенных в какой-то цвет кристаллов. Распределение их имеет вид $(A) + (a) = S$. Наличие окраски можно считать признаком положительным и выразить единицей, а отсутствие — признаком отрицательным и обозначить нулем. Тогда распределение примет вид

$$\underbrace{1, 1, 1, \dots, 1}_{(A) \text{ раз}} \quad \underbrace{0, 0, 0, \dots, 0}_{(a) \text{ раз}}$$

Среднее значение: $M = \frac{(A)}{S}$.

Дисперсия ряда $\sigma = \pm \frac{\sqrt{(A)(a)}}{S^2}$.

Удобные статистические методы сравнения качественных и количественных признаков, полностью применимые для типоморфического анализа, разработаны Е. С. Смирновым и достаточно подробно изложены в его монографии (1969). Конечно, при типоморфическом анализе могут быть использованы и другие подходящие математические приемы.

Прекрасным примером применения разобранного подхода являются работы, посвященные выявлению парагенетических типов минералов и их генетической интерпретации (Соболев, 1964; Костюк, 1970; Кепежинкас, 1965; Добрецов и др., 1971; Кепежинкас, Хлестов, 1971, и др.).

Второй путь типоморфического анализа, основанный на введении теоретической системы-эталона, позволяет сразу же отделить типоморфные признаки системы, отличающиеся от эталонных, и в дальнейшем сосредоточить внимание только на них. Универсальным эталоном для локатипов всех рангов одного и того же минерала является тип минерального вида,¹ т. е. усредненная теоретическая модель минерального вида.

¹ В качестве эталонов можно использовать, если они имеются, и стандартные образцы, изготавливаемые сейчас в разных странах и являющиеся типичными для месторождений разного генезиса. Данные о составе и свойствах таких эталонов публикуются (см., например: Schrön, Rösler, 1975).

Специфичность любой минеральной системы определяется разностью соответственных признаков ее локатипа и типа вида, т. е. величиной удаленности локатипов от типа вида, которая вычисляется как для отдельных признаков, так и для всей совокупности независимых признаков.

Допустим, что тип вида характеризуется совокупностью признаков $A_1, A_2, A_3, \dots, A_i$, а локатип — совокупностью средних значений тех же признаков $a_1, a_2, a_3, a_4, \dots, a_i$. Отклонение локатипа от типа вида по отдельным признакам будет отражаться разностями $(A_1 - a_1), (A_2 - a_2), (A_3 - a_3), \dots, (A_i - a_i)$. Абсолютная величина каждой разности характеризует удаленность каждого признака локатипа от соответствующего признака типа вида, а ее знак — направление отклонения.

Общая мера удаленности от совокупности признаков определяется выражением

$$I_n = \frac{1}{n} \sum \frac{A_i - a_i}{\sigma},$$

где n — количество учтенных признаков; σ — среднее квадратическое отклонение, вычисленное для каждого из признаков локатипа.

Операция взвешивания отклонений здесь необходима для приведения их к одному масштабу.

Если изучаемый локатип характеризуется таким же или близким отклонением от типа вида, что и один из известных локатипов (по тем же признакам), их генетическая природа может быть идентифицирована. Даже если в арсенале минералога и не окажется строго идентичной с его локатипом изученной минеральной системы, о генетической природе локатипа можно составить определенное представление по направлению и величине отклонения отдельных признаков, используя известные теоретические и экспериментальные данные генотикоинформационного анализа.

В последние годы в печати появилось большое количество статей и монографий, посвященных методике типоморфического анализа минералов и его приложению к исследованию различных геологических объектов. Широко использовался типоморфический анализ и в целой серии наших исследований (Юшкин, 1968, 1974; Юшкин, Мамчур и др., 1971; Юшкин, Фишман и др., 1966, 1968; Фишман, Юшкин и др., 1968; Янулов, Юшкин и др., 1972, и др.). Мы поэтому не будем давать здесь подробный обзор применения типоморфического анализа и приведем только несколько характерных примеров.

Самый простой и наиболее часто используемый подход к типоморфическому анализу — это прямое сравнение усредненных данных по какому-то одному признаку или их совокупности. На рис. 70 приведены генеральные средние значения содержания золота, серебра, марганца, кобальта, никеля, цинка, меди в пиритах из различных типов его месторождений. При сопоставлении

составов сразу же бросается в глаза довольно близкое сходство пирита колчеданных и гидротермальных полиметаллических месторождений, по всей видимости свидетельствующее о сходных условиях их формирования. Это служит еще одним подтверждением точки зрения о гидротермальной природе колчеданного оруденения. Пирит метаморфических месторождений отличается, хотя и незначительно, от двух предыдущих типов — содержание всех примесей в нем понижено, за исключением кобальта и никеля. Он является как бы промежуточным между гидротермальным пиритом и пиритом осадочных месторождений, состав которого весьма специфичен и отражает главные черты геохимии осадочного процесса: в пирите концентрируются марганец, кобальт, никель, медь, резко снижены содержания золота, серебра, цинка.

Типоморфический анализ по методу сравнения с эталоном (типом вида) можно проиллюстрировать на примере магнезиальных хлоритов (рис. 71), составы которых из различных геологических образований приведены в известной работе К. Б. Кенезипскаса (1962). Как видно из этой диаграммы, составы магнезиальных хлоритов во всех случаях существенно отклоняются от идеализированного хлорита-Mg, характеризующегося формулой $(\text{Mg}_{5,0}\text{Al}_{1,0})_6 \times (\text{Si}_{5,0}\text{Al}_{1,0})_4 [\text{O}_{10}(\text{OH})_8]_{18}$. Для количественной характеристики этого отклонения вычислялась удаленность локалитетов от типа вида как по отдельным компонентам Si , Al^{IV} , Al^{VI} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg , OH , так и по сумме компонентов (по общей мере отклонения I_n). Все типы магнезиальных хлоритов оказываются достаточно специфичными, и эта специфичность, типоморфизм состава, проявляется прежде всего по индивидуальным отклонениям. Суммарная мера отклонения может оказаться близкой и даже одинаковой у существенно разных хлоритов ($I_{n_1} = -0.437$ и $I_{n_2} = -0.366$ или $I_{n_3} = -2.386$ и $I_{n_4} = -2.379$), так как отрицательное отклонение одного компонента компенсируется положительным отклонением другого. В то же время, если частные отклонения одних и тех же признаков во всех сравниваемых локалитетах имеют одинаковые знаки, суммарная мера отклонения I_n наилучшим образом характеризует типоморфизм локалитета. В том же примере локалитеты хлоритов-Mg из контактово-метасоматических пород (4) и из полиметаллических месторождений (5) трудно различимы по частным признакам, но зато резко различаются по суммарной мере отклонения ($I_{n_1} = -2.379$, $I_{n_2} = -0.610$). Даже предварительное знакомство с анализируемым материалом покажет в каждом конкретном случае, сможем ли мы воспользоваться суммарной мерой отклонения как мерой типоморфизма локалитетов или нет.

Наиболее успешным типоморфический анализ будет в том случае, если будут созданы эталоны минералов для всех возможных генетических типов их месторождений. Мы уже отмечали, что такие эталоны сейчас создаются, хотя задача эта далеко не легкая. Например, изучая цирконы из магматических пород только Европейского Северо-Востока, мы выделили и описали 25 локалитетов (Юшкин

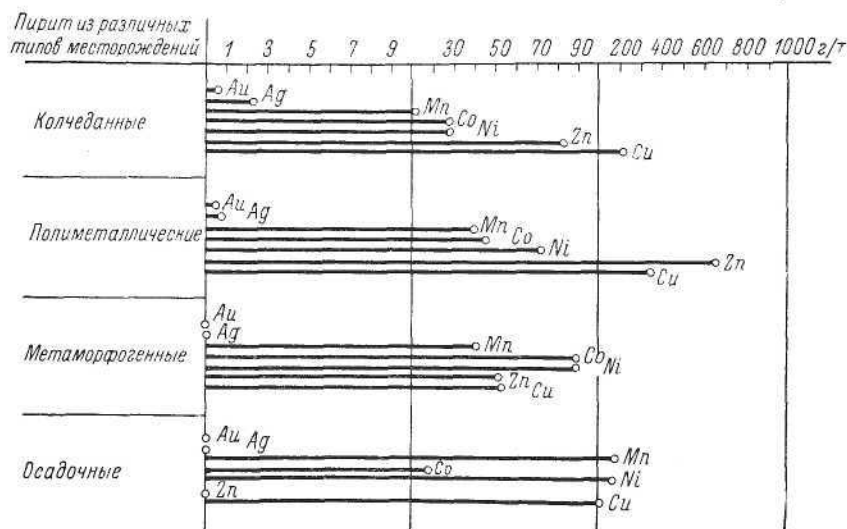


Рис. 70. Средний состав примесей в пирите из различных месторождений.

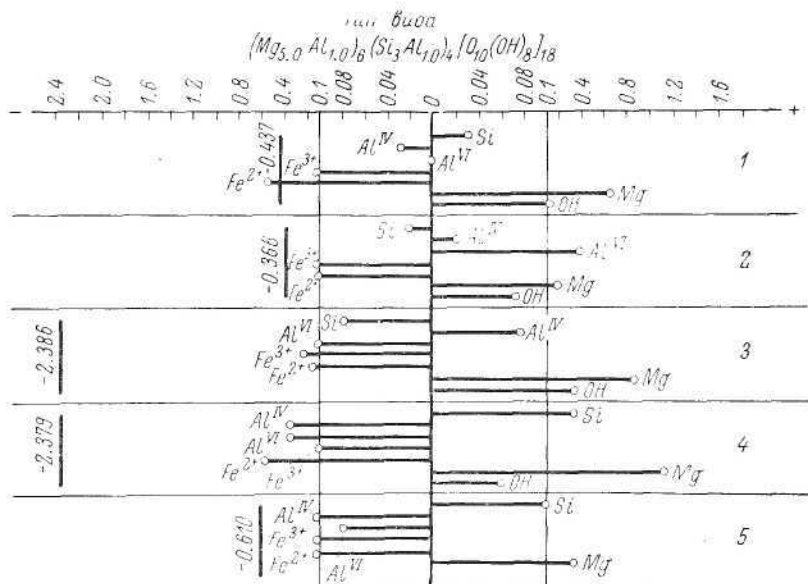


Рис. 71. Сравнение составов магнезиальных хлоритов.

1 — из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений; 2 — из ультрабазитов и выветренной коры выветривания; 3 — из десилицированных пород в гипербазитах и энсиландцах; 4 — из контактово-метасоматических пород; 5 — из полиметаллических месторождений.

и др., 1966; Фишман, Юшкин и др., 1968), причем это очень небольшая доля из реально здесь существующих. В общем же самая последняя типологическая классификация цирконов, построенная на морфологических данных и учитывающая различие комбинаций простых форм и степень развития пирамидальных и призматических граней, содержит 194 типа и подтипа (Pupin, Turco, 1972).

В связи с этим весьма актуальной является идея И. П. Шафрановского (1974) о создании генетического определителя кристаллов.

Большая работа по созданию таких «генетических эталонов» проводится сибирскими минералогами, использующими в своих построениях главным образом данные о химическом составе. На рис. 72 суммированы средние данные о составе хлоритов (Si и Al в формульных единицах, железистость /), по К. П. Кепежинскому (1962). Средние типы хлоритов из различных геологических образований характеризуются 95%-ми доверительными эллипсами, и, как видно, для большинства эллипсов их положение на диаграмме достаточно автономно. Генетическая природа исследуемых хлоритов по этой диаграмме может быть определена достаточно надежно, поскольку при увеличении числа анализов точки средних содержаний с вероятностью 95% не должны выйти за пределы эллипсов.

Подобным же образом дифференцируются, по Н. В. Соболеву (1964), различные типы гранатов (рис. 73) по соотношению альмандин (спессартип)-гроссуляр (андрадит)-пироп.

При достаточно высоком уровне изученности зависимости качеств минерала от условий его образования с помощью типоморфического анализа можно не только получить представление об общей генетической природе изучаемого локального типа, но и приближенно оценить некоторые параметры минералообразующей среды, например, P — T параметры. Из данных К. Киприани с соавторами (Cipriani et al., 1971) отчетливо видно, например, что составы метаморфогенных светлых слюд с примерно одинаковым содержанием натрия на диаграмме Na—Mg распределяются параллельно магниевой оси в порядке увеличения давления в среде минералообразования: низкомагнезиальные слюды формировались в условиях низких давлений, высокомагнезиальные — в высоких (рис. 74). Эта закономерность имеет и экспериментальное подтверждение. При постоянной температуре с ростом давления увеличивается содержание селадонитовой составляющей в слюдах и падает содержание в них алюминия. На состав слюд существенно влияют и изменения температуры. С ростом температуры уменьшается содержание Mn, Fe, Si, а кривая изменения содержания проходит через максимум при средних температурах. Поэтому на суммарной диаграмме кривая температур переходит от вершины (Mg + Fe) к Na и затем к Al (рис. 75). На двойных диаграммах (рис. 76) доверительные эллипсы различных типов слюд дифференцируются более отчетливо.

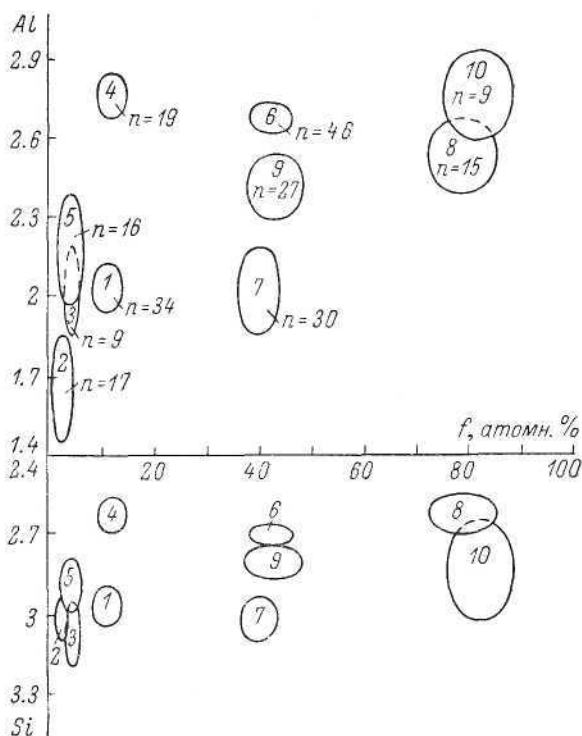


Рис. 72. Доверительные 95%-е эллипсы средних составов хлоритов различного генезиса (n — число анализов).

1 — из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений; 2 — из измененных ультрабазитов; 3 — из никеленосной коры выветривания; 4 — из высокоглиноземистых фесилцированных пород в гипербазитах и ортосланцах; 5 — из контакто-метасоматических пород; 6 — из хлоритовых сланцев, кварцевых жил и гранитов; 7 — из основных изверженных пород; 8 — из осадочных железных руд и песчаников; 9 — из медных месторождений; 10 — из сульфидно-касситеритовых месторождений.

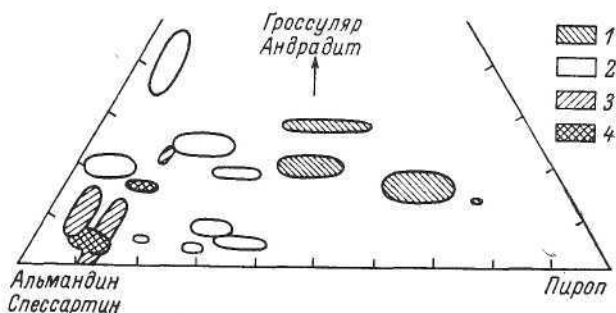


Рис. 73. Доверительные 95%-е эллипсы средних составов гранатов.

1 — эклогитовая фация; 2 — гранулитовая фация; 3 — амфиболитовая фация; 4 — роговиковая фация.

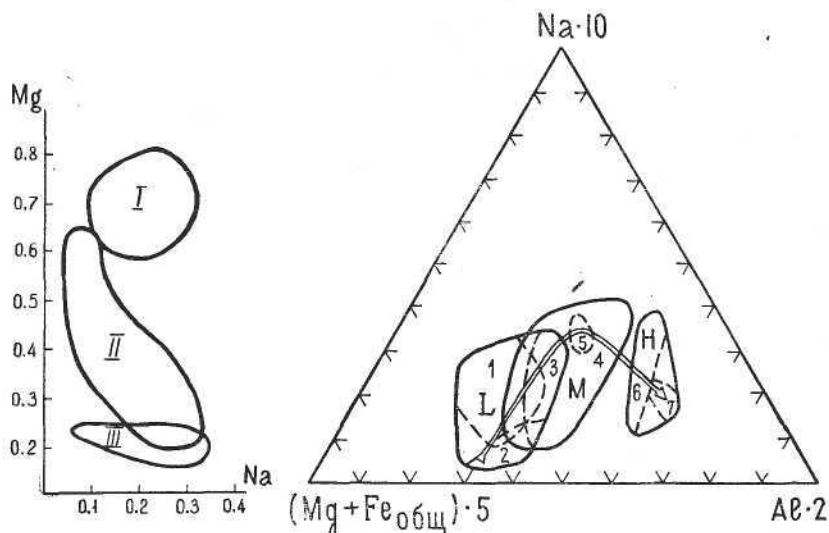


Рис. 74. Поля составов светлых слюд метаморфических пород разных фациальных серий.

I — очень большие давления; II — давления от средних до больших; III — низкие давления.

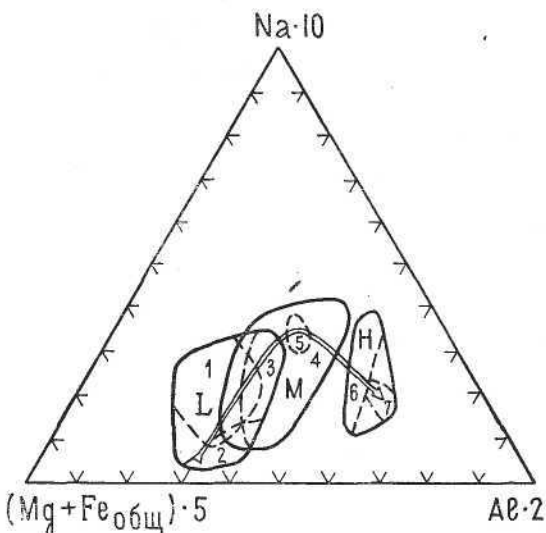


Рис. 75. Поля составов слюд метаморфических пород низко (L)- средние (M)- и высокотемпературных (H) фаций.

Стрелка показывает направление роста температур. Группы слюд: 1 — субфация кварц—альбит—мусковит; 2 — субфация кварц—альбит—эпидот—биотит; 3 — субфация кварц—альбит—эпидот—альмандин; 4 — субфация ставролит—альмандин; 5 — субфация кианит—альмандин—мусковит; 6 — субфация силлиманит—альмандин—мусковит; 7 — изограда ортоклаза.

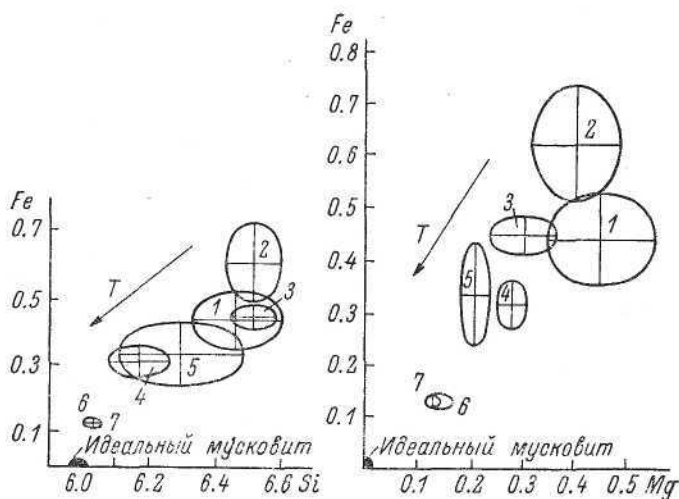


Рис. 76. Генетические типы светлых слюд.

Стрелки показывают направление изменения температуры.

Таким образом, если мы нанесем на соответствующие диаграммы составы изучаемых слюд, то не только можем определить их принадлежность к тому или иному генетическому типу, но и приблизительно прикинуть $P-T$ условия кристаллизации.

Типоморфический анализ как сравнительно-статистический метод можно успешно применять не только для определения генетической природы минералогенетических объектов, но и для решения любых других диагностических задач. С его помощью проводится дифференциация сложных геологических образований, например многофазных массивов, близких по составу и структуре пород, корреляция разновозрастных геологических образований, определение степени метаморфизма пород, определение глубины эрозионного среза месторождений и т. п. Весьма перспективным является использование типоморфического анализа в прогнозировании рудоносности и поисковых целях.

ГЕНЕТИКОИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Генетикоинформационный анализ базируется на явлении (и свойстве) гомоморфизма минералов, т. е. на наличии простых функциональных зависимостей «свойство минерала—состояние среды». Сущность генетикоинформационного анализа заключается в установлении индикаторных особенностей минералов (качеств минералов, зависящих только от определенных параметров минералогенетической среды или их соотношений и поэтому пригодных для измерения этих параметров) и исследовании по ним минералообразующих процессов.

Генетикоинформационный анализ является более точным и конкретным, чем типоморфический. Он обеспечивает более высокую степень познания минеральных систем. Мы переходим от определения совокупной генетической природы минералогического объекта по совокупности качеств этого объекта (от типоморфического анализа) к точному измерению параметров минералогенетической среды по состоянию отдельных функционально связанных с ними качеств (к генетикоинформационному анализу), постепенно ограничивая число взаимосвязей минерала и среды, отбрасывая несущественные для интересующих нас параметров и взаимозависимые и сосредоточивая внимание на строго функциональных независимых взаимосвязях. Провести поэтому резкую границу между этими двумя методическими подходами к расшифровке минералогенетической информации трудно.

Проведенные, например, Л. Н. Сварковской с сотрудниками (1973) определения температурных условий формирования оловорудных месторождений по элементам-примесям в касситерите и другие весьма многочисленные подобные исследования направлены на получение данных об относительных величинах определенных параметров минералогенетической среды и по цели близки

к генетикоинформационному анализу, но методически они базируются не на анализе индикаторных признаков, а на типоморфизме минералов. Очевидно, граница проходит там, где мы от качественных суждений переходим к приближенно-количественным и количественным.

Наиболее ответственной операцией генетикоинформационного анализа является установление индикаторных признаков минерала т. е. таких его конституционных особенностей и свойств, которые благодаря их чуткой реакции на изменения определенных параметров минералогенетической среды являются своеобразными минералогическими термометрами и барометрами, минералогическими гравиметрами и сейсмографами, потенциометрами и часами и т. п. Эта операция заключается в выборе качества минерала, наиболее чувствительного к изменению изучаемого параметра, которое было бы относительно независимо или малозависимо от других параметров среды, в градуировке установленного таким образом индикаторного признака и в определении погрешности проводимых по ним измерений.

Установление индикаторных признаков — это, естественно, сложная задача. Существует несколько путей ее решения: а) наблюдения над современным минералообразованием; б) углубленный типоморфический анализ минералогических объектов; в) экспериментальный подход; г) теоретические методы; д) комбинированный подход.

Наблюдения над современным минералообразованием хотя и дают надежный материал для установления индикаторных признаков, но он ограниченно относится только к процессам, протекающим в современных геологических условиях и доступным для наблюдения. Это главным образом процессы экзогенного минералообразования. Наблюдения современных процессов оказались особенно полезными для разработки методов определения окислительно-восстановительных условий минералообразования (для создания геологических потенциометров), для определения положения палеовертикали и палеогоризонтالي (минералогические отвесы и уровни) и т. п.

Типоморфический анализ, как уже указывалось, может помочь выделить среди множества типоморфных признаков функционально связанные с определенным параметром среды и относительно независимые от других, которые можно рассматривать как индикаторные. «Градуировка» признаков проводится путем сравнения минералов из совокупности месторождений, образующих непрерывный генетический ряд. Так было установлено, например, генетикоинформационное значение некоторых качеств акцессорных минералов магматических пород (Ляхович, 1963, 1967).

Экспериментальный подход наиболее популярен в установлении индикаторных признаков. Он позволяет детально исследовать реакцию выбранного качества минерала на изменения в среде, точно оценить норму, чувствительность и емкость реакции, точно

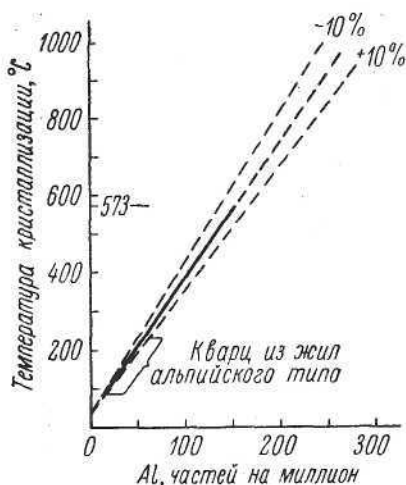


Рис. 77. Зависимость содержания алюминия в природном и синтетическом кварце от температуры его кристаллизации.

отградуировать признак. Недостатком экспериментального подхода является то, что мы не можем учесть влияние на зашифровку исследуемого параметра всех других факторов, реально действующих в минералогенетической среде, суммарное действие которых может быть достаточно интенсивным. Следовательно, определенная по экспериментальным данным погрешность измерения параметра среды по индикаторному признаку, как правило, ниже реальной погрешности; в то же время, градуируя индикаторный признак по природным данным, мы учитываем суммарное действие всех факторов и можем более объективно судить о возможностях использования каждого

конкретного индикаторного признака в расшифровке минералогенетической информации.

Абсолютное большинство используемых современной минералогией индикаторных признаков выявлено именно на экспериментальном материале. Как правило, установленная экспериментально зависимость «свойство—параметр среды» и рассматривается как соответствующий индикатор. В лучшем случае он дополняется природными данными и корректируется по ним. Например, на природном материале был установлен факт увеличения в кварце примеси структурного алюминия с увеличением температуры его кристаллизации (Балицкий и др., 1966). По содержанию алюминия в искусственных кристаллах кварца, синтезированных при разных температурах, и в природных кристаллах с различной температурой гомогенизации включений У. Деннен с соавторами (Dennен, Blackburn, 1970; Dennен, Quesada, 1973) рассчитал алюминиевый геотермометр (рис. 77):

$$t = 3.6 (\pm 0.07) \text{ Al}_{\text{частей на 1 млл}} + 33.0 (\pm 3.0).$$

Чувствительность термометра, по определению У. Деннена, около 0.5 миллионной части Al на 1°C. Он пригоден для измерения температур выше 25°C, причем наиболее обоснован экспериментальным и природным материалом в интервале температур 90—573°C. Проверка этого геотермометра на природном материале дает вполне удовлетворительные результаты для хрусталеносных месторождений альпийского типа, однако для его использования необ-

ходимо знать содержание именно структурного алюминия (Юшкова, 1973). Для кварца различных генетических типов характер зависимости $t = \varphi(\text{Al})$ различен. Поскольку на вхождение Al в кристаллы кварца оказывают влияние и другие факторы, прежде всего скорость роста, химизм среды, pH, агрегатное состояние среды и др., денненовский термометр является довольно приближенным. Его нельзя применять без критического анализа условий использования (Scotford, 1975).

Теоретические методы расчета минералогенетических индикаторов, так же как и экспериментальные, широко используются в минералогической практике. Опираются они, естественно, на установленные экспериментом или наблюдением закономерности и используют экспериментально измеренные константы. Например, на теоретическом анализе построены все методы ядерной геохронологии, основанные на данных о содержании радиоактивных элементов и продуктов их распада в минералах.

Приведем еще один пример интересного теоретического вывода минералогического индикатора.

В. И. Трубин (1970) попытался теоретически выявить зависимость между равновесной формой кристалла и параметрами кристаллообразующей среды (температура, давление) на примере алмаза. Он не анализировал сам кристаллообразующий процесс, который, естественно, обусловлен одновременным действием многих факторов, а рассматривал только конечные формы кристалла, к которым этот процесс приводит, что позволяет учесть только доминирующие факторы — P и T .

Форма кристалла в термодинамических расчетах В. И. Трубина выражалась средним числом граней, приходящихся на одну вершину ($\theta = G/B$). Нормали к граням отражают направление роста кристалла, а число вершин — число различных сочетаний этих граней, поэтому они и введены в качестве дополнительных термодинамических параметров. Ребра можно исключить, так как их число является функцией G и B в соответствии с уравнением Эйлера ($G = P - B + 2$). Можно рассматривать θ как число граней, приходящихся на одну фазу (где фаза — это вершина, связывающая определенное сочетание граней), и предполагать, что θ пропорционально общему числу молекул всех компонентов одной фазы системы.

На основании закона действующих масс для различных значений θ справедливо

$$K(P, T) \approx \alpha P^{-\theta} T^{\theta \left(\frac{c}{R} + 1 \right)} \exp \left(-\frac{\theta q}{RT} \right),$$

где α — константа, не зависящая от формы кристалла; c — удельная теплоемкость; q — химическая теплота реакции, близкая для разных форм.

Не имея возможности непосредственно определить $K(P, T)$, для каждой простой формы (i) кристаллов, мы можем, однако,

вычислить отношения этих величин для двух любых кристаллографических форм j и i :

$$d_{ij} = K(P, T)_i / K(P, T)_j.$$

Это отношение отражает предпочтительное образование одной из этих форм при данных термодинамических параметрах.

Для кристаллов алмаза, в строении которых обычно участвуют грани октаэдра, куба и додекаэдра, $q = 1897$ дж./моль, $c = 6.8, 7.6, 8.4$ кал./град.·моль при 1500, 1700, 1900°C соответственно, отношение α определяется следующим образом:

$$\alpha_{ок} = \frac{K(P, T)_{окт}}{K(P, T)_{куб}} \approx P^{-0.58} T^{0.58 \left(\frac{c}{R} + 1 \right)} \exp \left(-0.58 \frac{q}{RT} \right),$$

$$\alpha_{од} = \frac{K(P, T)_{окт}}{K(P, T)_{додек}} \approx P^{-0.48} T^{0.48 \left(\frac{c}{R} + 1 \right)} \exp \left(-0.48 \frac{q}{RT} \right),$$

$$\alpha_{дек} = \frac{K(P, T)_{додек}}{K(P, T)_{куб}} \approx P^{-0.1} T^{0.1 \left(\frac{c}{R} + 1 \right)} \exp \left(-0.1 \frac{q}{RT} \right).$$

Результаты решения этих уравнений в различных условиях показаны на рис. 78.

Если рассчитанные условия справедливы, по приведенным кривым можно оценивать параметры P и T кристаллизации алмаза по особенностям формы его кристаллов. Строгой экспериментальной проверки установленной зависимости не проводилось, но общая направленность, общий характер изменения формы кристаллов алмаза в зависимости от P и T и по природным данным, и по данным экспериментов по искусственному алмазообразованию одинаков. Так, расчеты свидетельствуют, что при $P = \text{const}$ с ростом температуры количество октаэдрических кристаллов резко возрастает по сравнению с додекаэдрическими и кубическими, причем среди двух последних форм начинает превалировать додекаэдр (при $T = \text{const}$ с ростом P картина оказывается обратной). Точно такую же тенденцию изменения формы природных и синтетических алмазов выводят Г. Н. Безруков, В. П. Бутузов, С. С. Горохов (1970, 1972).

Уравнения В. И. Трубина могут быть использованы для приближенных геотермобарометрических оценок. Приближенность обусловлена допущением, что значения d , c и q одинаковы для всех простых форм, что d и q не зависят от T , и другими неучтенными факторами.

С помощью предложенных уравнений были предприняты попытки определения параметров кристаллизации алмазов трубки «Мир», где отношение октаэдрических кристаллов к додекаэдрическим около 10, а отношение суммарных площадей октаэдрических и додекаэдрических поверхностей (с введением поправок на последующие изменения формы) около $(1 \div 2) \cdot 10^2$. Расчеты приводят к параметрам $T \approx 1700-2000^\circ\text{K}$ и $P = (3 \div 6) \cdot 10^4$ атм., что согласуется с геологическими данными.

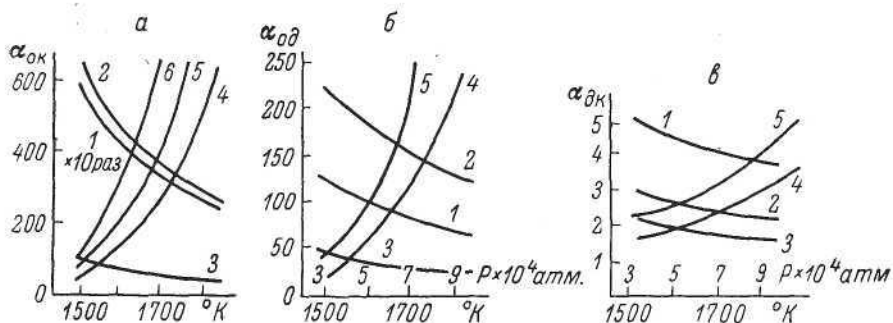


Рис. 78. Зависимость величин $\alpha_{ок}$ (а), $\alpha_{од}$ (б) и $\alpha_{дк}$ (в) кристаллов алмаза от температуры и давления при кристаллизации.

1 — при 1900° К; 2 — при 1700; 3 — при 1500° К; 4 — $1 \cdot 10^5$ атм.; 5 — $5 \cdot 10^4$ атм.; 6 — $3 \cdot 10^4$ атм.

Кроме разобранных выше подходов к созданию минералогенетических индикаторов, широко используются различные комбинированные подходы, особенно экспериментальный с теоретическим.

Мы уже отмечали неоднократно, что абсолютно независимые взаимосвязи «свойство минерала—параметр среды» скорее всего в природе не существуют, на них оказывают влияние изменения других параметров минералогенетической среды. При градуировке минералогенетических индикаторов целесообразно учесть такое влияние. Если индикатор градуируется по природным данным, это влияние учитывается суммарно и входит в погрешность индикатора. При экспериментальной градуировке оказывается возможным выявить дифференциально влияние каждого отдельного фактора и рассчитать серию поправок к создаваемому индикатору. Так, например, эмпирически определены поправки на давление к температурам гомогенизации газовой-жидких включений, которые широко используются в минералогической термометрии.

В соответствии с законом многообразия форм записи минералогенетической информации в принципе любой параметр минерала содержит информацию о любом параметре минералогенетической среды. Однако закодированная на разных уровнях минералогенетическая информация в неодинаковой степени поддается расшифровке, с одной стороны, вследствие различной доли неопределенности в ее передаче по разным информационным каналам, а с другой — в связи с неодинаковым уровнем наших методических разработок. В генетической минералогии поэтому каждый параметр минерала используется для расшифровки определенной генетической информации, объем и разнообразие которой непрерывно увеличивается с повышением уровня изученности минерала.

Дадим весьма краткий обзор конституционных особенностей и свойств минералов как минералогенетических индикаторов.

Уже само существование минерала с определенными составом и структурой в определенном минеральном окружении (парагенезисе), в определенных взаимоотношениях с ассоциирующими минералами является следствием определенного физико-химического состояния минералогенетической среды. На основании минерального состава геологических объектов вполне успешно восстанавливается химический состав среды, концентрация компонентов (или связанные с нею величины — химические потенциалы, фугитивность, активность компонентов в растворах), P — T условия. Для этой цели применяются методы парагенетического анализа, получившего широкое развитие в основном благодаря классическим трудам Д. С. Коржинского (1957) и его учеников. Парагенетический анализ получил в последнее время широкое применение, особенно он популярен при определении условий формирования магматических и метаморфических пород и метасоматитов. Довольно успешно используются как индикаторы минералообразования акцессорные минералы (Ляхович, 1963, 1967, 1968; Фишман и др., 1968; Ифантопуло и др., 1969; Вахрушев, 1973, и др.).

Особенности кристаллической структуры минералов используются в минералогической практике чаще всего как индикаторы химического состава среды, температуры и давления минералообразования, некоторых кинетических особенностей процесса кристаллизации. Обычно носителями минералогенетической информации являются структурные дефекты и параметры элементарной ячейки, неплохо изученные в генетикоинформационном аспекте, например для кварца (Франк-Каменецкий и Каменцев, 1967; Булдаков, 1968; Цинобер, Самойлович, 1971; Лазаренко, Павлишин, 1974, и др.). Эффективным структурным индикатором условий минералообразования является введенная в минералогию Н. З. Евзиковой (1966) структурная плотность минералов.

Данные об изотопном составе входящих в структуру минерала химических элементов являются основой для определения абсолютного возраста минералов по соотношению радиогенных изотопов. Анализ соотношения стабильных изотопов в различных минералогических объектах дает надежную информацию о природе процессов минералообразования, в частности об участии в них биогенных факторов, поскольку особенности фракционирования изотопов в физико-химических и биохимических процессах существенно различны. На прямой температурной зависимости коэффициента распределения ряда изотопов, например тяжелого изотопа O^{18} , между кристаллизующимся в равновесных условиях минералом и раствором основаны методы изотопной палеотермометрии.

Химический состав минерала является наиболее надежным индикатором химизма минералообразующей среды, что мы уже

неоднократно отмечали. Зависимость коэффициентов распределения компонентов между сокристаллизующимися минералами от температуры и давления послужила основой для разработки широкого круга геотермометров и геобарометров (Перчук, 1971). Поскольку такие же зависимости наблюдаются и для коэффициентов распределения катионов в сверхструктурах минералов, открываются перспективы для разработки мономинеральных геотермометров (Перчук, Суриков, 1970). Очевидно, мономинеральные геотермометры могут быть разработаны не только для минералов с хорошо развитыми сверхструктурами, но и для любых минералов, если принять за индикаторный признак коэффициент распределения примесей не между фазами или субфазами, а между пирамидами нарастания граней различных простых форм.

Морфологические особенности минералов, главным образом особенности формы кристаллов, которые легко поддаются количественной характеристике, нередко используются как индикаторы различных физико-химических параметров минералогенетической среды. Это вполне обоснованно — любые изменения физико-химических условий минералообразования немедленно вызывают изменение как поверхностной энергии всего кристалла, так и удельной поверхностной энергии каждой его простой формы, что ведет к изменению огранки в комбинации форм, энергетически выгодной для изменившихся условий. Форма кристаллов, следовательно, это чуткий индикатор физико-химического состояния среды. Но главное ее генетикоинформационное значение в том, что форма минеральных индивидов является индикатором симметрии минералогенетической среды, симметрии питания (Шафрановский, 1954, 1957, 1961а, 1961б, 1964) и дает возможность восстановить пути движения минералообразующих растворов, ориентировку минерала в пространстве, вертикаль времени минералообразования.

Богатая генетическая информация заключена в особенностях внутреннего строения (анатомии) минералов. В зональности индивидов записана динамика минералообразующего процесса, нарушения первичной анатомической картины раскрывают особенности процессов изменения минерала, по плотности, распределению и величине треков радиоактивных частиц рассчитывается возраст минерала и т. д. Особенно популярны в генетикоинформационных исследованиях различные включения в минералах (твердые, жидкие, газообразные). На исследовании их структуры, взаимоотношений с минералом-хозяином, поведения при нагревании и охлаждении основаны наиболее надежные методы восстановления химизма среды, методы геотермометрии и геобарометрии.

Физические свойства минералов, поскольку они взаимосвязаны со структурой и составом минерала, являются источниками той же генетической информации, что и конституционные особенности, но зачастую они более удобны для генетикоинформа-

ционного анализа, поскольку могут быть более чувствительными и легко измеримыми.

Приведенный обзор имеет целью дать лишь самое общее представление о генетикоинформационном значении различных информационных уровней минеральных систем. Он, конечно, далеко не полный, да и не может быть полным, так как методические возможности расшифровки минералогенетической информации все время расширяются.

Рассмотрим для примера, какую генетическую информацию несет реальная форма искаженных кристаллов кварца (рис. 79, а, б).

1. Сравнивая внешнюю (реальную) симметрию кристалла с идеальной симметрией кварца, можно восстановить в соответствии с принципом симметрии П. Кюри характеристическую симметрию искажающего воздействия. Поскольку кристалл сохранил только одну плоскость симметрии, проходящую вертикально, характеристическую симметрию воздействия в данном случае можно определить как симметрию «стрелы», свидетельствующую о векториальном поступлении вещества, направление которого указывает вектор наибольшего искажения формы. В данном случае это суммарный вектор площадей ромбоэдрических граней (ΣR_i), положение которого определяется следующим образом: строится совокупность перпендикулярных граням частных векторов R_i , величина каждого из которых пропорциональна площади соответствующей грани, затем все R_i суммируются по закону сложения векторов. Направление отклонения ΣR_i от [0001] указывает то направление, в котором прирост кристалла происходил наиболее интенсивно и количество вещества максимально.

2. Сравнивая направление отклонения вектора ΣR_i с распределением «присыпок», дефектов, особенностями гранных скульптур, удастся выявить главную причину искажения (гравитация или динамика растворов). Этот же вектор в случае его гравитационной природы позволяет определить вертикаль времени минералообразования, положение которой реставрируется и по другим кристалломорфологическим данным. На рис. 80 и 81 показан кристалл кварца, сложенный двумя зонами: внутренней — монокристалльной и внешней — мозаичной. Во внешней зоне субиндивиды кварца, сформировавшиеся из осевших на грани кристалла-субстрата кристаллообразующих частиц, находившихся в гравитационном потоке, на разных гранях, во-первых, распределены неравномерно, во-вторых, неодинаково ориентированы. На гранях ромбоэдров их ориентировка субпараллельная, на гранях призмы — хаотическая. Очевидно ориентирующее влияние граней ромбоэдра в данных условиях кристаллизации оказалось более сильным, чем граней призмы. Для этого кристалла были найдены несколько различных векторов формоискажающего воздействия (рис. 82): по степеням развития граней ромбоэдров кристалла субстрата (2); по объемной скорости нарастания вещества внешней зоны (2); по плотности неориентированных частиц на гранях призмы (3) и ори-

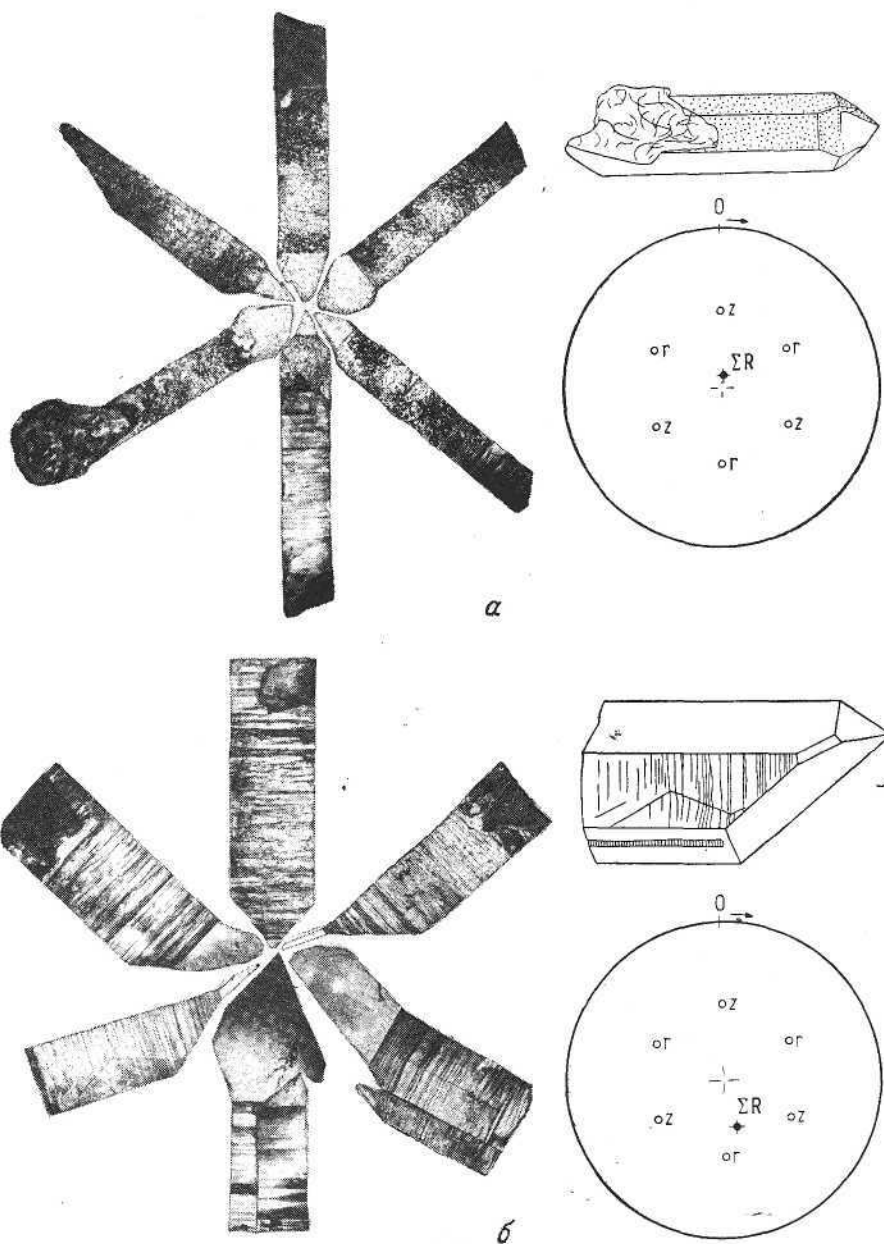
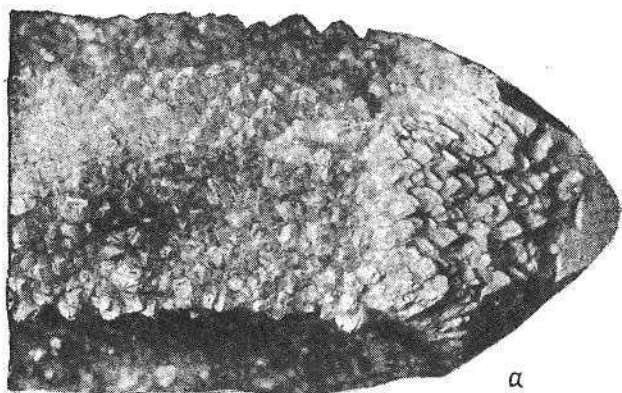
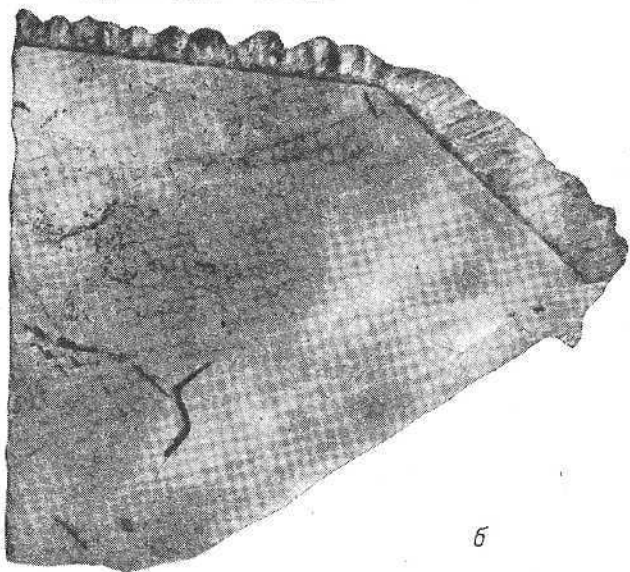


Рис. 79. Развертки кристаллов кварца (а, б) с искаженной формой, охарактеризованной суммарным вектором искажения ромбоэдров ΣR . Приполярный Урал.



а



б

Рис. 80. Кристалл кварца с Приполярного Урала, покрытый корочкой кварца второй генерации с различным характером срастания субиндивидов на гранях призмы и ромбоэдров.

а — внешний вид кристалла, натур. вел.; б — продольный разрез.

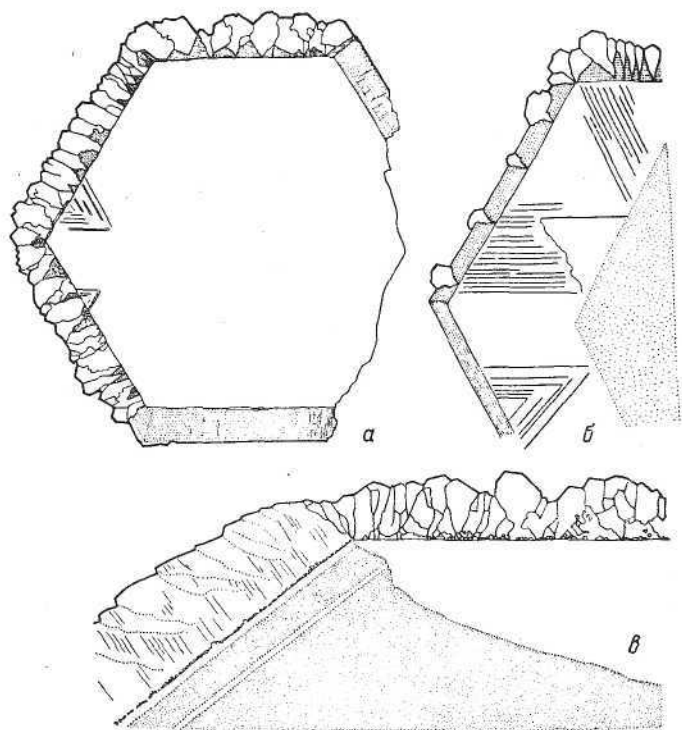


Рис. 81. Поперечные (а, б) и продольный разрез кристалла кварца, показанного на рис. 80.

ентированных субиндивидов на гранях ромбоэдров (4); по соотношению ориентированного и неориентированного материала в пирамидах роста граней призмы (5). Эти векторы оказались весьма близко совпадающими и друг с другом и с положением вертикали, т. е. они являются минералогическими отвесами (Yushkin et al., 1975).

3. Гравитационное искажение формы кристалла свидетельствует о его росте из гетерогенного раствора с относительно крупным размером минералообразующих частиц (Юшкин, 1971г).

Степень искажения формы кристалла зависит от размера кристаллообразующих частиц. Можно приближенно оценить тот минимальный размер частиц ($a_{\text{крит}}$), при котором кристалл начинает расти не изотропно, а полярно, в соответствии с направлением вектора силы тяжести. Очевидно, это может иметь место в условиях, когда составляющая скорости гравитационного оседания частиц (стоксовская составляющая) превысит составляющую скорости их диффузии к граням растущего кристалла. Размер частиц, испытывающих одинаковое гравитационное и диффузионное смеше-

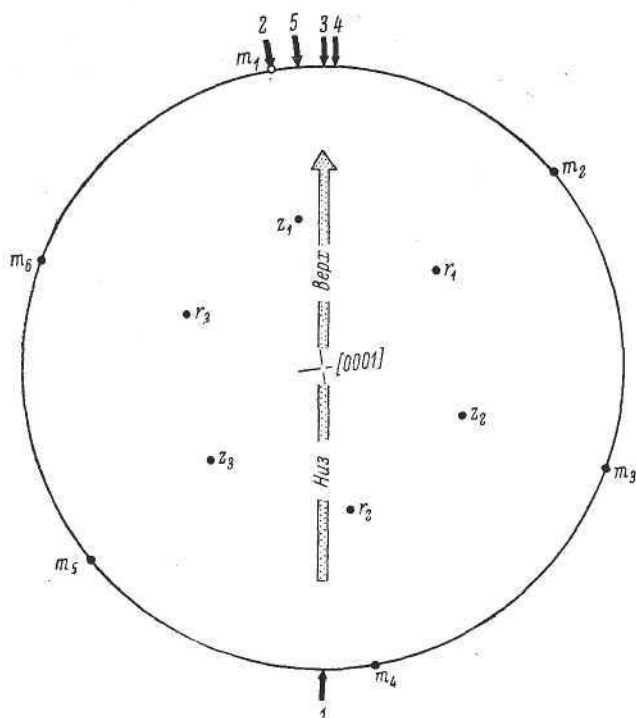


Рис. 82. Ориентировка векторов формоискажающего воздействия на кристалле кварца, показанного на рис. 80, 81.

ние, который является искомым $a_{\text{крит}}$, определяется совместным решением уравнений Стокса и Эйнштейна—Смолуховского:

$$a_{\text{крит}} = 2 \sqrt{\frac{2.15 k T \eta}{g^2 (d_1 - d_2)^2}},$$

где k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура; η — вязкость раствора; g — ускорение силы тяжести; d_1 и d_2 — плотность кристаллообразующих частиц и раствора соответственно.

Для природных условий кристаллизации большинства минералов, в том числе и кварца, $a_{\text{крит}}$ лежит в пределах $1 \cdot 10^3$ — $5 \cdot 10^4$ Å.

Действительно, чтобы частица кварца, скажем, диаметром 10 Å (а это диаметр достаточно крупных ионных и молекулярных комплексов, например анионных тетраэдров SiO_4) опустилась под воздействием силы тяжести всего на 1 см, потребуется около 96 лет. А для такой же частицы самородной серы это время увеличивается до 560 лет! Скорость совершенно несоизмерима со скоростью роста кристаллов, поэтому говорить о влиянии силы тяжести в этом случае не приходится. Иное дело более крупные частицы.

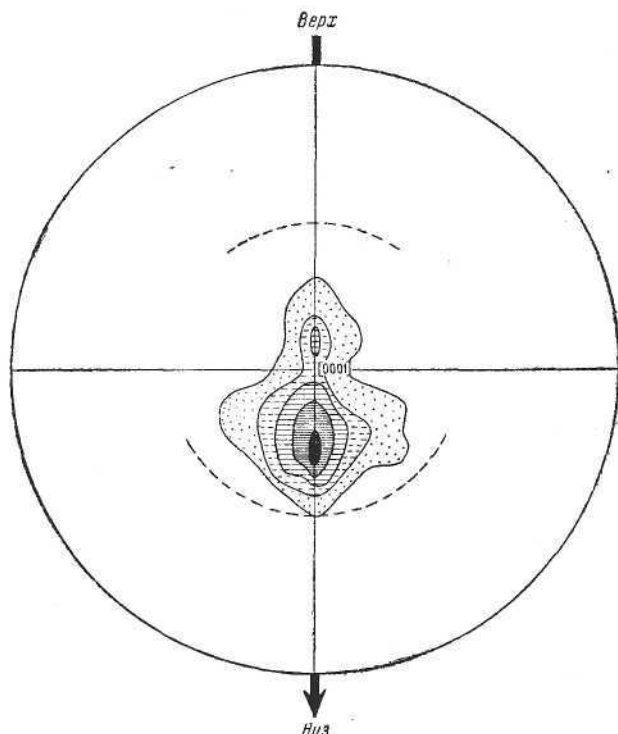


Рис. 83. Стереографическая диаграмма ориентировки векторов искажения ромбоэдров ΣR на кристаллах кварца из месторождений Приполярного Урала и Памира.

Плоскость диаграммы перпендикулярна $[0001]$. Диаграмма построена по данным измерения 350 кристаллов. Поля равной плотности 0—1—7—15—20—30%. Штриховой линией очерчена граница максимально возможного отклонения ΣR от оси $[0001]$.

Частица кварца размером $1 \cdot 10^4 \text{ \AA}$ опустится в природном растворе под действием силы тяжести на 1 см уже за 50.3 мин., частичка серы — за 4 часа 54 мин., и эти вполне ощутимые скорости, конечно, могут наложить свой отпечаток на форму кристаллов.

4. Уточнение размера кристаллообразующих частиц дает характер искажения формы кристаллов.

В ишкрупствованных кристаллами кварца крупных полостях хрусталеносных месторождений, кроме близких к идеальным форм, приходится сталкиваться с двумя крайними типами гравитационно искаженных кристаллов. В одних случаях объемная скорость обращенных вверх (навстречу гравитационному потоку частиц) граней значительно выше, чем нижних, и кристалл развивается векториально вверх. В других случаях, наоборот, грани, обращенные вниз, растут быстрее.

Эти две тенденции, леммлейновская (Леммлейн, 1941) и антил-

леммлейновская, отчетливо проявляются на стереографической диаграмме (рис. 83), на которой суммированы данные по искажению кристаллов кварца из различных месторождений Приполярного Урала и Памира. Первичная субгоризонтальная ориентировка осей [0001] этих кристаллов проверялась по распределению «присыпок» или другим признакам. Характер и интенсивность искажения фиксируются степенью отклонения суммарного вектора площадей ромбоэдрических граней (ΣR) от выхода тройной оси, с которой он совпадает в случае идеального развития всех граней кристалла. На диаграмме резко выделяются два поля сгущения векторов — верхнее и нижнее, как раз соответствующие двум типам искажения кристаллов.

Эта двойственность искажения нередко интерпретируется преимущественным подтоком вещества к растущему кристаллу в первом случае сверху, во втором — снизу в результате быстрого восходящего движения растворов (Алексеева, 1957; Кукуй, 1966). Геологические и экспериментальные данные, однако, противостоят подобной интерпретации (Вертушков, 1958; Юшкин, 1971г). На форму кристаллов оказывает влияние не столько движение самого раствора, сколько характер, интенсивность и направление перемещения растворенного вещества в нем. Оба типа кристаллов формируются в неподвижном растворе, характеризующемся одним и тем же гравитационным осаждением частиц. Будут ли при этом кристаллообразующие частички преимущественно присоединяться к верхней части кристалла и стимулировать его аномальный рост вверх или, наоборот, к нижней, зависит от особенностей взаимодействия кристалла и частицы, определяющихся при прочих одинаковых условиях диаметром частиц.

Б. В. Дерягиным и Л. П. Смирновым (1967) разобраны условия осаждения незаряженных частиц, находящихся в стоксовском гравитационном потоке, на сферическое тело радиуса a под действием ван-дер-ваальсовых сил. При этом учитывалось сопротивление сближению со стороны вязкой прослойки между телом и частицей. Распространяя эти данные на случай кристалла и вводя ряд дополнительных условий (Юшкин, 1971г), можно вывести уравнение предельной траектории, отделяющей захватываемые и незахватываемые растущим кристаллом кристаллообразующие частички:

$$\delta = \sqrt{\frac{2\alpha}{3v}} \cdot \frac{a}{r \cdot \sin \theta/2},$$

где δ — расстояние между кристаллообразующей частицей и поверхностью кристалла; α — коэффициент ван-дер-ваальсовского взаимодействия, равный $A\gamma/\theta$ ($A \approx 10^{-12}$ эрг); v — скорость осаждения кристаллообразующих частиц; a — расстояние от центра кристалла до внешней границы поля дальнего действия центров роста; r — радиус частицы, θ — угол между вертикалью, проведенной через центр кристалла, и линией, соединяющей центр кристалла с центром частицы.

Расчеты, проведенные с помощью этого уравнения, показывают, что в условиях, аналогичных условиям гидротермального образования большинства минералов, частички диаметром менее $1 \cdot 10^4$ Å будут предпочтительнее оседать на нижней поверхности сферы, а частички с большим диаметром — на верхней.

Эти расчеты и данные специальных экспериментов (Шубников, Шаскольская, 1933; Петровский, 1972; Yushkin et al., 1975) свидетельствуют, что в гетерогенных растворах с монодисперсной фазой в условиях, близких к природным условиям кристаллизации гидротермального кварца, возможны следующие случаи векториального развития кристалла:

а) при размере минералообразующих частиц, близком к миллиметровому, они незакономерно, без параллельной ориентировки, оседают на верхних гранях растущего кристалла, трансформируя монокристалльный рост в друзовый;

б) при размере частиц более $1 \cdot 10^4$ Å они преимущественно оседают на обращенных вверх гранях кристалла и ориентируются параллельно, кристалл быстрее растет вверх;

в) при размере частиц от $1 \cdot 10^4$ Å до $1 \cdot 10^3$ Å частицы преимущественно оседают на нижних гранях кристалла, кристалл быстрее растет вниз;

г) при размере частиц менее $1 \cdot 10^3$ Å кристалл развивается изотропно.

Конечно, приведенные оценки очень приближенны. Мы не рассматривали влияние конвекционных явлений в растворе, зарождение на кристаллах новых центров роста, стимулируемых «ошибками» в присоединении частиц, явлений структурного упорядочения кристаллизующегося материала и др. С учетом ряда дополнительных факторов вычисленные выше граничные диаметры кристаллических частиц могут существенно измениться. Сейчас для нас наибольший интерес представляют не конкретные цифры, а установленная тенденция изменения формы кристаллов с увеличением размера кристаллообразующих частиц (изотропный рост → анизотропный рост в направлении потока частиц → анизотропный рост навстречу потоку → агрегатный рост). Он представляет серьезный интерес для минералогенетических реконструкций.

4. В литературе имеется довольно много указаний на зависимость габитуса кристаллов кварца от температуры кристаллизации, укладываемых в следующую генеральную схему (Балицкий, 1970): изометричные и скипетровидные кристаллы характерны для низкотемпературных месторождений, длиннопризматические и обелисковидные — для среднетемпературных гидротермальных жил, короткопризматические — для пегматитов. Эта зависимость имеет статистический характер, и правы Е. К. Лазаренко и В. И. Павлишин (1974), отмечая, что в каждом генетическом комплексе будут свои морфологические особенности. Однако полученные В. С. Балицким (1972) экспериментальные

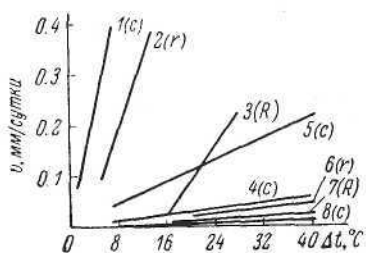


Рис. 84. Влияние состава раствора, степени его пересыщения кремнеземом и температуры кристаллизации на изменение скорости роста граней кристаллов кварца.

1—3 — содовый раствор при 330° С; 4 — содовый раствор при 280° С; 5 — нейтральный фторидный раствор при 280° С; 6 — слабощелочной бикарбонатно-натриевый раствор при 280° С; с — пинакоид; r — отрицательный ромбоэдр; R — положительный ромбоэдр.

на ромбоэдрических гранях формируются бугры роста. Для кварца, кристаллизующегося из нейтральных и слабокислых фторсодержащих растворов, на гранях z образуются также бугры роста и переходные от них к кальбовским вициналям первого типа формы (угол между нижними ребрами вицинальных пирамид этого типа около 90°), грани же r в этих условиях покрываются вициналями второго типа с углом между нижними ребрами около 160°. Переход от вициналей первого типа к вициналям второго типа на одних и тех же гранях, который нередко удается наблюдать на кварце из месторождений Приполярного Урала (рис. 85), является следствием снижения щелочности минералообразующих растворов. Данные об особенностях гранных скульптур весьма успешно использовались В. В. Букановым (1974) для выяснения физико-химических условий формирования приполярноуральских хрусталеносных месторождений.

Таким образом, только по кристалломорфологическим особенностям кварца, не захватывая других информационных уровней, при современном состоянии его генетикоинформационной изученности можно получить представление о физико-химических особенностях кварцпроизводящих растворов, о симметрии питания и структурном состоянии раствора, о размере кристаллообразующих частиц и направлении их движения, о первичной ориентировке кристалла относительно вектора силы тяжести. Этим, разумеется, не ограничивается генетикоинформационное значение кристалломорфологии кварца.

зависимости скоростей роста различных граней кристаллов кварца от пересыщения (рис. 84) позволяют учесть эти особенности и довольно надежно восстановить физико-химические условия кварцеобразования. Точность анализа по этой диаграмме существенно повышается, если удастся проследить тенденцию изменения габитуса в процессе кристаллизации по анатомической картине.

5. Характер вициналей на грани положительного и отрицательного ромбоэдров кристаллов кварца, как показали исследования (Балицкий, 1972; Балицкий и др., 1972; Буканов, 1974), является достаточно надежным индикатором кислотно-щелочных свойств (рН) кварцпроизводящих растворов. В щелочных средах

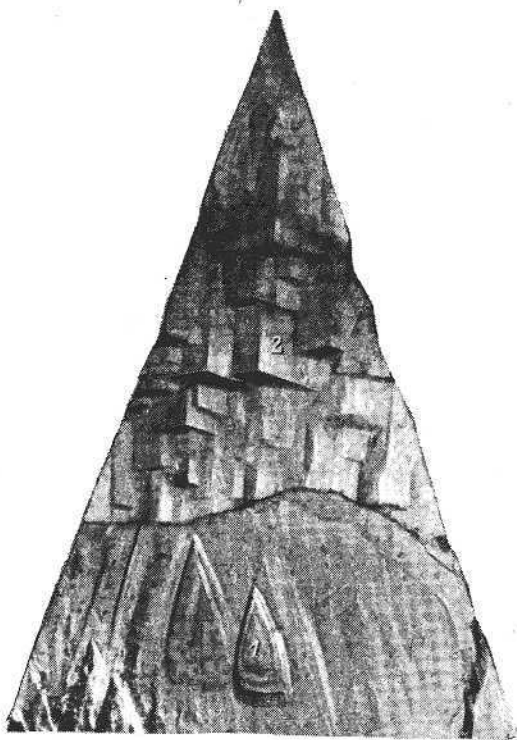


Рис. 85. Заращание вициналей первого типа (1) вициналями второго типа (2) на гранях отрицательного ромбоэдра кристаллов кварца.
Увел. 3. Приполярный Урал.

Уходя от частного примера с кварцем к более общим методическим вопросам генетикоинформационного анализа, сделаем весьма краткий и заведомо неполный обзор индикаторных признаков минералов. Цель этого обзора состоит не в том, чтобы дать арсенал средств генетикоинформационных исследований, а в том, чтобы показать сам принцип и наиболее типичные подходы к созданию минералогенетических индикаторов.

Особенности минералов, фиксирующие определенные минералогенетические явления. Любые явления минералогенезиса, как мы убедились, тем или иным способом отражаются в особенностях минералов. В минералогенетических исследованиях часто возникает задача выяснения, имело ли место какое-то определенное явление в истории минерала или нет. Решение этой задачи сводится к поискам на различных информационных уровнях признаков, свидетельствующих о данном явлении. Д. П. Григорьев и А. А. Ясинская (1967),

например, по совокупности признаков установили факт плавления оливина и плагиоклаза в метеоритах; признаки плавления известны также для ряда минералов сульфидных руд (Дымков, 1970; Mookherjee, Dutta, 1970). Можно перечислить бесчисленное множество и других подобных фиксаторов явлений: признаки ударного метаморфизма минералов, растворения минералов, механической абразии, радиоактивного облучения, перегрева и т. д. Строго говоря, все такие «фиксаторы» не являются индикаторными признаками в их строгом виде, так как они только фиксируют явление и не позволяют провести какие-либо измерения. Это скорее типоморфные признаки, но мы обращаем на них здесь внимание в связи с их весьма важным значением для целей генетикоинформационного анализа.

Индикаторы структуры минералогенетической среды. Состояние минералогенетической среды, ее анизотропия, симметрия наилучшим образом отражаются в морфологии минеральных индивидов. Форма индивидов в соответствии с принципом Кюри (Curie, 1908) сохраняет только те элементы симметрии, которые являются общими для индивида в его идеальном развитии и для среды, поэтому по симметрии реального индивида мы довольно легко можем составить вполне отчетливое представление о состоянии физического пространства, в котором индивид формировался. Теоретические и практические аспекты взаимосвязи симметрии минерала и симметрии среды детально обсуждались в работах И. И. Шафрановского (1954, 1957, 1961а, 1961б, 1964, 1974 и др.). В природе наиболее обычны следующие типы среды:

а) среда с симметрией $L_{\infty} \propto PC$, симметрией «шара», характеризующейся равномерным подтоком вещества ко всем граням кристалла и определяющей изотропный рост кристаллов; внешняя форма кристалла в таких условиях подчиняется одному из планальных видов симметрии $L_n nP(nm)$, при этом сохраняются оси и плоскости симметрии, совпадающие с соответствующими элементами среды; внешняя форма выросшего в таких условиях кристалла соответствует идеальной форме, диктуемой симметрией кристаллизующегося вещества;

б) среда с симметрией $L_{\infty} \propto P$, симметрией «конуса», характерная для условий гравитационных потоков частиц;

в) среда с симметрией $3L_2 \cdot 3PC$ — симметрия «кирпичика», характерная для неравномерного поступления питающих веществ по трем взаимно перпендикулярным направлениям;

г) среда с симметрией P , симметрией «стрелы», характерная для условий одностороннего потока частиц;

д) отсутствие каких-либо элементов симметрии, отражающее хаотическую организацию структуры среды; все грани кристаллов в такой среде образуют моноэдรอยды.

Количественная оценка симметричных особенностей минералогенетической среды достигается через коэффициент внешней асимметрии

$$\theta = \frac{S}{S'},$$

где S — площадь любой принятой во внимание грани кристалла; S' — площадь парной грани (Шафрановский и др., 1971; Шафрановский, 1974), или через вектор искажения формы кристалла (Yushkin et al., 1975).

Как на особый случай состояния минералогенетической среды, очевидно, не очень редкий для условий природного минералообразования, следует указать на ее вихревую структуру, вызывающую различные варианты вращения минералов в процессе роста. Наиболее часто вращение испытывают такие минералы, как гранат, ставролит, кианит, кристаллизующиеся в процессе метаморфизма пород. Индикатором вращения индивидов в процессе роста является S-образное распределение примесей в кристаллах (рис. 86, 87), позволяющее не только реставрировать динамику вращения индивида и представить направленность симметричной эволюции среды, но и получить количественное представление о вихревых возмущениях среды (Григорьев, 1961; Григорьев, Жабин, 1975; Powell, 1966; Powell, Treagus, 1970; Mitra, 1971).

Индикаторы фазового состава среды. Фазовый состав минералогенетической среды может быть определен целым рядом прямых и косвенных методов. Разбирая пример с кварцем, мы уже определили гравитационно искаженную форму кристаллов как индикатор их роста из гетерогенных (коллоидных) растворов, позволяющий даже определить степень дисперсности твердой фазы. О фазовом составе среды может свидетельствовать и гранный рельеф кристаллов; например, спиральные скульптурные формы весьма характерны для кристаллов, выросших из паров или расплавов, но чрезвычайно редко встречаются на кристаллах, выросших из растворов (Sunagawa, 1974, 1975). Существуют и другие косвенные признаки, но наиболее надежными индикаторами являются реликты самой минералогенетической среды, законсервированной в виде включений в кристаллах. Естественно, что в процессе жизни минерала включения среды претерпевают существенные изменения, в том числе и фазовые, однако современные методы исследования включений позволяют получить надежное представление о первичном фазовом состоянии среды (Ермаков, 1950, 1972 и др.).

Довольно надежно устанавливаются следующие фазовые типы сред: расплавный, газовый, растворный.

Магматический расплав, будучи захваченным в процессе кристаллизации минерала и затвердевший вследствие падения

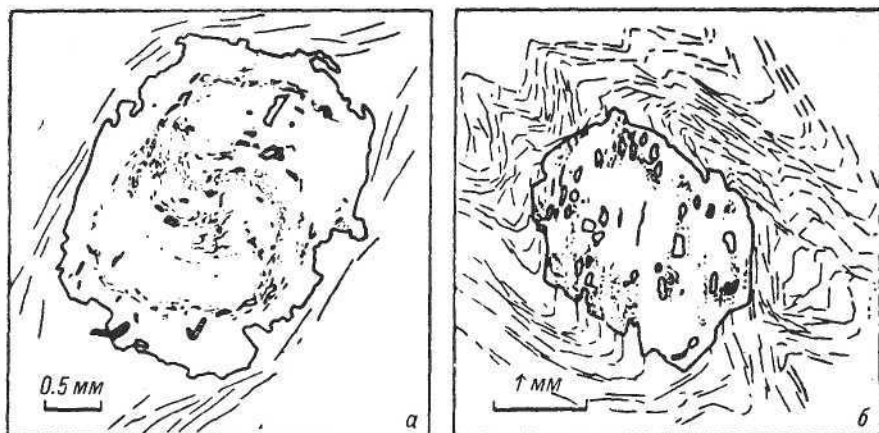


Рис. 86. Порфиробласты граната из пелитовых метаморфических пород. Далрадиан, Шотландия.

a — две зоны роста: внутренняя соответствует росту при вращении, наружная — росту без вращения; *б* — включения параллельны граням ромбодекаэдра {110}, рисунок включений и структуры вмещающих пород несогласованный; происходило вращение уже готового кристалла.

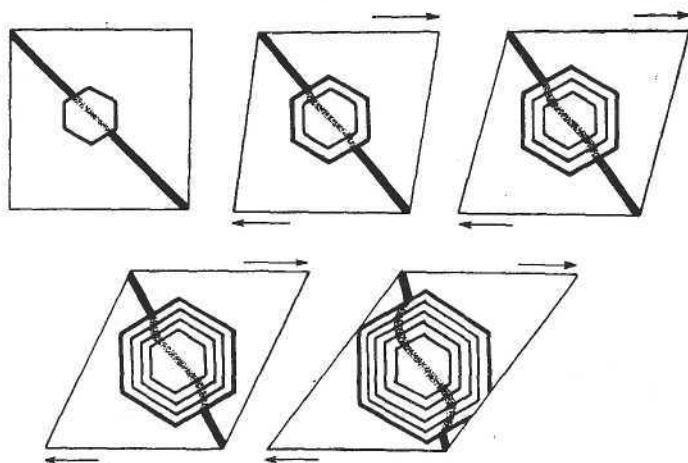


Рис. 87. Механизм формирования S-образных лент включений в кристалле, испытывающем вращение в процессе кристаллизации.

температуры, формирует аморфные включения силикатных стекол, особенно характерные для эффузивных условий, раскристаллизованные включения силикатных минералов, свойственные условиям интрузивного магматизма, кристаллофлюидные включения, представляющие раскристаллизованный остаточный раствор — расплав. Среда пневматолитового минералообразования консервируется в виде газовой-жидких включений с преобладанием газа и присутствием кристалликов или твердого вещества, существенно газовых включений с очень незначительным количеством раствора и твердой фазы, углекислых включений, состоящих из жидкой углекислоты с пузырьком газа. В условиях гидротермального минералообразования формируются включения водных растворов, нередко многофазные, водно-углекислые включения, коллоидно-водные включения.

Существует ряд методов определения плотности жидкой фазы во включениях. Наиболее интересный из них — метод измерения броуновского смещения маленького газового пузырька за определенное время (Friedlaender, 1970). Вязкость вычисляется решением уравнения Эйнштейна-Смолуховского:

$$\Delta^2 = \frac{RT}{N} \cdot \frac{1}{3\pi\eta r} t,$$

где R — газовая постоянная; T — абсолютная температура; N — число Авогадро; η — вязкость жидкости; r — радиус пузырька, находящегося в брауновском движении; t — время измерения. Для включений раствора в кварце, например, вязкость оказалась равной 0.0133 ± 0.0012 пуаз.

Индикаторы химического состава среды. Наиболее надежным индикатором химического состава минералогенетической среды является химический состав сформировавшегося в ней минерала. В разделе о формах записи минералогенетической информации на ряде примеров мы показали, что благодаря явлениям сокристаллизации химический состав минерала отражает содержание в минералогенетической среде (растворе, расплаве) не только главных минералообразующих компонентов, но и содержание различных акцессорных компонентов. Теория распределения компонентов между минералом и средой, между различными сокристаллизующимися фазами разобрана в ряде руководств (см., например: Перчук, 1970; Мелихов, Меркулова, 1975). Зная химический состав минерала и имея экспериментальные данные о величине коэффициента распределения интересующих нас компонентов между фазами, нетрудно рассчитать концентрацию этих компонентов в среде. Поскольку величина коэффициента распределения зависит от температуры и давления, предварительно должны быть определены эти параметры одним из методов термобарометрии или хотя бы приблизительно оценены по фациальной обстановке минералообразования.

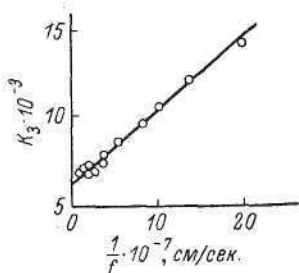


Рис. 88. Зависимость коэффициента захвата Sr^{2+} гранями $\{100\}$ кристалла барита от скорости роста (раствор содержит $5 \cdot 10^{-3}$ молей KCl и $5 \cdot 10^{-4}$ молей K_2SO_4).

Необходимо иметь в виду, что точность определения состава среды по коэффициенту распределения не очень высока, поскольку на его величину, кроме T и P , оказывает влияние и целый ряд других факторов (присутствие других компонентов в растворе, величина пересыщения, морфологические особенности кристаллизующегося вещества и т. п.), учесть которые в полном объеме пока невозможно. На рис. 88 показана, например, зависимость K_3 от скорости роста граней по данным И. В. Мелихова и М. С. Меркуловой (1975). Для сред сложного состава эта задача вообще оказывается нерешимой (Таланцев, 1975). Используя этот аппарат генети-

коинформационного анализа, необходимо выбирать фазы с минимальным числом компонентов, а количественную интерпретацию результатов ограничивать объектами близкой генетической природы. Кроме того, как справедливо указывает Д. П. Григорьев (1967), должны учитываться особенности распределения и перераспределения примесей в объеме минерального индивида. Очевидно, анализ влияния всех возможных факторов на величину коэффициента распределения в комплексном эксперименте и создание новой количественной теории распределения компонентов между фазами позволит сделать этот химический индикатор достаточно точным.

Минералы и пары минералов, содержащие элементы с переменной валентностью и занимающие строго определенные поля на Eh—pH диаграммах, позволяют получить информацию об окислительно-восстановительных условиях минералообразования и являются минералогическими потенциометрами (Яхонтова, 1972).

Для получения данных о составе минералогенетической среды широко используются включения в минералах, являющиеся реликтами законсервированной в процессе роста индивида в той или иной степени метаморфизованной среды. Экспериментальные данные (Хетчиков и др., 1966, 1968; Бутузов и др., 1971) свидетельствуют, что по крайней мере для условий гидротермальной кристаллизации химический состав включений полностью соответствует химическому составу кристаллообразующих растворов. Длительная (в геологическом масштабе времени) консервация растворов во включениях, конечно, сопровождается определенной диффузией компонентов из включения в кристалл и, наоборот, фазовой гетерогенизацией включений, кристаллизацией вещества из маточного раствора на стенках вакуолей, но все изменения состава растворов, вызываемые этими явлениями, можно легко учесть по их продуктам.

Для определения химического состава и концентрации растворов во включениях разработан целый ряд специальных методов (Пизнюр, 1975), как прямых, так и косвенных. Методы разделяются на две группы: а) позволяющие анализировать состав отдельных включений; б) определяющие валовый состав всех включений, захваченных кристаллом.

Индивидуальные включения в общем случае являются многофазными, содержащими жидкий раствор, газ и твердую фазу. Прямые методы определения состава жидкости требуют предварительного вскрытия включений просверливанием, продавливанием, раскалыванием или другим подходящим способом с последующим отбором пробы раствора и ее микроанализом на максимально возможное число компонентов. С крупными включениями все эти процедуры проводятся легко, мелкие же требуют применения специальных методик: вскрытия в специальных влажных микрокамерах, ультрамикрoхимического анализа, локального спектрального (лазерного) анализа и т. п. Параллельно с химическим анализом проводится электрометрическое или калориметрическое определение рН. Косвенное определение состава растворов во включениях проводится по их показателям преломления, электропроводности и другим физическим свойствам.

Состав газовой фазы индивидуальных включений определяется по особенностям поглощения газа различными поглотителями, состав твердой фазы — путем нагревания, рентгеноструктурным анализом, лазерным спектральным анализом.

Если определение состава индивидуальных включений затруднено теми или иными причинами, производится групповой анализ содержимого всех включений. Представление о соотношении анионов и катионов в растворе дают методы водной вытяжки (валовой или дифференцированной) и менее точный метод сравнительного анализа (спектрального или химического) участков с включениями и участков без включений. Исследование газов проводится методом потерь при прокаливании, методом «закрытой трубки», предложенным Г. Н. Вертушковым (1975), методом валового выделения всех газов нагреванием или дроблением минерала в вакууме с химическим или масс-спектроскопическим анализом выделенных газов. Для определения отдельных компонентов, например CO_2 , благородных газов и др., существуют специальные приемы (Пизнюр, 1975).

Изучение состава включений желательно сопровождать исследованием стенок вакуолей с помощью электронной микроскопии, что дает возможность оценить количество выкристаллизовавшегося вещества.

Кроме этих двух основных методов определения химического состава среды, могут быть разработаны индикаторы, основанные на изучении физических свойств и кристалломорфологии минералов.

нельзя признать абсолютно точным, их комплексное использование может дать достаточно отчетливое и полное представление о химизме процессов минералообразования.

Индикаторы вертикали и горизонтали (минералогические отвесы и уровни). Влияние гравитационного поля Земли с симметрией $L_{\infty} \propto P$ (симметрия конуса с бесконечно малым углом при вершине или при первом приближении симметрия цилиндра) на рост и форму минеральных индивидов и агрегатов определяет возможность восстановления вертикали и горизонтали времени минералообразования по морфологическим особенностям минералов. Роль минеральных индивидов и агрегатов как минералогических отвесов и уровней довольно широко обсуждалась в литературе (Леммлейн, 1941; Григорьев, 1946, 1961; Engel, 1946; Шафрановский, 1954; Gross, 1956; Алексеева, 1957; Вертушков, 1958; Юшкин, 1963, 1968; Кукуй, 1966; Yushkin et al., 1975, и др.).

Мы уже подробно разобрали на примере кварца особенности гравитационного искажения и генетикоинформационное значение формы кристаллов. В общем случае гравитационное искажение кристаллов определяется комплексом причин: а) неравномерным питанием верхних и нижних граней кристалла, связанным с неравномерным пересыщением (переохлаждением) кристаллообразующей среды; б) неравномерным зарождением и функционированием центров роста на верхних гранях кристалла; в) гравитационным распределением посторонних фаз в кристаллообразующей среде и особенностями взаимодействия с ними растущего кристалла; г) гравитационно обусловленной анизотропией разрушения кристалла и др. Эти причины вызывают асимметричный рост кристаллов с преобладающим нарастанием вещества со стороны наиболее интенсивного питания (рис. 79), определяют различия в рельефе верхних и нижних граней, морфологии граничных скульптур (рис. 90), в распределении дефектов, двойниковых субиндивидов (рис. 91), в степени разориентировки субпараллельных субиндивидов. С гравитационным осаждением твердых частиц связано формирование «присыпок» на обращенных вверх гранях кристаллов (рис. 92, 93). Распределение включений (твер-

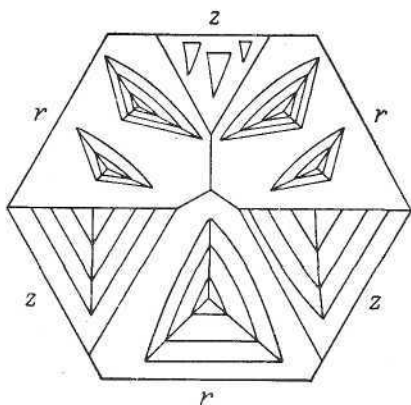


Рис. 90. Схема искажения формы индивидов на ромбоэдрах кристалла кварца, обусловленная ориентировкой кристалла. Приполярный Урал, по В. В. Буканову (1974).

Кристалл правого кварца, обращен вниз гранью положительного ромбоэдра.

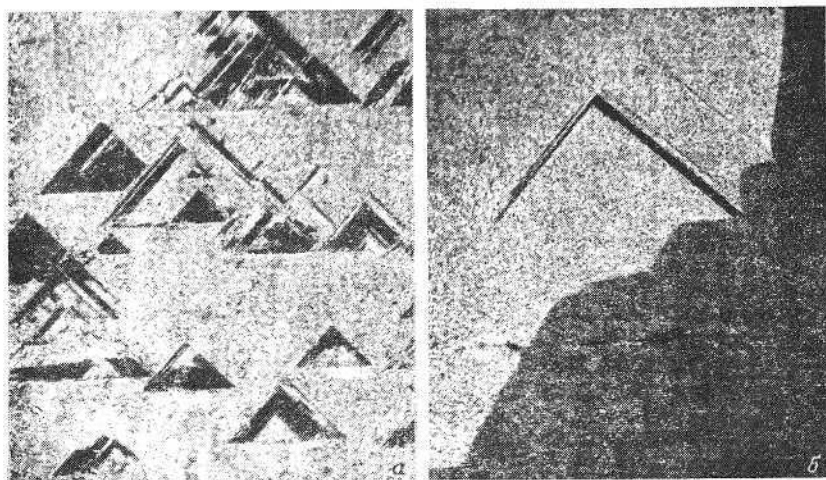


Рис. 91. Неравномерность распределения двойников в кристалле кварца, обусловленная его ориентировкой. Памир.

a — обращенная вверх грань острейшего ромбоэдра; *b* — обращенная вниз грань.

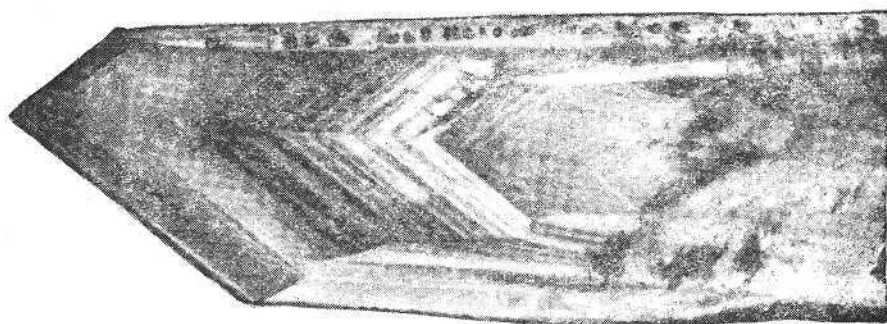


Рис. 92. Зоны «присыпок» в кристалле кварца. Приполярный Урал.

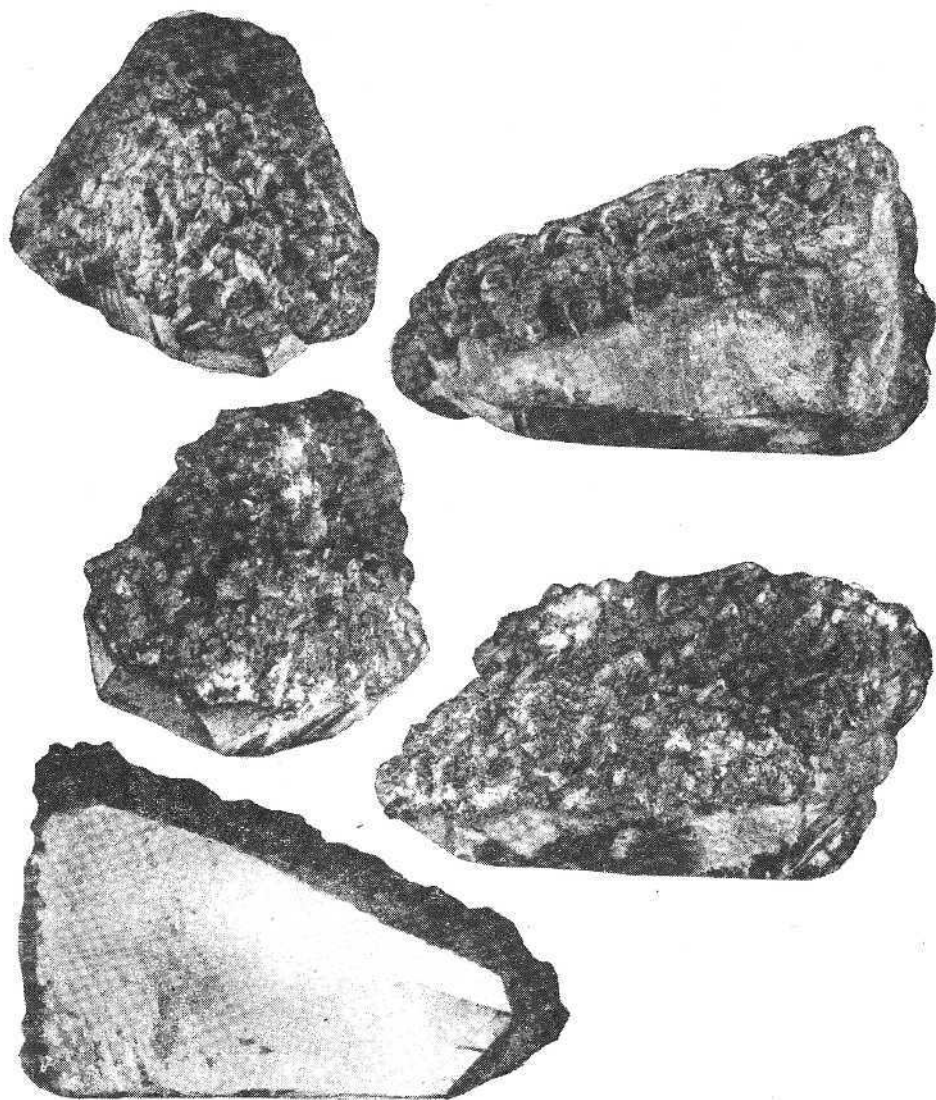


Рис. 93. «Присышки» на кристаллах кварца. Памир.



Рис. 94. Сталактиты пирита в кальцитовом гнезде. Сокол, Новая Земля.

дых, жидких, газообразных, многофазных), фаз в многофазных включениях, форма и характер заполнения полостей включений зависят от ориентировки кристаллов по отношению к вертикали. Если, например, удлиненное газово-жидкое включение расшнуровывается на серию мелких включений, то пузырек газа окажется в самой верхней вакуоли этого семейства.

В форме минеральных агрегатов отражаются особенности кристаллизации вещества: а) в гравитационном нисходящем (осаждение) или восходящем (флотация: Юшкин, 1960; Iuskin, 1961) потоке, когда формируются вытянутые в вертикальном направлении агрегаты (сталактиты, сталагмиты и т. п., рис. 94); б) в условиях седиментации индивидов на дно минерализованных полостей, когда формируются слоистые агрегаты (рис. 95); в) в условиях кристаллизации на поверхности раствора (Юшкин, 1963; Скиба, Юшкин, 1964, 1966), когда формируются параллельно-пластинчатые агрегаты (рис. 96), в условиях стекания растворов или расплавов по вертикальным и наклонным поверхностям и т. п.

Использование в генетикоинформационных исследованиях минералогических отвесов и уровней имеет большое прикладное значение. На хрусталеносных месторождениях Приполярного Урала, например, по характеру искажения ромбоэдрических головок кварца из осыпей устанавливается крутизна залегания коренных хрусталеносных гнезд (Кораго, 1968; Буканов, 1974) и проводится прогнозирование качества кварца (Карякин, 1948). Изучение особенностей искажения формы кристаллов количест-

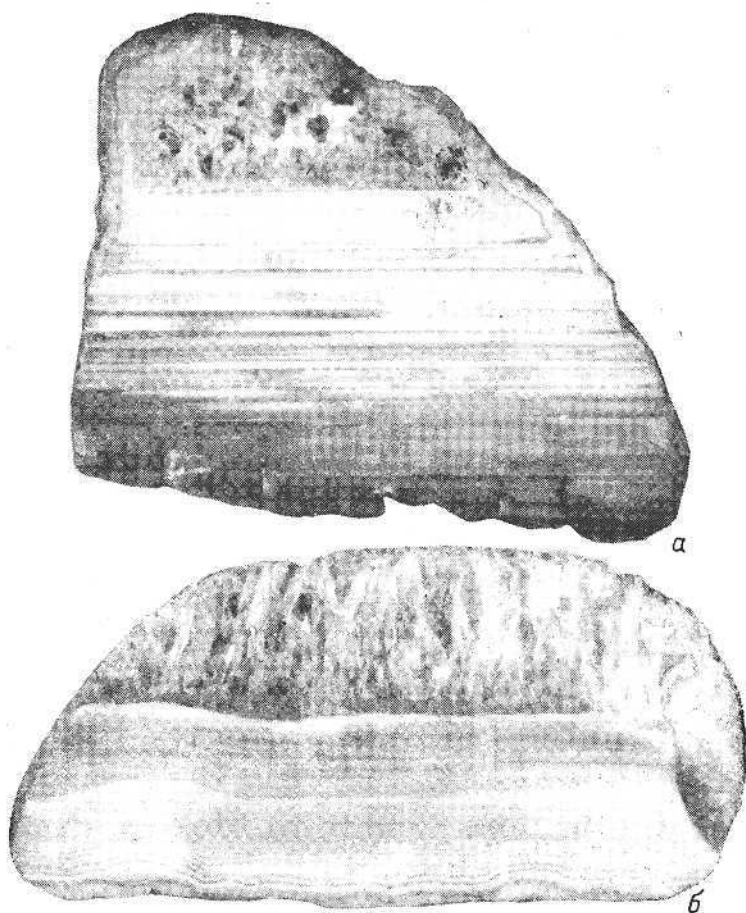


Рис. 95. Агаты с горизонтальной слоистостью из Индии (а) и Казахстана (б).

венными методами, в разработке которых сейчас делаются первые шаги (Шафрановский и др., 1971), дает возможность восстановить положение палеовертикали на различных участках минеральных месторождений, получив, таким образом, надежную основу для палеотектонических реконструкций и определения возраста месторождений. Так, по данным изучения морфологии кристаллов самородной серы нами был установлен плейстоценовый возраст ряда серных месторождений, ранее считавшихся позднечетвертичными (Юшкин, 1966, 1968), а по морфологии агрегатов и кристаллов кальцита, пирита, флюорита — пермотриасовый возраст полиметаллической и флюоритовой минерализации юга Новой Земли

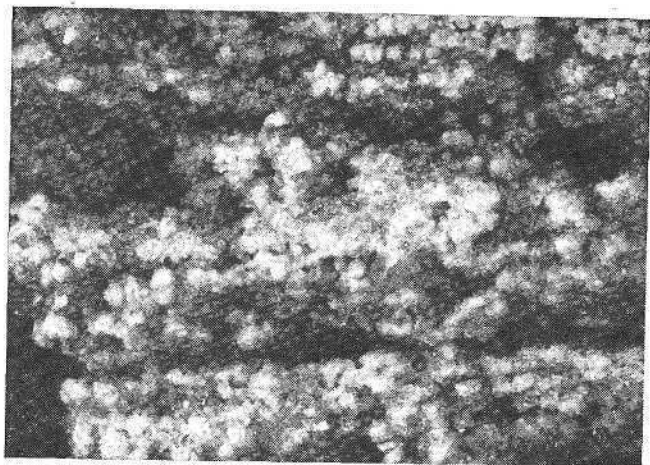


Рис. 96. Кальцитовые корочки, выкристаллизовавшиеся на поверхности раствора. Фергана, Узбекистан.

(Юшкин, Тимонин, Фишман, 1975). Подобные реконструкции проводились и на хрусталеносных месторождениях французских Альп (Bernard, 1966).

Важнейшей задачей совершенствования минералогических отвесов и уровней является переход от восстановления положения вертикали во время минералообразования к определению величины силы тяжести. В принципе эта задача может быть решена с помощью анализа гравитационной сепарации индивидов, измерения углов естественного откоса в агрегатах (Смирнова, Любина, 1969), количественного анализа особенностей распределения присыпок определенной формы, плотности и размера на гранях кристаллов с различными углами наклона и др.

Индикаторы температуры (минералогические термометры). Определение температуры минералогенетической среды по индикаторным признакам минералов является, пожалуй, наиболее разработанной областью генетико-информационного анализа. Состояние этой проблемы достигло уже такого уровня, что, используя имеющийся методический аппарат, мы можем хотя бы приблизительно определить температуру формирования любого минералогического объекта. Вопросам минералогической термометрии, кроме огромного количества отдельных статей, посвящен целый ряд весьма обстоятельных монографий (Ермаков, 1950; Смит, 1956; Калюжный, 1960; Боуэн, 1969; Перчук, 1970; Pomerlanu, 1971; Пизнюр, 1973а, и др.), что позволяет нам ограничиться кратким обзором геотермометров.

Определенную информацию о температуре минералообразования дает само присутствие минерала и его ассоциация с другими минералами. Каждый минерал характеризуется определенным температурным пределом устойчивости, и, очевидно, во всех случаях верхним таким пределом будет температура плавления минералов. Точки инверсии полиморфных модификаций, точки распада и гомогенизации твердых растворов, температуры кристаллизации эвтектик, температуры существования несмешивающихся жидкостей и другие характерные температурные точки конституционных трансформаций являются температурными реперами, помогающими в оценке температур минералообразования. Естественно, точность определения зависит от уровня экспериментальной изученности той или иной системы.

На рис. 97 по современным экспериментальным данным в качестве примера показаны поля устойчивости различных модификаций SiO_2 в координатах давление—температура в «сухих» условиях и в присутствии H_2O . Естественно, что на состояние системы оказывает влияние не только вода, но и другие компоненты, особенно легкоплавкие, но с введением необходимых поправок по этим экспериментальным данным можно достаточно определенно судить об условиях существования тех или иных модификаций SiO_2 . В современных условиях, конечно, мы можем иметь дело и не с той модификацией, которая являлась первичной, но всегда найдутся те или иные признаки бывших фазовых переходов. Например, ответить на вопрос, является ли исследуемый α -кварц первичным, или он образовался путем инверсионного перехода из высокотемпературного β -кварца, помогает исследование ИК спектров (Доломанова и др., 1970): первичный α -кварц характеризуется отчетливой полосой поглощения с частотой 3420 см^{-1} , α -кварц, образованный из β -кварца, — серией слабых полос, в области $2800\text{—}3900 \text{ см}^{-1}$; существуют и другие, менее яркие отличия. Впрочем, сама температура инверсии того же кварца зависит от температуры кристаллизации (рис. 98), и ее измерение дает возможность проводить довольно точные температурные оценки (Takashima, 1974).

Возвращаясь к вопросу об использовании в геотермометрии диаграмм устойчивости минеральных фаз и минеральных ассоциаций в $P\text{—}T$ координатах, необходимо отметить очень важное значение фациальных диаграмм (рис. 99), которые суммируют как геологические, так и экспериментальные данные и более строго привязаны к геологическим условиям, чем экспериментальные диаграммы.

В последнее время в минералогической термометрии все большее применение находят особенности структурного состояния минералов, в частности соотношение порядка—беспорядка в калиевых полевых шпатах и плагиоклазах (Иванова, 1974).

Наличие температурной зависимости коэффициента распределения ряда изотопов между кристаллом и раствором явилось

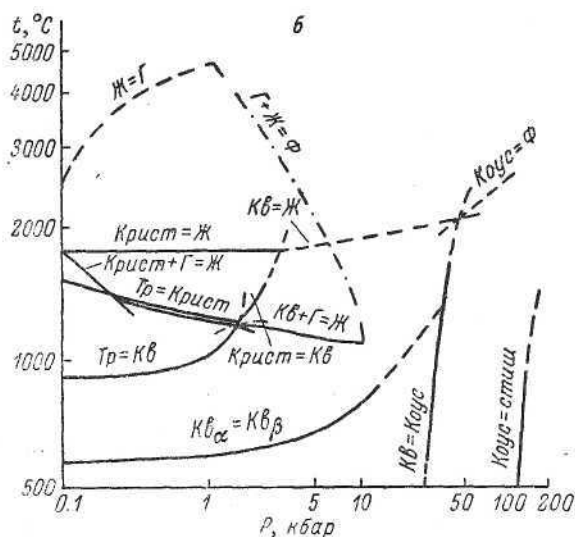
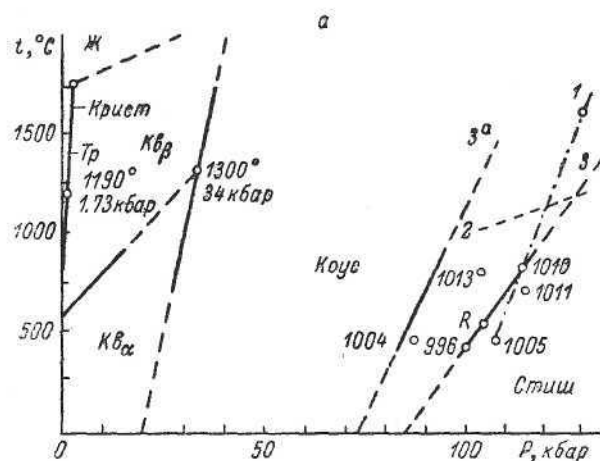


Рис. 97. Сводные P — T диаграммы кремнезема в условиях сухой системы (а) и системы SiO_2 — H_2O (б).

основой для разработки ряда изотопных геотермометров (Боуэн, 1969; Bottinga, Javoy, 1973), наиболее надежным из которых является кислородный, основанный на определении содержания в минералах (главным образом карбонатах, силикатах, магнетите, кварце) изотопа O^{18} или соотношения O^{18}/O^{16} . Предпринимаются попытки термометрии по распределению изотопов серы между сфалеритом и галенитом (Rye, 1974, и др.). Наличие статистической зависимости между ΔS^{34} галенит—сфалерит и температурой гомогенизации включений в сфалерите как будто свидетельствует о перспективности такого подхода. Использование для целей термометрии содержания или соотношения изотопов других элементов (углерода, водорода), за исключением, может быть, аргона (Brandt et al., 1970), не дает пока серьезных надежд на успех.

Большое число широко применяемых геотермометров основано на анализе химического состава, точнее на распределении элементов между сокристаллизующимися минералами или на их перераспределении между сосуществующими минералами (метод минеральных равновесий). Метод минеральных равновесий для определения температур равновесий использует главным образом два типа реакций: а) смешанные, когда изменение внешних параметров системы приводит к разрушению минерала с образованием того же минерала, но иного состава; б) обменные, описываемые простыми уравнениями типа $A_1 + B_2 = B_1 + A_2$. Основы теории этого метода подробно разобраны в работах Л. Л. Перчука (1970, 1971), В. А. Глебовицкого и др. (1972) и др., а обзор дан в работе А. В. Пизнюра (1973а).

Принципиальная возможность создания геотермометров этого типа основана на наличии функциональной зависимости

$$k_{a-b}^{I-II} = f(T, P),$$

где I—II — сокристаллизующиеся минералы; а—б — элементы, присутствующие в обеих минеральных фазах. Эту функцию можно определить экспериментально. Для целей термометрии выбираются такие зависимости, где влияние P несущественно или имеются возможности внесения соответствующих поправок.

В настоящее время в генетикоинформационных исследованиях используется целый ряд геотермометров.

1. Двуполевошпатовый термометр Барта—Рябчикова, основанный на распределении альбитового компонента между щелоч-

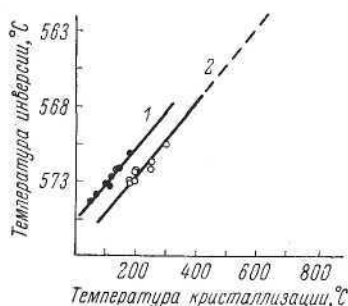


Рис. 98. Зависимость температуры инверсии кварца от температуры его кристаллизации.

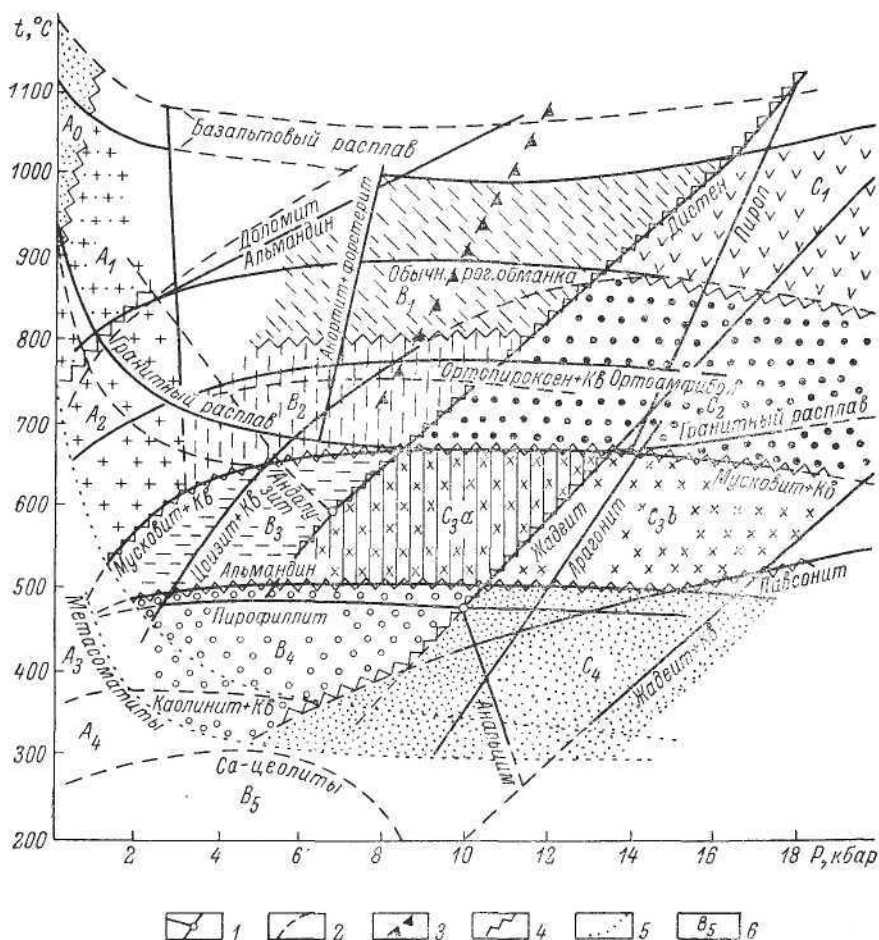


Рис. 99. Схема фаций контактового и регионального метаморфизма, по Н. Л. Добрецову с соавторами (1970).

1 — линии минеральных равновесий, ограничивающие поля устойчивости важнейших минералов и ассоциаций; их названия надписаны с той стороны линии, где они устойчивы; линии проведены с учетом последних экспериментальных данных для значений P_{H_2O} от 0.3 $P_{общ}$ в высокотемпературной части (базальтовый расплав, доломит) до 0.9 в низкотемпературной (лавсонит); 2 — то же для равновесий, для которых недостаточно экспериментальных данных; для плавления базальта пунктирная линия относится к более основным базальтоидам, для плавления гранита — сплошная линия при $P_{H_2O}=0.6 P_{общ}$, пунктирная — при $P_{H_2O}=P_{общ}$; 3 — начало эклогитизации большинства базальтоидных пород; 4 — границы фаций (и субфаций C_{3a} — C_{3b}); 5 — вероятные границы поля метаморфизма (две нижние границы — два возможных положения низкотемпературного кинетического порога метаморфизма); 6 — буквы и крап — поля отдельных фаций; для фации C_3 выделены субфации (C_{3a} и C_{3b}) по давлению.

ным полевым шпатом и плагиоклазом (рис. 100). Влияние давления ниже 3 кбар на этот термометр не существенно, но выше 3 кбар прямо пропорциональная зависимость ($k=f(T)$) сменяется обратно пропорциональной, и геотермометр в этом виде здесь «не работает». Близким к этому термометру является плагиоклазовый термометр Кудо—Вейля, основанный на анализе соотношений анортитового и альбитового компонентов (Kudo, Weill, 1970; Mathiez, 1973).

2. Биотит-гранатовый термометр Перчука построен на исследовании распределения железа и магния между этими минералами (рис. 101). Этот термометр фиксирует температуру не времени возникновения данной минеральной фазы, а времени окончательного установления равновесия к моменту ухода из системы флюида и прекращения перераспределения компонента.

3. Биотитовый термометр Офтедаля, основанный на зависимости содержания скандия в биотите от температуры (рис. 102); методически этот термометр разработан неудовлетворительно: во-первых, не учитывает соотношений биотита с другими скандий-содержащими минералами, во-вторых, сама зависимость $c_{Sc}=f(T)$ установлена приближенно.

4. Магнетитовый термометр Беддингтона учитывает температурную зависимость содержания TiO_2 в магнетите, сокристаллизующемся с ильменитом (рис. 103). А. И. Тугаринов, Н. П. Ильин и Р. Моханне (1974) показали, что в этой паре температура является основным параметром, определяющим коэффициенты распределения также ванадия и марганца.

5. Кальцитовый термометр Харкера—Татла—Графа—Гольдсмида, построенный на определении содержания магния в кальците, ассоциирующем с доломитом или другими магниевыми минералами (рис. 104). Термометр рассчитан только для условий высокотемпературного (выше $500^\circ C$) метаморфизма кальцитсодержащих пород.

6. Пирротиновый термометр Арнольда, учитывающий изменение содержания железа в пирротине, находящемся в равновесии с пиритом при отсутствии халькопирита. Термометр неоднократно проверялся и подтверждался экспериментально как в «сухих», так и в гидротермальных условиях. На рис. 105 приведена ди-

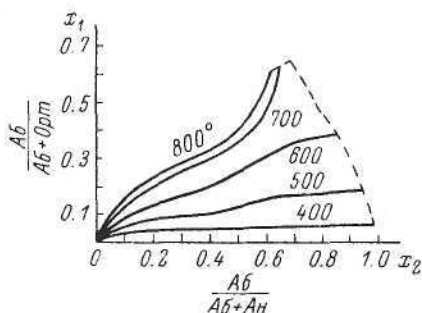


Рис. 100. Изотермы распределения альбитового компонента между равновесно сосуществующими полевыми шпатами.

Пунктиром ограничена область гетерогенного равновесия полевых шпатов и плагиоклазов (соотношение компонентов в мольных долях).

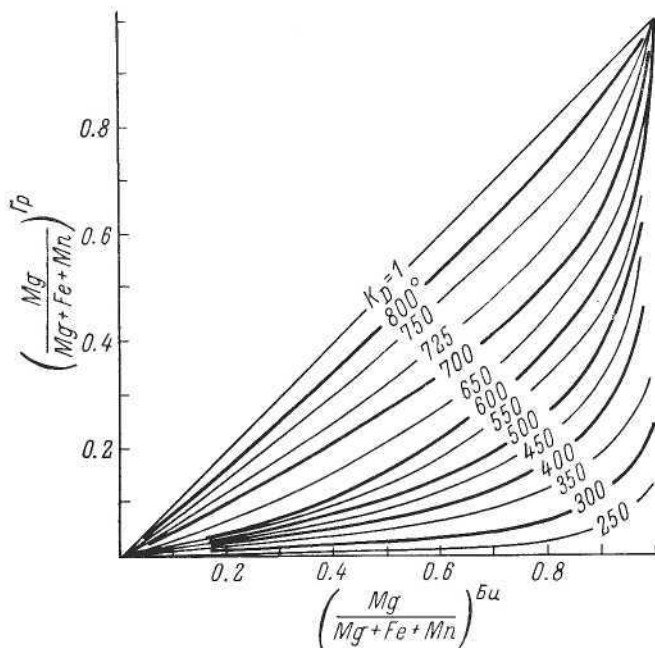


Рис. 101. Диаграмма фазового состояния для системы биотит (Би)—гранат (Гр) из метаморфических сланцев.

аграмма Л. В. Чернышева и др. (1968), суммирующая все экспериментальные данные.

7. Сфалеритовый термометр Куллерада, основанный на изменении содержания железа в сфалерите, равновесном с пирротинном; экспериментально установлено, что на эту зависимость влияет большое число других факторов (состав пирротина, активность серы, окислительный потенциал и др.); применимость его ограничена.

Перечисленными выше не ограничивается круг геотермометров, основанных на составе минералов. Большое значение для целей термометрии имеют реакции дегидратации (Маракушев, 1968) и декарбонатизации минералов. Экспериментально или теоретически установлены равновесия большого числа ассоциаций минералов, таких как амфибол—плагиоклаз, моноклинный амфибол—гранат, роговая обманка—клинопироксен, роговая обманка—пироксен, биотит—клинопироксен, биотит—кордиерит, ставролит—мусковит—хлорит, амфибол—биотит, клинопироксен—ортопироксен, клинопироксен—гранат, ромбический пироксен—гранат и др. Установлены температурные зависимости содержания бария в калиевых полевых шпатах, мышьяка и серы — в герсдорфите и арсенопирите, рения — в молибдените, состава

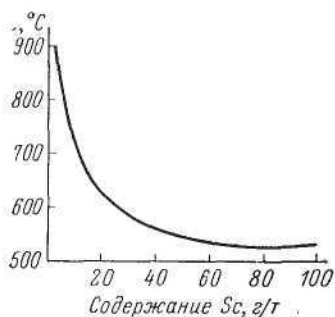


Рис. 102. Содержание скандия в биотите как функция температурной кристаллизации.

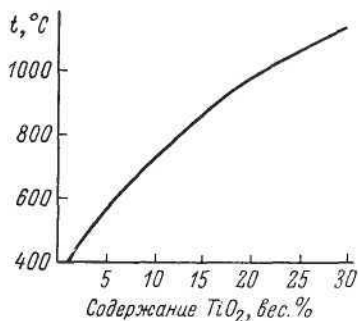


Рис. 103. Содержание TiO_2 в магнетите как функция температуры, равновесной с пльменитом кристаллизации.

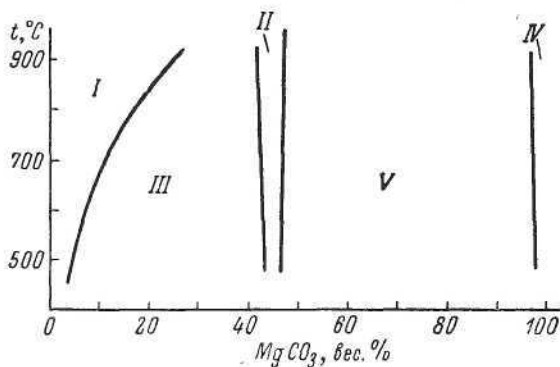


Рис. 104. Магнезиальность карбонатов в зависимости от температуры кристаллизации.

I — кальцитовый раствор; *II* — доломитовый раствор; *III* — кальцитовый раствор + доломитовый раствор; *IV* — магnezитовый раствор; *V* — доломитовый + магnezитовый раствор.

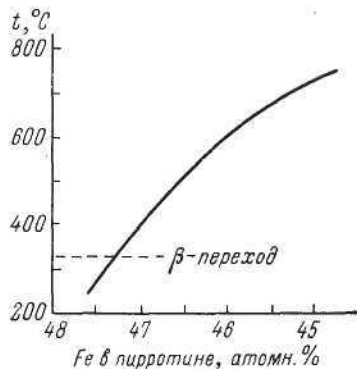


Рис. 105. Изменение содержания железа в пирротине, находящемся в равновесии с пиритом.

арсенипирита и леллингита, сульфосолей, соотношения редких земель в сокристаллизующихся минералах и целый ряд других зависимостей. На их основе создаются или могут быть созданы новые геотермометры. Нами уже отмечалась перспективность создания геотермометров по распределению катионов в сверхструктурах минералов, по распределению химических компонентов между пирамидами нарастания различных простых форм в кристаллах. Следует, однако, заметить, что подход к разработке геотермометров все еще в значительной степени эмпирический и учитывает влияние на те или иные параметры минералов только температуры с ограниченным числом других факторов. Актуальным в связи с этим является совершенствование теоретического аппарата геотермометрии [весьма интересны в этом отношении работы Л. Л. Перчука (1970, 1971), А. С. Таланцева (1972, 1973, 1975), А. С. Таланцева и В. А. Маркса (1973, 1974) и других минералогов] и резкое расширение условий эксперимента для учета максимально широкого круга факторов методами многомерной регрессии.

Наиболее популярным среди минералогов и наиболее разработанным является комплекс методов термометрии по газово-жидким включениям в минералах. Отсылая читателя к обстоятельным работам Н. П. Ермакова (1950), В. А. Калюжного (1960) и А. В. Пизнюра (1973а), здесь мы кратко остановимся только на сущности методов.

Как и методы химического анализа консерватов, методы термометрии основаны или на изучении индивидуальных включений, или на экспериментировании со всей совокупностью включений, находящихся в минерале.

Основным методом, исследующим индивидуальные включения, является метод гомогенизации содержимого включений. В его методической основе лежит допущение, что при кристаллизации минералов захватываются и консервируются в виде включений первично-гомогенные порции минералогенетической среды (расплав, раствор, газ), которые гетерогенизируются, т. е. распадаются на две или более фаз в результате последующего снижения температуры и давления.

Трансформация жидкого включения в газово-жидкое объясняется не только снижением растворимости газа при падении T и P , но и различиями в коэффициенте объемного сжатия включения и кристалла-хозяина, в результате чего между жидкостью и стенкой создается вакуум, заполняющийся газом. Конечно, в аномальных условиях кристаллизации (Петровский, Боболович, 1975) могут захватываться и гетерогенные смеси (например, жидкость+газ и др.), но существует ряд признаков для отличия таких первично-гетерогенных включений от первично-гомогенных (Ермаков, 1972). Нагревая первично-гомогенные и ставшие гетерогенными включения в специальных нагревательных микро-

камерах, можно их снова гомогенизировать, и вот эта температура, при которой включение снова становится однофазным, должна примерно соответствовать температуре консервации включения (конечно, с определенной погрешностью, связанной с метаморфизмом включений, физико-химическими особенностями включений и кристалла-хозяина и несоответствием условий консервации включений и их нагревания, особенно по давлению и химизму).

Наиболее пригодными для термометрических исследований методом гомогенизации являются газowo-жидкие включения с преобладанием в их объеме жидкой фазы, хотя довольно успешно сейчас используются и раскристаллизованные включения расплава, и трехфазные включения (жидкость+газ+кристалл). Для любых изучаемых включений должна быть, конечно, доказана их первичность. К температурам гомогенизации вводятся поправки на давление (определяемые экспериментально или путем измерения давления в вакуоли), поправки на состав и концентрацию растворов с учетом кристаллизации части вещества на стенках вакуоли, учитываются изменения, которые произошли с содержимым включения с момента его гомогенизации до момента исследования (Дмитриев, 1970).

В тех условиях, когда невозможно исследование индивидуальных включений (например, при изучении непрозрачных минералов), регистрируются эффекты группового изменения состояния включений при их нагревании, в частности метод декрипитации (растрескивания). Он основан на том факте, что при температурах, несколько превышающих температуры гомогенизации, давление во включениях настолько повышается, что разрывает их стенки (Пальмова, Диков, 1970). Этот «взрыв» включений, особенно если его производит целое семейство физически и генетически одинаковых включений, сопровождается целым рядом эффектов: треском, выделением газа и воды в атмосферу, уменьшением веса минерала и т. п. Методы декрипитации и основаны на фиксации вот этих эффектов. Конечно, любой эффект может быть и не связан со взрывом включений, например одинаковым звуком может сопровождаться растрескивание минерала по спайности, полиморфные превращения, дегидратация, декарбонатизация и другие процессы. Однако параллельное испытание проб на звуковом и вакуумном декрипитографе и на дериватографе с микроскопическим исследованием включений позволяет достаточно надежно расшифровать природу каждого пика декрипитограммы. Все же этот метод можно расценивать лишь как предварительный, ориентировочный. Во-первых, довольно часто оказывается практически невозможным дифференцировать температуры декрипитации разных семейств включений. Во-вторых, очень трудно вводить поправки на давление, состав и другие параметры. В-третьих, разница между температурой гомогенизации и температурой декрипитации может быть очень значительной (до 200° С) и заранее не предсказуемой (зависит от степени насыщения кри-

стала включениями, величины включений, величины зерен минерала, физических свойств содержимого включений и физических свойств минерала-хозяина).

Большая серия минералогических термометров основана на зависимости от температуры минералообразования определенных физических свойств минерала.

По конфигурации кривой термolumинесценции можно примерно оценить температуру, до которой нагревался минерал после его образования. Если для кальцита в его нормальном состоянии характерны четыре максимума люминесценции (120—140, 150—190, 210—250, 290—310° С), то отсутствие, например, первых двух из них означает, что минерал нагревался примерно до 200° С. Чтобы убедиться, что это предположение справедливо и отсутствие этих максимумов не связано с присутствием в составе минерала каких-то элементов-гасителей люминесценции, необходимо восстановить люминесценцию рентгеновским или гамма-облучением.

Индикатором температуры кристаллизации или температуры метаморфизма минерала может быть его окраска, термические свойства, электрические свойства (электропроводность, термоэдс), магнитные свойства, механические свойства, на основе которых разработан ряд термометров (Пизнюр, 1973а). Намечаются очень интересные перспективы использования в термометрии структурного и физического несоответствия твердых включений и включающего их кристалла-хозяина, вызывающего на их границе ряд физических эффектов, например фотоупругий эффект (Hutchinson, 1967; Мальков, Асхабов, 1975).

В целях приблизительной оценки температур кристаллизации довольно широко используются кристалломорфологические данные; причем, как мы показывали выше, намечаются даже пути количественных расчетов (Трубин, 1970). И. Костовым (1962, 1970, 1971) проведена большая работа по генетической систематизации габитусов кристаллов различных минералов и установлены общие закономерности их изменения с изменением температуры, отраженные на диаграммах, подобных показанной на рис. 106. Такие диаграммы очень полезны для приблизительных температурных оценок. По экспериментальным данным можно более точно очертить термодинамические поля устойчивости определенных габитусов, как это сделано, например, различными исследователями для алмаза (рис. 53), Н. Ю. Икорниковой (1975) для кальцита (рис. 107) и ряда других минералов.

Индикаторы давления (минералогические барометры). Почти все методы минералогической термометрии, которые мы рассмотрели выше, пригодны с той или иной модернизацией и для определения давления, т. е. являются методами термобарометрии. Для барометрии выбираются те функциональные зависимости, на которые более существенное

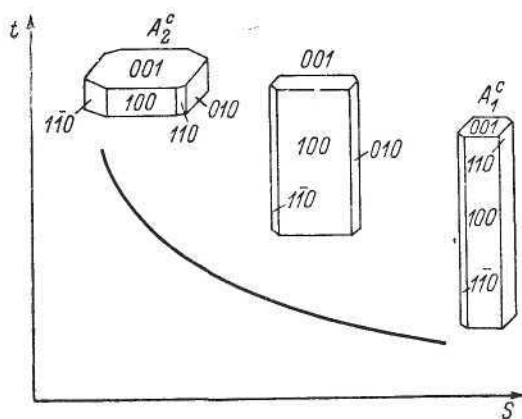


Рис. 106. Изменение габитуса кристаллов калита под влиянием температуры (t) и пересыщения (S).

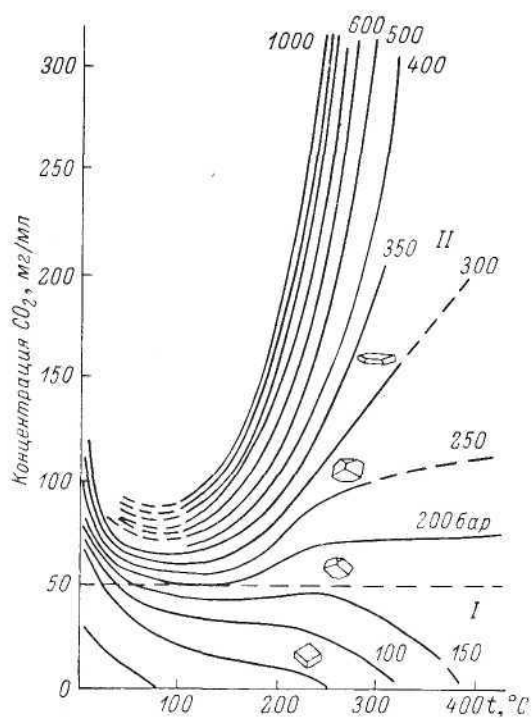


Рис. 107. Диаграмма изобар системы H_2O-CO_2 со схематическими данными об изменении габитуса кристаллов кальцита.

влияние оказывает давление, а не температура, или для введения соответствующих поправок проводится предварительное определение температуры минералообразования одним из подходящих методов.

Из всего многообразия методов минералогической барометрии, детальный обзор которых дан в монографии А. В. Пизнюра (1973б), наиболее разработанными и наиболее информативными являются методы, основанные на изучении включений в кристаллах. Существует довольно большое число различных вариаций этих методов.

Жидко-газовые включения с существенным преобладанием газовой фазы, которые образовались в результате захвата гомогенного газового раствора, используются для оценки давления при пневматолитовом минералообразовании (Калюжный, 1960). Давление во включении при температуре гомогенизации, которое примерно соответствует реальному давлению минералообразования с учетом поправки на парциальное давление водяного пара, определяется соотношением, выведенным из уравнения состояния идеального газа:

$$P_{\text{мин}} = \frac{T_r P_v V_v}{T_v V_r} + P_{\text{H}_2\text{O}},$$

где $P_{\text{мин}}$ — давление минералообразования; T_v , V_v — абсолютная температура и объем раствора во включении при комнатных условиях; T_r — абсолютная температура гомогенизации включения; P_v , V_v — давление и объем газа после вскрытия включения; $P_{\text{H}_2\text{O}}$ — величина парциального давления водяного пара, находящегося в составе газов при T_r . Входящее в это уравнение T_r измеряется с помощью нагревательного столика, V_v измеряется путем обмера вакуоли под микроскопом, P_v принимается равным 1 атм., для определения V_v включение вскрывается в специальном сосуде, заполненном глицерином и позволяющем собрать весь газ в единый пузырек и измерить размеры последнего. Существуют также варианты этого метода, основанные на валовом извлечении газа из всех вакуолей и измерении его объема, который сравнивается с объемом пор (Элинсон, Польшковский, 1961), или измерении давления выделенного газа в определенном объеме.

Использование в барометрии двухфазных газовой-жидких включений (первичножидких) дает возможность оценить давления гидротермального минералообразования. Определение давления проводится:

а) по величине газового пузырька и температуре гомогенизации (Sorby, 1858); б) по разности коэффициентов расширения жидкости включения и минерала-хозяина (Грушкин, 1953); в) по степени заполнения вакуолей и P — T диаграммам H_2O

(Киевленко, 1958); г) по объему газовой фазы и уравнению Бойля (Шешулин, 1962) и ряду других методов.

Надежную информацию о давлениях минералообразования дают многофазные включения, особенно включения с CO_2 (Nacken, 1921; Калюжный, 1960; Польшковский и др., 1963; Наумов, Малинин, 1968), с кристалликами галита (Клевцов, Леммлейн, 1958) и др.

В связи с использованием двухфазных и многофазных включений в минералах для целей барометрии необходимо упомянуть об интересном опыте Л. Н. Хетчикова с сотрудниками (1970), которые попытались через уравнения многомерной регрессии ввести в определение давлений серию поправок, отражающих влияние на результаты расчета P широкого круга различных факторов (объем газовой фазы во включении, температуры гомогенизации и декрипитации, размер включений, давления, возникающие при гомогенизации и декрипитации, величину удаления включения от края зерна). Намеченный ими подход позволяет существенно повысить точность соответствующих минералогических барометров.

Индикаторы глубины минералообразования (минералогические профундометры). Через оценку температуры и давления кристаллизации минерала легко перейти к оценке глубины минералообразования. Следовательно, минералогические термометры и барометры можно при определенных условиях трансформировать в минералогические профундометры. Еще Г. Сорби (Sorby, 1858) в своих первых исследованиях газовой-жидких включений в минералах выполнил серию расчетов по определению глубин формирования ряда массивов основных и кислых пород, и хотя многие из этих определений оказались ошибочными, в основном из-за неточности изменений, методы Г. Сорби применяются для генетических реконструкций довольно широко.

Минералогическими профундометрами могут быть определенные минералы (главным образом минералы метаморфических пород), для которых геологическими и экспериментальными методами доказана их кристаллизация в строго определенных T — P условиях. В качестве минерала-профундометра А. А. Штернбергом, Т. Н. Ивановой и В. А. Кузнецовым (1972) выдвигается, например, сподумен, температура кристаллизации которого по геологическим и экспериментальным данным определяется не ниже 550 — 600°C , а минимальное давление 5.7 кбар (рис. 108). Эти условия можно ожидать на глубине около 20 км, которую мы вынуждены признать как минимальную для формирования сподуменсодержащих парагенезисов.

Индикаторы времени минералообразования (минералогические часы). Для определения абсолютного времени, прошедшего с момента образования

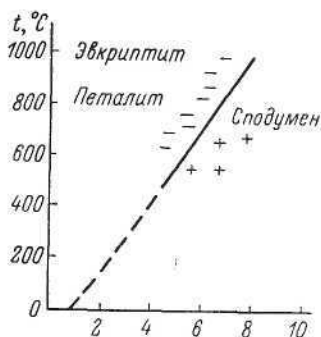


Рис. 108. Область устойчивости сподумена (по экспериментальным данным).

минералов, используются процессы изменения минералов, протекающие непрерывно и с постоянной скоростью и сопровождающиеся равномерным накоплением продуктов (результатов) изменения. Для того чтобы вычислить возраст, необходимо знать скорость такого процесса изменения и количественно измерить его результат. Перечисленным условиям из всех протекающих в земной коре процессов отвечают только процессы радиоактивного распада, которые и лежат в основе современных геохронологических методов.

Выделяются две группы методов, основанных на сравнении: а) содержания радиоактивных элементов и продуктов их распада в минералах; б) содержания радиоактивных элементов в минералах и связанных с ними изменениях в структуре и свойствах минералов.

Особенно широко используется первая группа методов, характеризующаяся к тому же большим числом методических вариаций, так как в принципе по любой паре радиоактивного и радиогенного изотопов, если известна скорость распада, можно определить возраст. В настоящее время наиболее разработаны методы, использующие следующие типы распада: калий-аргоновый метод ($K^{40} + e \rightarrow Ar^{40}$), калий-кальциевый метод ($K^{40} \rightarrow Ca^{40} + \beta$), рубидий-стронциевый метод ($Rb^{87} \rightarrow Sr^{87} + \beta$), уран-свинцовые, свинцовые и гелиевые методы ($U^{238} \rightarrow Pb^{208} + 8He$; $U^{235} \rightarrow Pb + 7He$), уран-ксерононовый метод ($U^{238} \rightarrow Xe + M + \text{нейтроны}$), торий-свинцовый метод ($Th^{232} \rightarrow Pb^{208} + 6He$), радиоуглеродный метод ($C^{14} \rightarrow N^{14} + \beta$) и др.

Во вторую группу входят методы треков от осколочного деления, плеохроичных ореолов, изменения плотности окраски, термосвечения и др.

Метод треков от осколочного деления основан на подсчете следов пробега осколков от спонтанного деления ядер урана, содержащихся в кристалле. Эти следы (треки) в виде коротких отрезков около 2 мкм ширины и 10 мкм длины можно выявить на сколах минерала структурным травлением. Для определения содержания урана, генерирующего треки, исследуемый образец облучают нейтронами, вызывая появление новых треков. Возраст минерала определяется как функция отношения плотности треков естественного деления к плотности треков деления урана под воздействием нейтронного облучения. Используются и другие вариации метода. Метод треков очень интересный и перспективный, но пока еще слабо разработан. Надежные данные получены

пока для стекол и ряда минералов (мусковита, биотита, циркона, апатита и др.).

Метод плеохроичных ореолов основан на тех физических изменениях, которые вызывают в веществе кристалла-хозяина включения радиоактивных минералов. Обычно вокруг таких включений возникают ореолы изменения окраски, плеохроизма или других свойств. По ширине и плотности ореолов, зная интенсивность излучения, можно приблизительно определить время захвата радиоактивного включения.

Методически близким является и метод, основанный на анализе плотности радиогенной окраски. Сущность его заключается в следующем: определяется содержание радиоактивных компонентов в минерале или интенсивность излучения, генерировавшего окраску, записывается спектр поглощения минерала, окраска снимается нагреванием образца, затем она восстанавливается облучением на искусственном источнике известной мощности в определенный отрезок времени, снова снимается спектр поглощения. Имея перечисленные данные, нетрудно рассчитать время, необходимое для достижения естественной окраски минерала под воздействием естественной радиоактивности; это время при отсутствии посторонних воздействий должно соответствовать возрасту минерала.

Термолюминесцентные методы основаны на исследовании потери минералом или агрегатом минералов светосуммы, накопленной в процессе кристаллизации.

- Имеется и ряд других методов геохронологии, например метод дисперсии двупреломления минералов, но или их теоретическое обоснование, или методический аппарат еще далеко не совершенны.

В связи с тем что минералы с момента их образования подвергаются и другим, не связанным с радиоактивным распадом, но искажающим его идеальное течение изменениям (неравномерное удаление из минерала или внедрение в минерал радиоактивных и радиогенных элементов), в процессе «жизни» минерала может происходить потеря геохронологической информации. Интенсивность потери определяется характером и интенсивностью этих изменений, особенностями геологических процессов, их вызывающих. Теория радиогенных минералогических часов эту потерю геохронологической информации не учитывает и прилагима только к идеальному случаю изолированного радиоактивного распада, измененные же минералы с ее позиций непригодны для геохронологических определений.

Сейчас наиболее актуальной задачей в области геохронологии является, пожалуй, не столько разработка новых методов геохронологических определений, сколько создание теории реальных геологических часов. Такая теория должна учитывать влияние на соотношение радиоактивных и радиогенных элементов всех геологических факторов и давать возможность не только вос-

становливать потерянную часть геохронологической информации, но и расшифровывать ту информацию из наложенных процессов, которой компенсируется потеря первичной. Элементы теории реальных геологических часов уже содержатся в целом ряде теоретических и экспериментальных исследований (Соколов, 1968; Brandt et al., 1970; Damon, 1970; Haytasu, 1972; Афанасьев и др., 1974).

* * *

Мы рассмотрели широкий круг самых различных индикаторных признаков, являющихся каналами передачи количественной минералогенетической информации в системе «минералогенетическая среда—минерал—минералог». Этот краткий обзор показывает разнообразие подходов к разработке индикаторов минералогенезиса. Очень различен и уровень разработки индикаторных признаков, степень их надежности. Наряду с очень хорошо обоснованными теоретически, подтвержденными экспериментом и минералогической практикой признаками мы встречаемся с весьма сомнительными.

Нетрудно заметить, что индикаторы, отражающие наиболее короткий путь минералогенетической информации, в основе которых лежат прямые функциональные зависимости «параметр среды—качество минерала», являются наиболее точными и надежными (например, суждение о химизме минералогенетической среды по химизму минерала или по химизму реликтов этой среды, законсервированной в минерале в виде включений и т. п.). Однако при разработке минералогических индикаторов часто приходится вместо прямого пути пользоваться косвенным подходом, базирующимся на анализе не прямых причинно-следственных зависимостей, а зависимостей второго и даже более дальних порядков. Такой подход мы видим, например, на примере минералогических профундометров, когда глубина формирования минерала оценивается не по качествам самого минерала, а по давлениям и температурам минералообразования, отражающимся на качествах минерала. Необходимость подобных генетикоинформационных оценок по косвенным признакам определяется, с одной стороны, естественными причинами (минералогенетическая информация может быть полнее записана или лучше сохраниться на второстепенных информационных уровнях, чем на главном), а с другой, — целью гонотикоинформационного исследования, когда причина минералогенетического явления изучается по весьма и весьма отдаленному следствию. Последняя ситуация имеет место, например, если требуется восстановить тектонический режим среды по особенностям строения минерального индивида: об изменении величины механических напряжений в среде мы судим по изменению температуры и давления, отражающихся на концентрации минералообразующих растворов, а через нее — на химизме и, следовательно, на свойствах минерала, предположим на плотности окраски,

растворимости и т. п. Зональность, выявляющуюся по окраске или путем структурного травления, мы рассматриваем как сейсмограмму, записанную минералом в процессе его роста, хотя между механическим состоянием среды и конституцией минерала нет прямой функциональной зависимости, а укладывается целая причинная цепь. Очевидно, что возможность появления «шума» и потери информации в таком «длинном» информационном канале весьма высокая.

Разработка новых высокоэффективных минералогических индикаторов определяется рядом условий, среди которых необходимо подчеркнуть два главных:

а) выбор в качестве индикаторных наиболее простых и в то же время наиболее чувствительных функциональных зависимостей «параметр минералогенетической среды—свойство минерала», т. е. поиски информационных каналов с максимальной пропускной способностью, минимальной потерей информации и минимальным привнесом «шума»;

б) выявление при создании минералогенетических индикаторов всех побочных факторов, участвующих в генетической связи «минералогенетическая среда—минерал», и количественный учет влияния этих факторов на точность минералогенетических индикаторов, т. е. учет потери информации и ее замещения «шумом».

Потеря первичной минералогенетической информации и ее замещение информацией из наложенных процессов создают одну из главнейших трудностей в генетикоинформационном анализе. О ней предупреждают и те минералоги, которые работают в области генетикоинформационной минералогии, и те, которые используют ее методический аппарат в прикладных исследованиях. Нет ничего неожиданного в том, что минералы теряют минералогенетическую информацию, ведь возраст тех объектов, с которыми мы обычно имеем дело, исчисляется сотнями миллионов и даже миллиардами лет. Наоборот, поражает другое, а именно то, что минералогенетическая информация все же сохраняется за эти сотни миллионов лет, и даже относительно хорошо. Разве не удивительно, что методами изотопной геохронологии удастся с довольно высокой точностью определить возраст древнейших пород Земли или по данным кислородной изотопии с точностью до одного градуса восстановить колебания температуры в юрском морском бассейне? Учитывая законы функционирования минералогенетической информации и приспособив к ним методический аппарат генетикоинформационного анализа, можно преодолеть трудности, создаваемые потерей минералогенетической информации в процессе развития минерала.

В заключение хотелось бы подчеркнуть еще раз необходимость учета в генетикоинформационном анализе онтогенетических закономерностей. Мы уже рассказывали, например, о методе В. И. Тру-

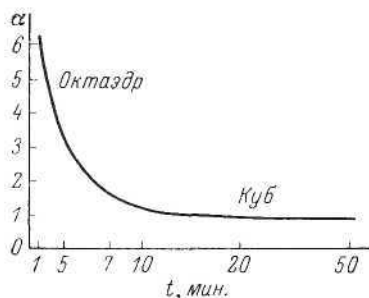


Рис. 109. Изменение формы кристаллов алмаза (отношение граней октаэдра к граням куба- α) с течением времени кристаллизационного эксперимента ($P=46$ кбар; $t=1170^{\circ}\text{C}$).

бина, позволяющем по морфологии кристаллов алмаза восстанавливать P — T условия их образования. Диаграмма, показанная на рис. 109, свидетельствует, что и октаэдры, и кубы алмаза могут образоваться в одних и тех же термодинамических условиях, но на разных стадиях процесса кристаллизации. Очевидно, мы должны учитывать уже установившуюся, равновесную форму, характеризующуюся участком кривой, субпараллельным оси времени. Необходимо учитывать также эволюцию состава и свойств минерала, отражающих эволюцию минералогенетической среды на определенном отрезке времени.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МИНЕРАЛОГЕНЕТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Эволюционный анализ

Задачей минералогенетических реконструкций является не только и не столько определение параметров минералогенетической среды в отдельные моменты истории минерала, о чем мы преимущественно говорили до сих пор, сколько восстановление максимально полной последовательности всех минералогенетических событий, определяющих историю минералов и их сообществ в месторождении, воссоздание полной генетической картины месторождения.

Решение этой задачи распадается на две последовательные стадии:

- а) восстановление результатов минералогенетических процессов, например последовательности кристаллизации минералов на месторождении;
- б) восстановление самих процессов в последовательности всех составляющих их явлений.

Совершенно очевидно, что первая стадия, методическую основу которой составляет документация минералогических объектов, в значительной степени определяет надежность минералогенетических реконструкций. Значение этой стадии особенно подчеркивает В. И. Степанов (1974), подтверждая на основе проведенного им анализа различных подходов к построению генетических схем, что «прежде, чем исследовать процессы рудо-

образования на природных объектах, необходимо воссоздать документальную картину строения минеральных агрегатов руд на разных уровнях детальности для реконструкции чисто геометрической картины синхронности или последовательности кристаллизации и перекристаллизации минеральных агрегатов рудных тел и вмещающих пород» (с. 6).

Методический аппарат для исследований на первой стадии дает современная онтогенетика минералов (Григорьев, -1961; Григорьев, Жабин, 1975), а расшифровка самих минералогенетических процессов по их результатам с установлением количественных значений и динамики всех параметров

процессов является задачей генетикоинформационной минералогии.

Когда мы имеем дело с отдельным минеральным индивидом (кристаллом, зерном), задача восстановления общей генетической картины при достаточной разработанности методик и относительно хорошей сохранности индивидов не является особенно сложной. Главной трудностью здесь заключается в выявлении анатомического строения индивида, иллюстрирующего развитие индивида во времени (Григорьев, 1971), а также в поисках параметра кристалла непрерывно и наиболее чутко отражавшего интересующие нас изменения в минералообразующей среде.

Анатомическое строение кристаллов (зональность, секториальное строение, мозаичность, следы деформаций, растворения, замещения и т. п.) в ряде случаев может быть установлено визуально, например по распределению окраски, по изменению степени прозрачности и другим свойствам. Так, широко известны зональные и зонально-секториальные кристаллы кварца, виллоита, касситерита и других минералов (рис. 110). Обычно же выявление внутреннего строения кристаллов требует специальных методов наблюдения или предварительной обработки. Зональное строение прозрачных минералов, кажущихся в проходящем свете бесструктурными, часто хорошо проявляется в поляризованном

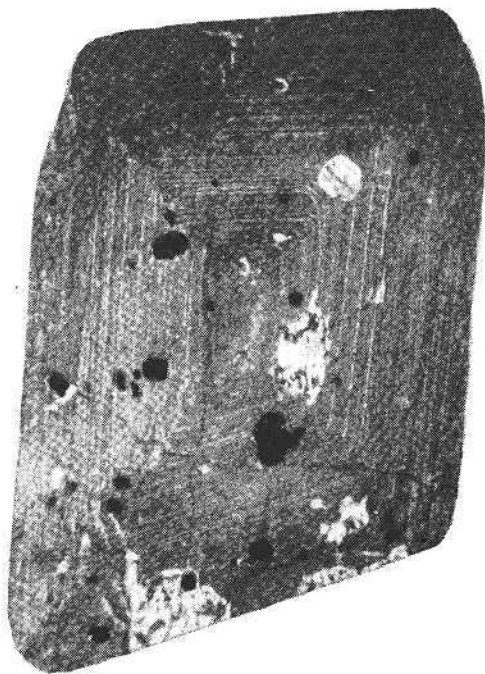


Рис. 110. Зональный кристалл пироксена.

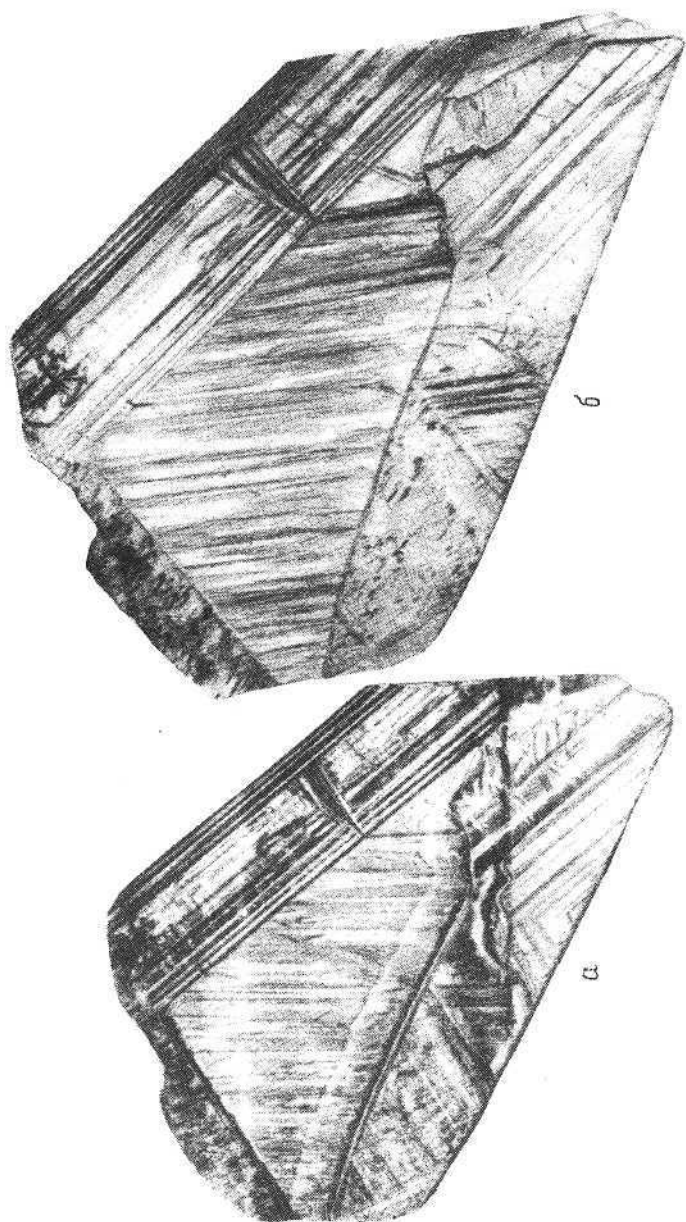


Рис. 111. Рентгеновские топограммы кварца в срезе ($11\bar{2}0$). Приполярный Урал.
 а — рефлекс (0003); б — рефлекс (1010).

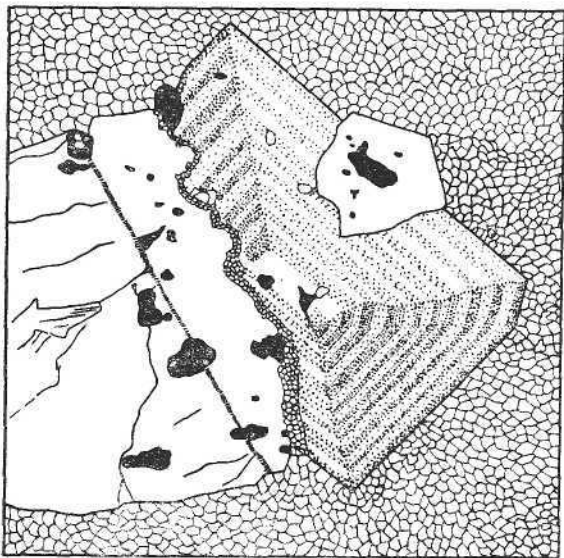


Рис. 112. Зональный кристалл пироксена из пироксенита. Увел. 50. Северный Урал.

свете. Анатомия люминесцирующих минералов может быть установлена по картинам их свечения в излучении различных длин волн или по катодолюминесценции в растровом люминесцентном электронном микроскопе. Последний метод находит все более широкое применение в минералогии (Барсанов и др., 1974). Зональность, связанная с изменением состава минерала, отчетливо проявляется в характере изучения рассеянных электронов в рентгеновском микроанализаторе. Широко используется для этих же целей рентгеновская топография, предварительное химическое травление. Очень эффективным средством выявления анатомии кварца оказалось гамма-облучение (Буканов, 1974). Зональность плотноокрашенных кристаллов кальцита, как оказалось, препарируется в процессе их прокаливания до 200—300° С (Скропышев, 1960), а темных кристаллов кварца — автоклавной обработкой в водной среде при умеренных P и T (200—250 атм., 150—250° С). Фотографии на рис. 111 иллюстрируют эффективность выявления анатомии одного и того же участка кристалла кварца различными методами.

Анатомическое строение минеральных индивидов документируется фотографированием, зарисовкой (рис. 112) или какими-либо измерительными методами, например с помощью регистрирующего микрофотометра (Григорьев, 1974), если изучается плотность окраски, или профилометра, если изучается рельеф травления.

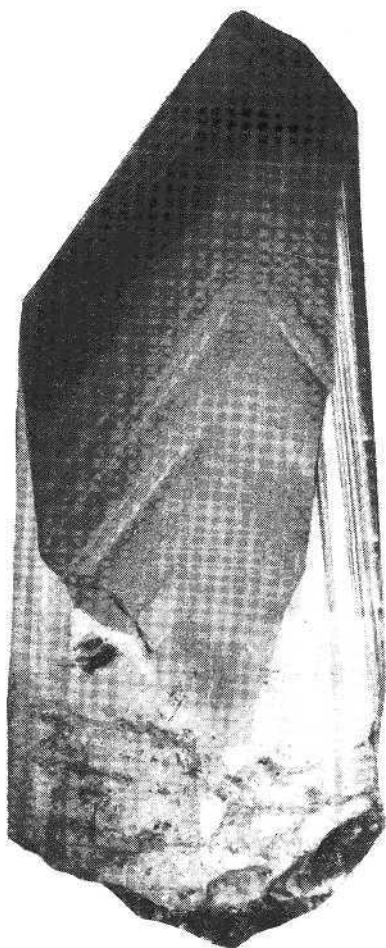


Рис. 113. Форма границы между пирамидами роста различных граней кристалла кварца.

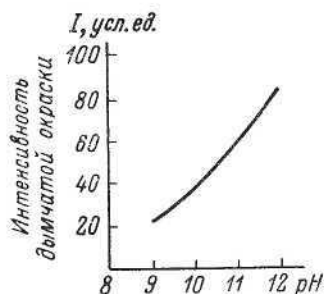


Рис. 114. Зависимость интенсивности радиационной дымчатой окраски кварца от pH минералообразующих растворов.

Остановимся на нескольких примерах, иллюстрирующих изменение некоторых параметров минералогенетической среды в процессе роста минерального индивида.

Мы приводили на рис. 84 диаграмму В. С. Балицкого с зависимостью скоростей роста различных граней кварца от пересыщения, имеющую большое генетикоинформационное значение. С другой стороны, с помощью гамма-облучения с дозой в несколько мегарад довольно легко выявляется секториально-зональное строение кристаллов природного кварца с четкими гранями между секторами (рис. 113). Ломаный, зигзагообразный характер границ отражает постоянную изменчивость относительных скоростей роста двух соседних граней и является настоящей диаграммой изменения соотношения скоростей во времени, органически впи-

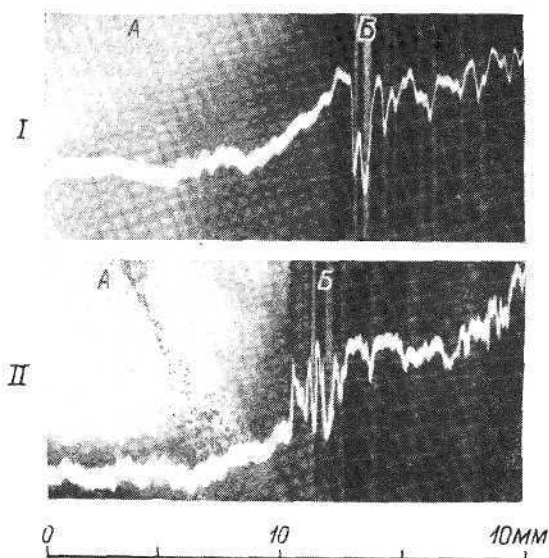


Рис. 115. Фотограммы плотности окраски в пирамидах роста ромбоэдров кварца.

I — $\langle r \rangle$; II — $\langle z \rangle$; А, Б — синхронные зоны.

санной в сам кристалл (Григорьев, 1959). А поскольку скорости роста граней функционально связаны с пересыщением, эта граница является также и диаграммой изменения пересыщения. Имея экспериментальные зависимости $V-\Delta t$, показанные на рис. 51, мы можем относительные координаты точек этой диаграммы перевести в абсолютные, если, конечно, уверены в несущественном влиянии на характер кривой других факторов.

Второй пример. Для того же кварца В. С. Балицким (1972) была экспериментально доказана, а В. В. Букановым (1974) подтверждена на обширном природном материале зависимость плотности дымчатой окраски, которую приобретают природные кристаллы кварца в результате ионизирующего излучения, от щелочности кварцобразующих растворов. Зависимость имеет достаточно строгий функциональный характер (рис. 114). Таким образом, если мы количественно, например микрофотометрированием, охарактеризуем изменение плотности окраски от центра кристалла к его граням (не выходя, конечно, за пределы определенной пирамиды роста), то полученную фотограмму (рис. 115) можем рассматривать как график изменения рН среды в процессе роста кристалла.

Еще один пример. На рис. 116 показано изменение содержания железа в индивиде сфалерита, нарастающем в составе друзовой корки на скаленоздры кальцита в кальцит-сфалеритовой жиле,

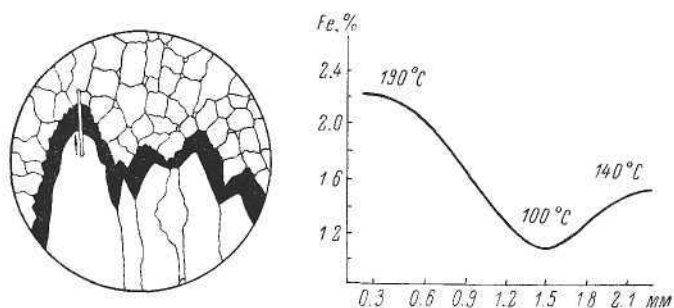


Рис. 116. Изменение содержания железа в сфалерите вкост друзовой корочки по оси одного из индивидов, коррелирующее с изменением температуры гомогенизации включений. Амдерминский район, р. Водопадная.

выявленное с помощью лазерного микроанализатора. Кривая концентрации Fe от основания к вершине индивида удивительно точно коррелируется с кривой изменения температуры гомогенизации включений. Ограничения, накладываемые на каллерудовский сфалеритовый геотермометр, требующие одновременной кристаллизации со сфалеритом другого железосодержащего минерала (Григорьев, 1961; Анфилов и др., 1968), удерживают нас от того, чтобы считать эту кривую только на основании отмеченной корреляции палеотермограммой. Однако общую направленность изменения $P-T$ условий эта кривая описывает, а если учесть исследования С. Скотта (Scott, 1973), то ее, очевидно, можно будет рассматривать как кривую изменения произведения давления на температуру в процессе кристаллизации железосодержащего сфалерита.

Итак, процесс воспроизведения цепи минералогенетических событий, отражающих историю отдельного индивида, достаточно прост. Задача несоизмеримо усложняется, когда мы от индивида переходим к минеральному агрегату или даже к минеральному месторождению, к группе месторождений. Некоторые исследователи считают, что вообще невозможно на современном методическом уровне минералогии составить объективную генетическую картину такого сложного объекта, как минеральное месторождение. Критикуя состояние современного знания о кристаллизационной истории руд, В. И. Степанов (1974) констатирует, что «одна из важнейших областей исследования рудных месторождений в течение длительного времени находится в глубоком кризисе из-за недостатка достоверной информации» (с. 5). Воспроизводимость схем последовательности кристаллизации минералов в рудах им оценивается всего в 5%. Пожалуй, В. И. Степанов несколько пессимистичен в оценке ситуации, однако он совершенно прав, указывая на значительную долю субъективизма в построении генетических схем. Главная причина субъективизма —

ограниченность числа надежных критериев последовательности кристаллизации минералов в агрегатах (Адамс и др., 1934). В последнее время здесь, правда, наметился существенный прогресс, связанный с развитием сформированной Д. П. Григорьевым онтогении минералов и с результатами исследований Б. В. Чеснокова (1966, 1974) и ряда других минералогов (Дымков, 1957, 1962; Степанов, 1974).

Для разработки общей схемы формирования сложного минералогического объекта, например месторождения, необходимо последовательное проведение нескольких методических операций.

1. Установление последовательности минералогенетических событий на отдельных участках месторождений по отдельным минеральным агрегатам. Необходимым условием успешного исследования на этой стадии является распиловка минерального агрегата в оптимальном направлении с использованием поверхности одной из пластин для визуального изучения анатомии агрегата¹ и для ее документации, а другой — для изготовления шлифов, аншлифов и для проведения различного рода физических и химических исследований. На основании исследования взаимоотношений индивидов в агрегате с помощью соответствующих критериев устанавливается одновременность и последовательность кристаллизации минералов, характер и время проявления наложенных процессов, словом, вся кристаллизационная история агрегата.

Кроме определения последовательности кристаллизации минералов по прямым признакам, для решения этой задачи могут быть привлечены и косвенные признаки: данные о $P-T$ и других условиях минералогенезиса, кристаллохимические и кристаллоэнергетические закономерности, конституционные тенденции, отражающиеся в типоморфизме минералов и т. п. Примером исследования, базирующегося на косвенных оценках, является работа Т. А. Фелициной (1974), попытавшейся обосновать возможность установления возрастной стадийности формирования кварца по его типоморфным особенностям: коэффициенту линейного расширения, пьезоэлектрическим модулям, диэлектрической проницаемости, элементам-примесям и др. Для этих признаков известны тенденции их изменения во времени.

После установления кристаллизационной истории агрегата с помощью подходящих индикаторных признаков восстанавливается динамика интересующих нас параметров минералогенетической среды на том временном отрезке процесса, который соответствует формированию агрегата. Восстанавливается, таким образом, последовательность событий, представляющих собой какое-то звено в общей цепи явлений, формирующих месторождение.

¹ В некоторых случаях целесообразно отпрепарировать анатомию агрегата каким-либо подходящим методом, например структурным травлением.



Рис. 117. Схема хронологической последовательности формирования различных частей кристалла (а) и восстановление последовательности событий по перекрывающим отрезкам процесса (б).

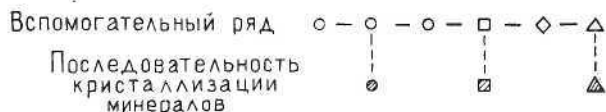


Рис. 118. Восстановление последовательности кристаллизации минералов с помощью вспомогательного ряда.

2. Увязка между собой фрагментарных звеньев минералогенетических явлений. Методическую сторону этой операции разобрал Д. П. Григорьев (Григорьев, Жабин, 1975). Увязка отдельных звеньев в общую последовательность в принципе возможна, во-первых, по перекрывающимся отрезкам процессов (рис. 117), а во-вторых, путем параллелизации этих звеньев с какой-либо другой непрерывной цепью событий, если таковая имела место (рис. 118). При том и другом подходе ключевой является задача синхронизации пространственно разобщенных минералогенетических явлений. Ее решение сводится к поискам таких событий, которые отражались бы одинаковыми изменениями в конституции различных минералогических объектов, например разных кристаллов или разных агрегатов, т. е. к поискам своего рода синхрон-

ных реперов. Низкая точность методов абсолютной геохронологии исключает возможность проведения хронологических реконструкций в шкале абсолютного времени, поэтому мы можем проводить только относительные оценки (одновременно, позже или раньше и примерно на сколько относительных единиц, выраженных, например, в объеме выкристаллизовавшегося минерала). В минералогической литературе имеются удачные попытки синхронизации разобщенных в пространстве минералогенетических явлений (Минеев, Разенкова, 1962; Григорьев и др., 1969; Григорьев, Маркова, 1971) и попытки анализа надежности существующих коррелятивных критериев (Попова, 1976).

В практике минералогических исследований используется ряд критериев синхронности минералогенетических явлений.

Довольно часто частные диаграммы последовательности кристаллизации минералов, построенные для разных участков месторождения, разных рудных залежей, жил, минерализационных полостей синхронизируются по полям кристаллизации минералов одного и того же минерального вида. Вероятность правильности такой корреляции не очень велика, если нет других доказательств региональной одновременности кристаллизации минерала.

Надежность хронологической корреляции по полям существования минералов значительно повышается, если учитываются типоморфные особенности, позволяющие дифференцировать минералы разных генераций и синхронизировать минералы одной и той же генерации.

Наиболее надежной будет синхронизация минералов по следам различного рода аномальных явлений, имевших достаточно высокую интенсивность, чтобы наложить заметный отпечаток на структуру минерала, и широкий региональный масштаб проявления. К таким явлениям относятся, например, тектонические подвижки, меняющие режим минералообразования и фиксирующиеся определенным образом в строении минералов: появлением «присыпок», деформацией, зональностью. Особенно большое значение имеет зональность минералов; фотографии и другие документальные материалы, характеризующие зональность, можно интерпретировать как сейсмограммы, записанные в период кристаллизации минералов. Д. П. Григорьев, В. В. Буканов, Г. А. Маркова (1969), изучая зональность кварца из месторождений Приполярного Урала с количественной микрофотометрической ее документацией, пришли к убеждению о возможности ее использования для целей синхронизации. Сопоставление фотографий зональности различных кристаллов, взятых из одного хрустального гнезда, позволило выделить синхронные реперы, по которым удастся связывать их формирование во времени (рис. 119). Хорошо коррелируются кристаллы не только из одного гнезда, но и из соседних гнезд, удаленных на несколько десятков метров.

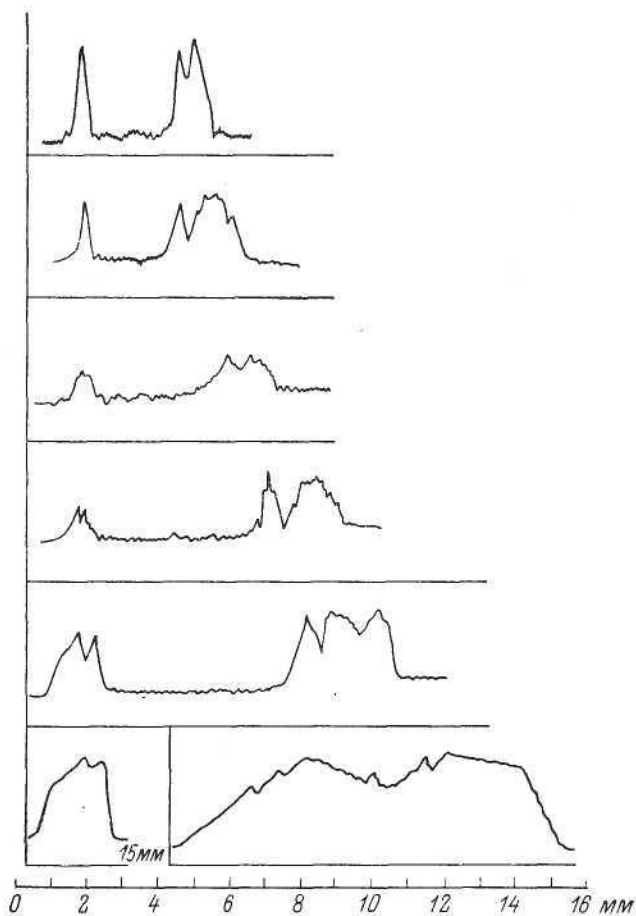


Рис. 119. Синхронная зональность в кварце.

Подобные синхронные реперы можно найти в распределении включений, в морфологических особенностях границы кристалл-включение (рис. 120) и в других особенностях строения минеральных индивидов. Опыт минералогенетических исследований показывает, таким образом, что синхронизация событий в минералогенезе по его продуктам в принципе возможна и успешно проводится на практике, но следует, однако, оговориться, что ни один из критериев синхронности не является абсолютным, сам по себе он не доказывает синхронность, поэтому все исторические реконструкции необходимо проводить на основе комплексного подхода, используя максимально широкую совокупность критериев.

3. Восстановление общей генетической картины месторождения. Суммарное представление о генезисе месторождения, полу-

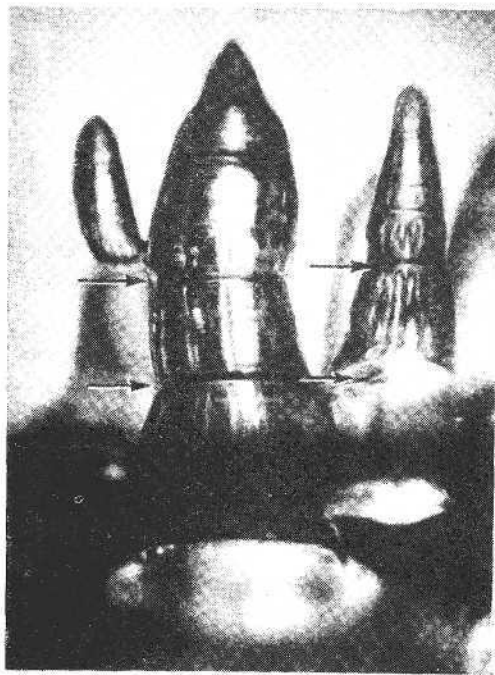
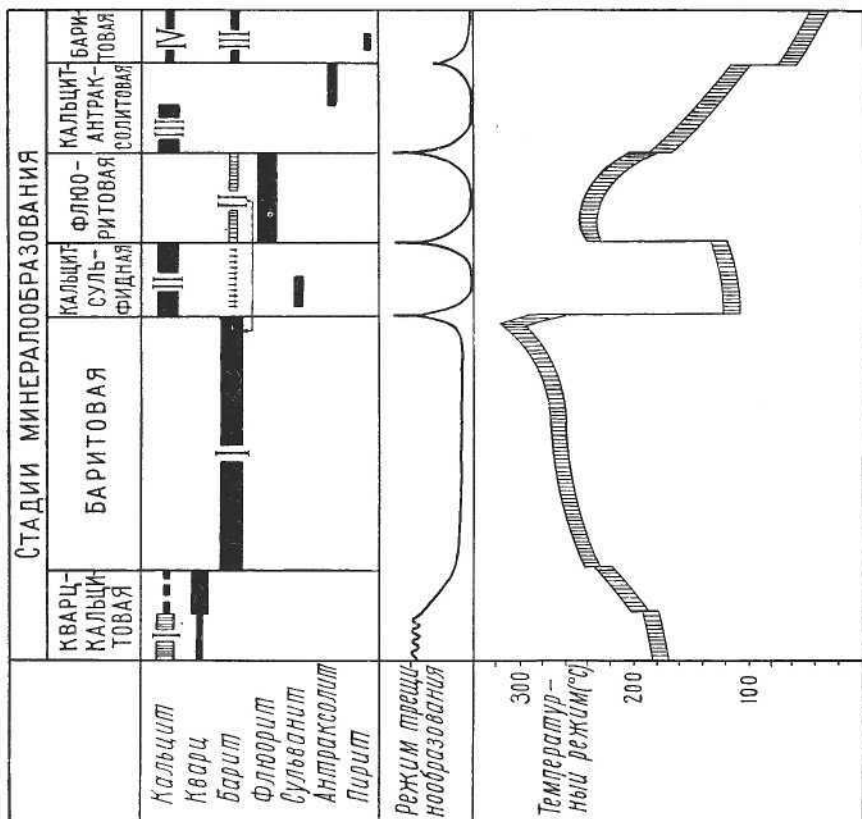


Рис. 120. Синхронное изменение формы полостей включений, воспроизведенное экспериментально на кристалле квасцов.

ченное на основе генетикоинформационных исследований, обычно выражается в виде генеральной диаграммы кристаллизации минералов, подобной приведенным на рис. 121. На эту диаграмму наносятся также данные об измерении основных параметров минералообразующей среды (температура, давление, pH и Eh, химизм растворов и др.), данные о тектоническом режиме месторождения, словом, графически представляется максимум генетической информации, привязанной к координате времени.

Очевидно, что диаграмма последовательности кристаллизации минералов, сопряженная с графиками изменения основных параметров минералогенетической среды, дает слишком обобщенное представление о генезисе минерального объекта, чтобы проводить широкие сопоставления и прогнозы. Она должна сопровождаться серией дополнительных детализирующих документов разного масштаба: фотографиями и микрофотографиями строения минеральных агрегатов и взаимоотношений между минералами, детальными расшифровками отдельных событий, типоминералогическими материалами (планами, разрезами) и т. д.

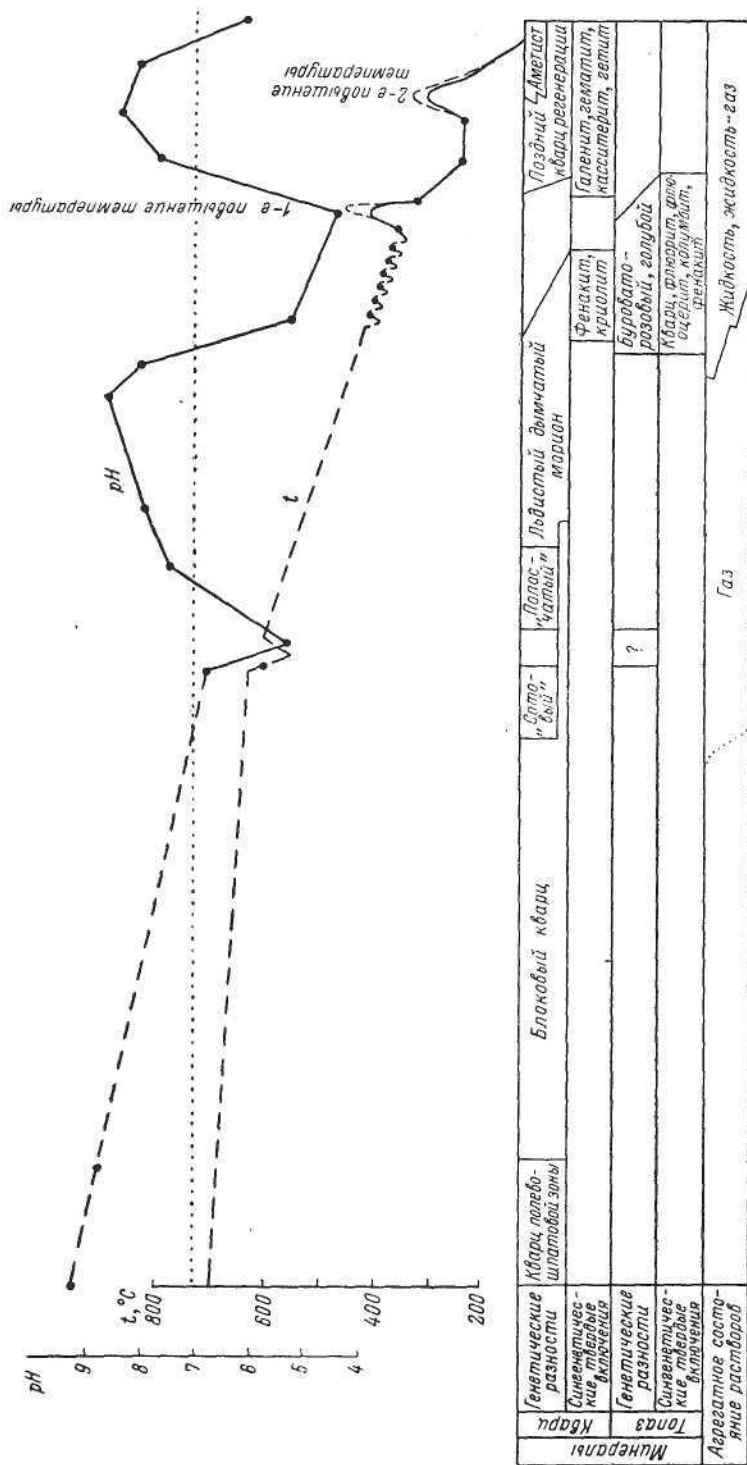
Предполагается (Степанов, 1974), что весьма перспективным методом синтеза минералогенетической информации о сложных



□ перекристаллизация
 ■ кристаллизация
 (в т.ч. с замещением)
 ↓↓↓↓↓↓ растворение

Рис. 121. Диаграммы эволюции некоторых параметров минералогенетических процессов.
 а — Карское баритовое месторождение (Пай-Хой);
 б — полидифференцированные пегматиты Волюны (Украина).

а



минеральных объектах является метод графов, однако удачных примеров его применения из области генетической минералогии мы назвать пока не можем. Тем не менее успешное использование этого метода для описания строения и функционирования достаточно сложных технических и биологических систем (Кэрноп, Розенберг, 1974) позволяет оптимистически оценивать эту перспективу.

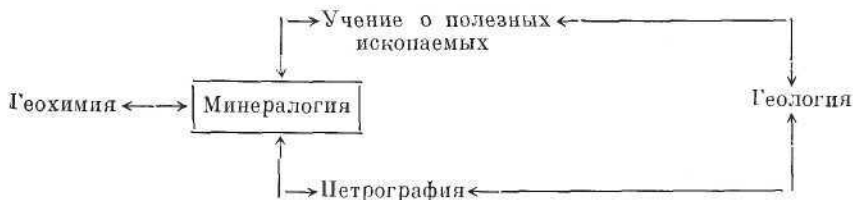
Историко-генетические реконструкции минеральных объектов, осуществляющиеся методами генетикоинформационной минералогии, имеют большое значение не только для объяснения природы объектов и различного рода прогнозных оценок. Они представляют богатейший и наиболее надежный фактический материал для познания эволюционных закономерностей. В современной генетической минералогии рассматриваются два в различной степени разработанных эволюционных уровня — онтогенеза и филогенеза минералов (Григорьев, 1961). Объектом онтогенеза минералов являются закономерности индивидуального развития минералов — эволюция минеральных индивидов с момента их зарождения до полного разрушения (зарождение—рост—изменение—разрушение). Объектом филогенеза минералов являются законы эволюции минерального мира во всем его многообразии, законы развития и функционирования минеральных систем всех уровней и главным образом минеральных видов. Генетикоинформационный подход к анализу эволюционных процессов позволит глубже вскрыть особенности становления минеральной формы организации материи и установить движущие силы эволюции минерального мира. Поскольку эволюция минеральных систем — это прежде всего увеличение их структурного разнообразия, накопление информации, генетикоинформационный подход позволяет разработать количественные критерии развития, создать качественно новую основу генетических прогнозов.

СТРУКТУРА МИНЕРАЛОГИИ И ЕЕ МЕСТО В СИСТЕМЕ ЕСТЕСТВОЗНАНИЯ

Структура минералогии, ее взаимосвязь с другими науками геологического цикла и положение в общей системе естествознания является весьма серьезной проблемой теоретической минералогии. Логическая стройность минералогической теории, целесообразность методического аппарата, структура учебников, учебных программ находятся в прямой зависимости от степени разработанности этой проблемы.

На всех этапах развития наук о Земле геологами и минералогами предлагались многочисленные схемы, чтобы разобраться в постоянно усложняющейся системе геологических дисциплин и показать в ней место минералогии. В этих несложных схемах

названия научных дисциплин, соединенные стрелками, отражают их взаимосвязи. Вот одна из таких схем.



Еще более популярны различные треугольники, подобные кристаллографическому треугольнику Н. В. Белова (1957), сторонами и диагоналями которых увязываются в определенную систему вершины — науки (рис. 122). Иногда вместо треугольника берется тетраэдр. Поскольку вершин в треугольнике или в тетраэдре недостаточно, чтобы охватить все разнообразие взаимосвязанных с минералогией наук, приходится прибегать к более сложным плоскостным и пространственным постройкам, которые особенно любил А. Е. Ферсман. Одна из его схем (Ферсман, 1955а) показана на рис. 123. Подобными схемами вскрываются более глубокие связи минералогии, но и они в значительной степени субъективны, отражают определенные взгляды их составителей и поэтому существенно отличаются друг от друга.

В последние годы по вопросам классификации и взаимосвязи геологических наук ведется довольно оживленная дискуссия, которая нашла отражение и в литературе (Кедров, 1961, 1965, 1967; Федоров, 1962, 1964; Шанцер, 1964; Малахов, Колосницын, 1967; Куражковская, 1970; Куражковская, Фурманов, 1975, и др.).

Отделением геолого-географических наук АН СССР по этим вопросам был проведен специальный семинар, по материалам которого создан коллективный труд (Взаимодействие наук. . ., 1964). Однако еще не найдены объективные критерии классификации наук, о чем свидетельствует тот факт, что даже самые последние схемы (рис. 124) построены на старой формальной основе. Любая схема классификации наук должна строиться на естественной основе. Природа едина, естественно-научное знание, несмотря на его разделение на огромное число наук, тоже едино, поэтому классификационная схема должна охватывать всю природу в целом. Это дает возможность увидеть закономерности в объектах и явлениях природы и, базируясь на этих закономерностях, построить систему наук. Только естественные границы природных объектов могут определять границы изучающих их дисциплин. Система наук не может быть системой изолированных «шариков» или «кирпичиков», соединенных стрелками. Она должна быть органически целостной структурой со строгим и единственно возможным положением в ней каждой научной дисциплины, с естественно вытекающими, ненавязанными связями между ними.

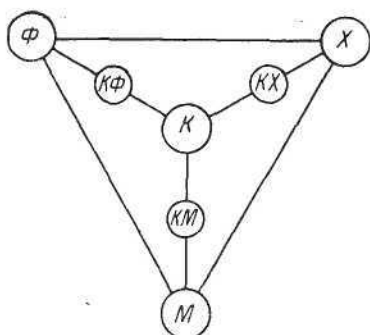


Рис. 122. Взаимосвязь минералогии (М) с кристаллографией (К), химией (Х) и физикой (Ф).

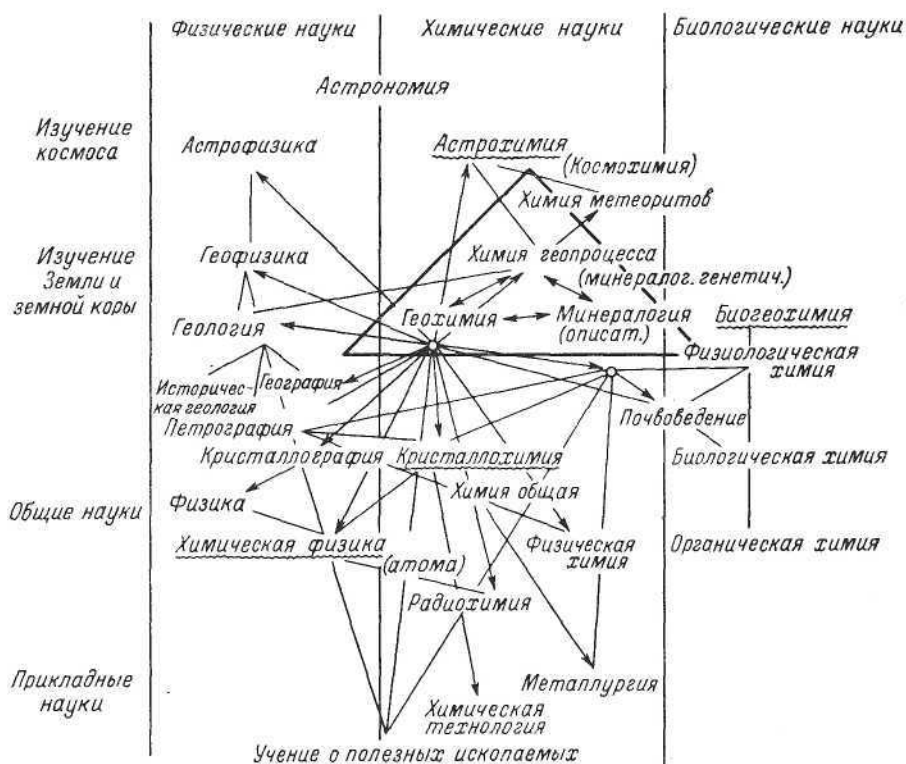


Рис. 123. Схема соотношений минералогии и геохимии с другими научными дисциплинами.

Волнистой линией А. Е. Ферсман выделил новые в его время научные течения.

Химические науки					Физические науки				
М	и	н	е	р	а	л	о	г	и

Рис. 125. Схема соотношения минералогии с физическими и химическими науками.

на рис. 126. Поскольку мы уже обсуждали некоторые структурно-эволюционные аспекты в начале этой книги и в опубликованных работах (Юшкин, 1971), здесь обратим внимание только на основные особенности предложенной схемы, определяющие положение в ней естественных наук.

Эволюционный ряд охватывает все главные структурные уровни микро-, макро- и мегамира в их естественной иерархической последовательности: поля → элементарные частицы → атомы → планеты и звезды → галактики → метagalактики → Вселенная. Между этими главными ступенями выделяются менее устойчивые, но не менее четко выраженные промежуточные ступени. Например, между атомным уровнем и уровнем кристаллической структуры существует промежуточная форма структурной организации вещества — атомные группировки (ионы, ионные комплексы, молекулы). «Строительным материалом» в них являются те же атомы, что и в кристаллических структурах, «структурным цементом» — те же химические связи, но специфику структуры составляет характерный для более низкого атомного структурного уровня ближний порядок, а не бесконечная регулярность распределения частиц, как в кристаллах. Эти структурные формы играют существенную роль в строении земной коры, формируя газы, жидкости, стекла и другие некристаллические вещества. Не случайно во многих схемах ионно-молекулярный структурный уровень выделяется как однопорядковый с атомным и кристаллическим. Точно так же между кристаллическим и планетарным структурными уровнями намечаются уровень кристаллических агрегатов (минеральное тело, горные породы) и уровень планетосфер, структурные элементы в которых связаны гравитационными силами.

Исключительно важной особенностью структурно-эволюционного ряда является его расщепление на две главные ветви — неорганическую и органическую. Оно происходит где-то между атомным и кристаллическим уровнями. Во всяком случае уже структуры упоминавшегося выше промежуточного уровня атомных группировок отчетливо поляризованы. С одной стороны,

удовлетворительная их классификация должна отражать структурную эволюцию материального мира. Естественный ряд структурных уровней природы, построенный в порядке нарастания структурной сложности материальных объектов, можно поэтому рассматривать как строгую основу классификации наук.

В общем виде этот структурно-эволюционный ряд структурной организации природы приведен

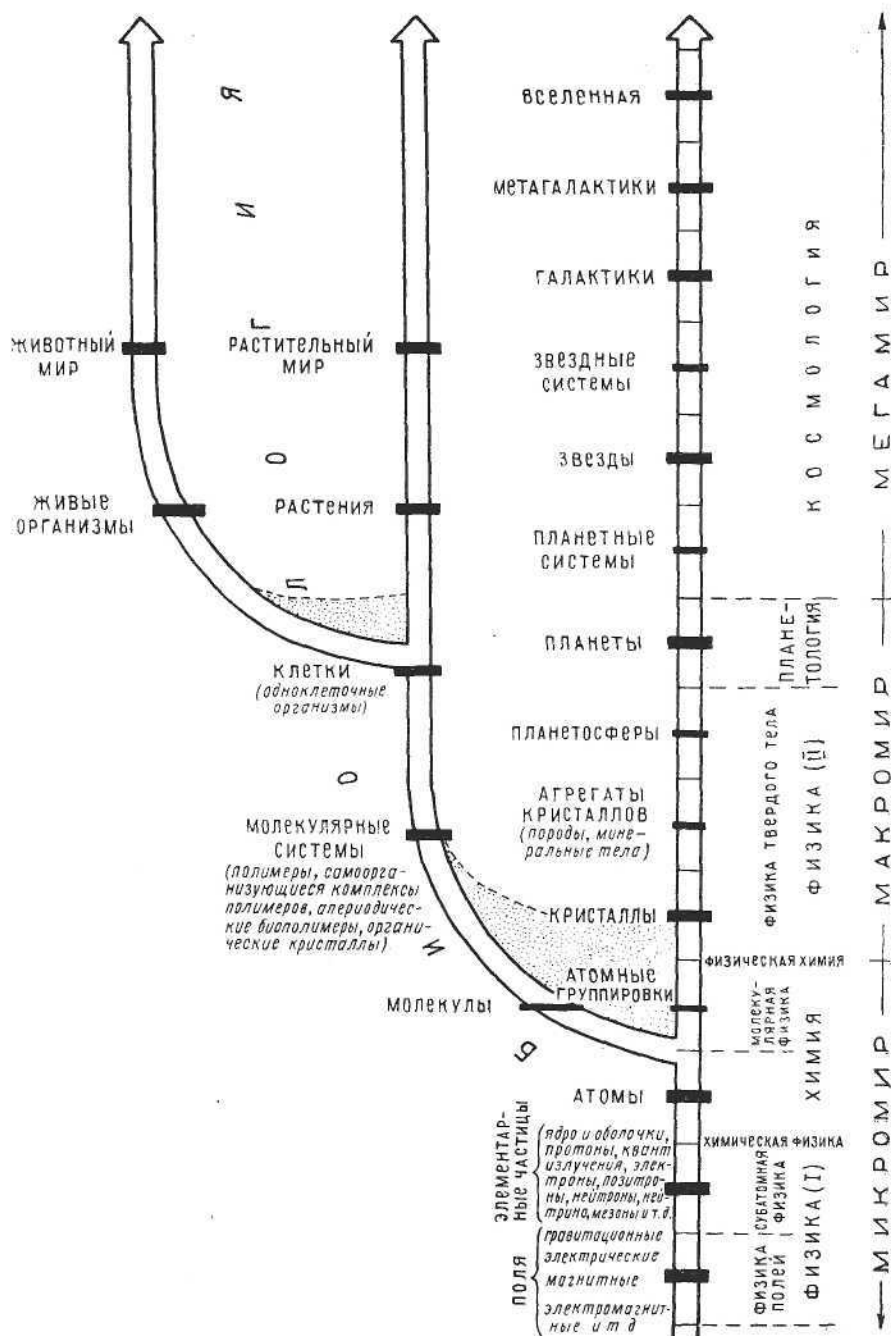


Рис. 126. Схема эволюции структуры материального мира как основа дифференциации естественных наук.

атомы образуют ионные комплексы (анионы и катионы), продолжающие неорганическую ветвь структурного ряда, а с другой, — организуются в молекулы, являющиеся элементарными кирпичиками всех органических систем. От молекул, организующихся затем в молекулярные системы (полимеры, саморегулирующиеся комплексы полимеров, аperiodические полимеры и т. п. структуры) и далее — в клетку, и начинается органическая ветвь, ветвь жизни.

В области расщепления эволюционного ряда мы сталкиваемся со структурными формами, которые трудно отнести к органическим или неорганическим. Это хотя и редкие, но все же встречающиеся неорганические кристаллы, состоящие из молекул (сера, мышьяк), молекулярные системы с дальним порядком в распределении молекул (органические кристаллы), вирусы и т. п. Таким образом, здесь существуют многочисленные «мостики» между ионными комплексами и молекулами, между кристаллами и молекулами, между кристаллами и молекулярными системами, «мостики» между живым и неживым. Очевидно, в исследовании систем, промежуточных между кристаллическим и атомным уровнями, и особенно систем переходных типов, лежит ключ к познанию природы живого.

Дальнейшее развитие структур неорганического мира идет по пути их скачкообразного усложнения, тесно коррелирующегося с увеличением размеров и массы природных объектов, и неорганическая ветвь структурно-эволюционного ряда может быть представлена в виде прямой стрелы. Органическая ветвь в свою очередь расщепляется на две ветви второго порядка, характеризующие поляризацию жизни на активно движущуюся и пространственно стабилизированную формы: животный и растительный мир.

Рассмотренная эволюционная схема лежит в основе естествознания, а ее структурные ступени являются объектами общих естественных наук, научных дисциплин первого порядка. Их поля охвата схематически изображены на рис. 126. Структуры доатомных уровней являются объектами субатомной физики с ее главными разделами: физикой полей, физикой элементарных частиц, ядерной физикой; структуры атомного, ионно-молекулярного и кристаллического уровня — объектами химии. Последние два уровня химия «делит» с молекулярной физикой и физикой твердого тела,¹ охватывающей также и структуры планетосфер. Планеты являются объектами планетологии, а структурные образования более высоких уровней (от планетных систем до Вселенной) — объектами космологии. Органически ветви эволюционного ряда представляют собой область биологии, на них мы останавливаться здесь не будем. Взаимосвязь общих естественных

¹ Эта «физика-2» имеет очень мало общего с субатомной физикой («физикой-1»), и ее, наверное, целесообразнее было бы называть обобщающей кристаллографией, как это делает Б. Рассел, или кристаллологией.

наук, образующих рассмотренный ряд, осуществляется как взаимосвязь совокупного и элементарного. Она отчетливо выявляется на структурно-эволюционной схеме. Любая научная дисциплина органически включает в себя запасы наук, стоящих ниже нее в структурно-эволюционном ряду, и в то же время она сама входит как элемент в структуру более «высокой» науки.

Что же касается так называемых метанаук — механики, математики, формальной логики, философии, то они с наиболее высокой степенью абстрактности и, следовательно, с наиболее высокой степенью общности отражают главные черты всех объектов и явлений материального мира: структуру, движение, количественные соотношения, законы функционирования.

Охватив взглядом весь материальный мир, попробуем найти в нем место минерального мира. Очевидно, что он находится на кристаллической ступени эволюции материи. Минералогия соотносится, следовательно, с химией и «физикой-2» как специальное и общее, и ее «внешние» связи, связи с науками первого порядка, легко устанавливаются на основе анализа разобранного выше структурно-эволюционного ряда. Этот ряд заполняет пустые клетки в цитированной выше схеме Д. П. Григорьева (рис. 125) и вскрывает структурное содержание «минералогического среза физико-химического древа». Однако чтобы строго разобраться в структуре минералогии и ее связях с геологическими науками, заменим рассмотренный выше общий ряд его «геологическим» вариантом, отражающим структурную эволюцию вещества и энергии Земли и планет земного типа. Мы уже показывали часть этого «геологического» ряда на рис. 1, а полностью воспроизводим его на рис. 127. На приведенной схеме расписаны специальные научные дисциплины из цикла «наук о Земле», изучающие каждый структурный уровень. Совместив мысленно эту схему с общей схемой (рис. 126), мы можем отчетливо представить соотношение и взаимосвязи геологических наук с общими научными дисциплинами.

Минералогия, изучающая объекты минерального (кристаллического) структурного уровня неорганического мира, занимает в «геологическом» ряду место между геохимией и петрографией. Кроме объектов своего уровня, она изучает также и системы более низких уровней как системы потенциально минералообразующие, и системы более высоких уровней как системы минералосодержащие. Естественно, чем ближе какой-то верхний или нижний уровень к уровню минеральному, тем больший интерес представляют его структуры для минералогии.

Здесь хотелось бы обратить внимание, что не все структурные ступени «геологической» схемы оказались «обеспеченными» своими научными дисциплинами. Так, промежуточная ступень слабоупорядоченных молекулярных и ионных группировок, которую образуют вязкие жидкости, твердые и полутвердые аморфные вещества, стекла, формально считается областью минералогии,



Рис. 127. Структура и связи минералогии.

хотя минералогическая теория и минералогические методы мало подходящи для глубокого познания этих систем. Может быть, поэтому «предкристаллическое» (минералоидное) состояние вещества все еще оказывается очень слабо исследованным. Очевидно, назрела необходимость обособления самостоятельной науки о минералоидах, пограничной между геохимией и минералогией.

Обратимся теперь к внутренней структуре самой минералогии.

Мы уже не раз подчеркивали, что элементарной системой минералогии, основой всего минералогического знания является минеральный индивид. Он является главным объектом минералогических исследований. Существующее разнообразие минералогических направлений связано с различными познавательными подходами к минеральному индивиду. Несмотря на кажущуюся случайность этих подходов, они на самом деле вполне определены и укладываются в строгую и не очень сложную схему.

Все минералогические направления укладываются в два главных русла, которые можно условно назвать индивидуальным и надиндивидуальным. В каждом русле выделяется несколько течений, несколько главных направлений (рис. 128).

Минералогические подходы, исследующие минеральный индивид, его конституцию и свойства, относятся к двум главным направлениям: конституционному и качественному.

Конституционное направление, как мы уже говорили, исследует состав и структуру минералов на уровне минерального индивида, анатомических элементов на атомном уровне, электронном и ядерном уровнях. Оно включает такие минералогические разделы, как морфологию минералов (в том числе и кристаллографию), анатомию, кристаллохимию, химию минералов.

Качественное направление объединяет разделы минералогии, исследующие качества, свойства минералов. Поскольку различные свойства связаны со строго определенными структурными уровнями минерала, это направление тесно взаимосвязано с конституционным направлением. Взаимосвязь физических свойств, например, с электронным строением минералов очень глубоко разобрал и ярко показал А. С. Марфунин (1974, 1975).

Минералогические подходы, рассматривающие минеральный индивид как целостную структуру и изучающие различные взаимосвязи между индивидами, сводятся к двум главным направлениям: синминералогическому и топоминералогическому.

Синминералогическое направление исследует структуры различных сообществ минеральных индивидов и законы их агрегации. Оно включает в себя учение о минеральных агрегатах, парагенезисах, генерациях минералов. Разделы минералогии, объединяемые этим направлением, дают основную информацию о закономерностях перехода от минерального структурного уровня к уровню горных пород и особенно детально разрабатывают этот промежуточный интервал.

Топоминералогическое направление включает разделы мине-

ралогии, исследующие закономерности вхождения минералов в структуры более высоких уровней. Сюда входят минералогия горных пород и месторождений полезных ископаемых, минералогия геологических регионов (региональная минералогия), минералогия экономико-географических и других геологически не строгих регионов (собственно топоминералогия), минералогия земной коры и мантии, общая минералогия Земли.

Особое место занимает систематическое направление минералогии, разрабатывающее различные проблемы, связанные с исследованием и систематикой естественных множеств минеральных индивидов. Объединяя такие минералогические разделы, как минералогическая таксономия, минералогическая эйдология (учение о минеральном виде), минералогическая систематика, учения о различных группах минералов (сульфидах, силикатах и т. д.), минералогия отдельных минералов, это направление является, очевидно, самым крупнообъемным и трудоемким направлением минералогии. Оно накапливает основной арсенал минералогических фактов.

Структуру и взаимосвязь всех этих минералогических направлений иллюстрирует схема на рис. 128.

Если связать рассмотренные минералогические направления со структурно-эволюционным рядом, показанным на рис. 126, то можно заметить, что первые два направления исследуют с минералогических позиций структуры более низких, чем минеральный, структурных уровней, вторые два направления — структуры более высоких уровней, а последнее направление — непосредственно минеральный уровень организации вещества.

Предложенная структурная схема минералогии отражает минеральный мир в статике. Его динамика является предметом генетической минералогии, состоящей из четырех основных разделов: а) экологической минералогии, исследующей взаимосвязи минерала и минералогенетической среды; б) функциональной (динамической) минералогии, исследующей различные стороны процессов минералообразования; в) исторической минералогии, раскрывающей историю минерального мира в связи с геологической историей нашей планеты; г) эволюционной минералогии, познающей законы развития минеральных индивидов (онтогенеза минералов) и минеральных видов (филогения минералов).

Важное значение, особенно для развития самой минералогии, имеет методическая минералогия — раздел минералогии, разрабатывающий общую методологию и включающий весь арсенал минералогических методов — от общих до узкоспециальных.

Практические функции минералогии осуществляются через прикладную минералогию, исследующую пути использования достижений минералогической науки в человеческой деятельности.

В минералогической литературе и на минералогических совещаниях время от времени вспыхивают дискуссии о главных ме-

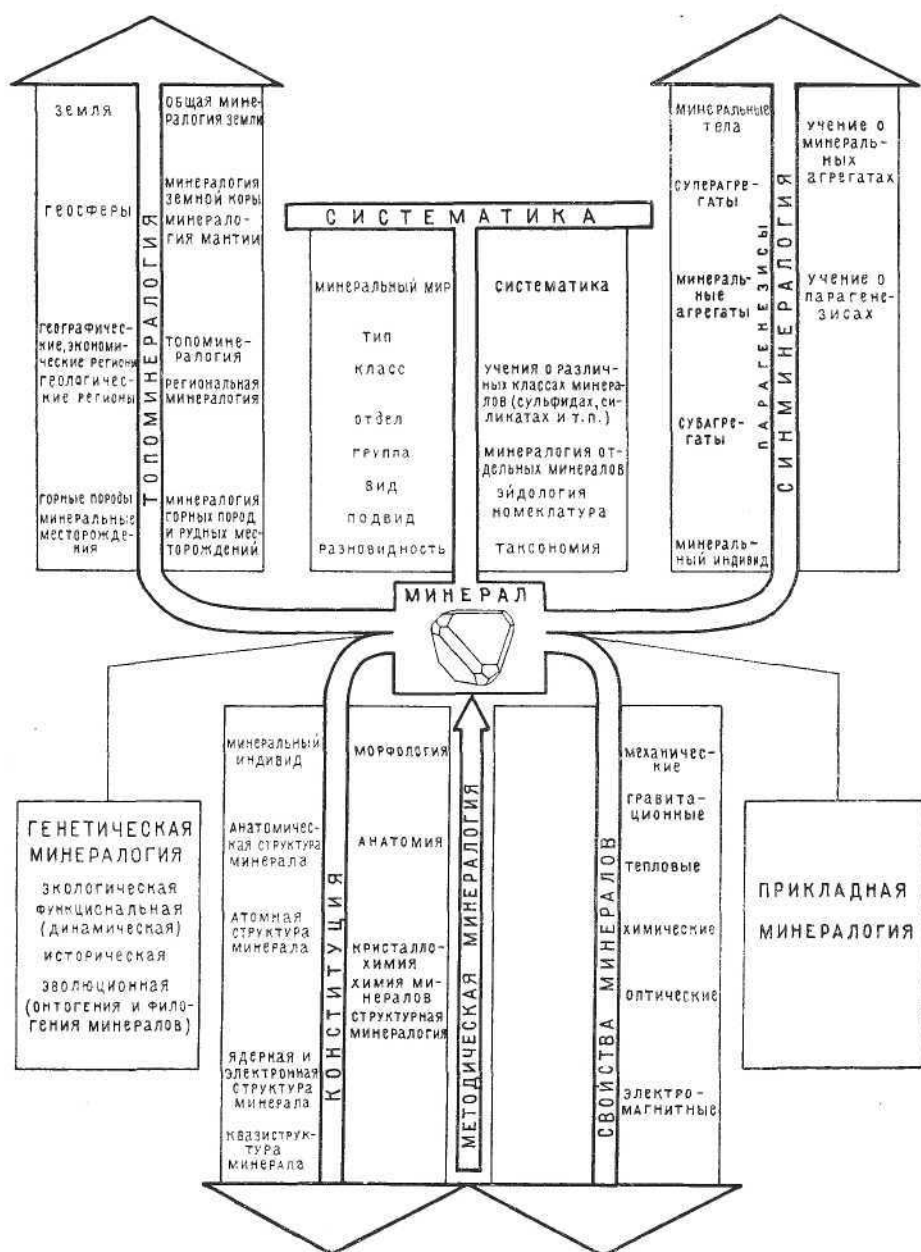


Рис. 128. Схема минералогических наук.

тодических принципах минералогии, причем эта дискуссия почему-то сужается до обсуждения одной дилеммы: который из двух принципов, кристаллохимический или генетический, должен выступать ведущим в минералогических исследованиях (Поваренных, 1966; Лазаренко и Сливко, 1967)? Очевидно, сама постановка этой дилеммы неверна. Проведенный структурный анализ минералогии убеждает, что ее методика должна базироваться не на каком-то одном субъективно выбранном принципе, а на органическом единстве конституционного, системного, синминералогического, топоминералогического, генетического и даже экономического принципов.

Выше говорилось о структуре минералогии, которая относится к минералогии Земли. Сейчас энергично и эффективно развивается космическая минералогия, которая в структурном плане почти ничем не отличается от земной. Поскольку сфера минералогических объектов все время расширяется, и в первую очередь расширяется за счет проникновения в космос, рамки традиционной земной минералогии становятся слишком узкими, чтобы вмещать все современное минералогическое знание. Д. П. Григорьев совершенно справедливо обращает внимание на необходимость создания всеобщей минералогии включающей: а) минералогию планет (в том числе и минералогию Земли) и астероидов; б) минералогию метеоритов; в) минералогию комет; г) минералогию космической пыли. Основу ее составит общая теория минералогии, разработка которой является генеральной задачей минералогической науки.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрукина Р. Е.* Отражение и информация в неорганической материи земной коры.— Уч. зап. Карельск. пед. инст., 1966, т. XIX, с. 128—136.
- Агранович В. М., Лифшиц И. М.* Кристаллы. Макроскопические тела.— В кн.: Структура и формы материи. М., 1967, с. 229—250.
- Адамс С. Ф., Колони Р. П. и др.* Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям.— Сб. статей. ОНТИ. М.—Л., 1934, с. 126.
- Алексеева Н. П.* Об искажении облика кристаллов кварца в жилах альпийского типа.— Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1957, № 11.
- Анфилов В. Н., Чернышев Л. В., Абрамов В. А., Пастушкова Т. М.* Распределение железа между сульфидом цинка и водными растворами хлоридов при высоких температурах и давлениях.— Геохимия, 1968, № 6, с. 666—674.
- Аншелес О. М.* Определение относительной ретикулярной плотности граней кристаллов.— Тр. Ленингр. общ. естествоисп., 1924, т. 39, с. 62—79.
- Асхабов А. М.* К вопросу о регенерации кристаллов.— Тезисы Шестой Коми республ. молодежной научн. конфер. Сыктывкар, 1974, с. 211—212.
- Асхабов А. М., Мамаев Н. А., Скобелева Л. В., Шереметьева И. А., Брызгалов А. Н.* Регенерация головок природных кристаллов кварца.— Ежегодник-1974 Инст. геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1975, с. 118—123.
- Афанасьев Г. Д., Овчинников Л. Н., Брандт С. Б.* Влияние различных геологических процессов на искажение цифр абсолютного возраста.— В кн.: Новые данные абсол. геохронологии. М., 1974, с. 3—11.
- Балицкий В. С.* Структурно-морфологические особенности кристаллов кварца как индикаторы физико-химических условий процессов минералообразования.— Тезисы докл. к совещ. по типоморфизму минералов. М., 1970, с. 45—46.
- Балицкий В. С.* Экспериментальное изучение геохимических условий формирования кристаллов кварца. М., 1971, 49 с.
- Балицкий В. С.* Структурно-морфологические особенности кристаллов кварца как индикаторы физико-химических условий минералообразования.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972, с. 131—138.
- Балицкий В. С., Буканов В. В., Карякина Т. А.* Зависимость морфологии вициналей граней основных ромбоэдров кристаллов кварца от условий их роста.— В кн.: Рост кристаллов. Т. IX. М., 1972, с. 44—48.
- Балицкий В. С., Самойлович М. Н., Новожилко А. И., Ступаков Г. П.* О влиянии температурных условий образования кварца на содержание структурной примеси алюминия.— Минер. сб. Львовск. гос. ун-в., 1966, № 20, вып. 3, с. 430—434.
- Барсанов Г. П., Сергеева Н. Е., Юшкин Н. П., Спивак Г. В., Сапегин Г. В., Антошкин М. К.* Изучение особенностей состава и внутреннего строения сфалерита методом катодolumинесценции в растворе электронном микроскопе.— Вестник МГУ, серия 4, геология, 1974, вып. 5, с. 80—85.

Безруков Г. Н., Бутузов В. П., Горохов С. С. Сравнение морфологических особенностей синтетических и природных алмазов в связи с процессами природного алмазообразования.— Тезисы докл. к совещ. по типоморфизму минералов. М., 1970.

Безруков Г. Н., Бутузов В. П., Горохов С. С. Генетическое значение морфологических особенностей синтетических и природных алмазов.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972, с. 83—85.

Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М., 1948, 236 с.

Белов Н. В. О курсе минералогической кристаллографии для физиков.— Кристаллография, 1957, т. 2, № 5, с. 678—685.

Белов Н. В. Предисловие редактора.— В кн.: Козлова О. Г. Рост кристаллов. М., 1967, с. 3.

Бернал Дж. Д., Карлайл С. Х. Поля охвата обобщающей кристаллографии.— Кристаллография, 1968, т. 13, вып. 5, с. 927—951.

Бершов Л. В., Марфинин А. С. О физической природе некоторых типоморфных особенностей минералов.— Тезисы докл. к совещ. по типоморфизму минералов. М., 1970, с. 13—15.

Бетехтин А. Г. К понятию минерала.— Зап. ВМО, 1937, ч. 67, вып. 3, с. 720—723.

Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов.— Изв. АН СССР сер. геол., 1949, № 2, с. 15—20.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., 1950а, 957 с.

Бетехтин А. Г. Парагенезисы рудных минералов в системах Fe—S—O и Cu—Fe—S—O.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1950б, № 5, с. 16—41.

Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов.— Зап. ВМО, 1951, ч. 80, вып. 2, с. 94—107.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., 1958, 435 с.

Бируни. Собрание сведений для познания драгоценностей (минералогия). М., 1963, 518 с.

Бовбель Е. И., Данейко И. К., Изох В. В. Элементы теории информации. Минск, 1974, 112 с.

Бокий Г. Б. Число физических различных простых форм кристаллов.— Тр. Лабор. кристаллографии АН СССР, 1940, № 2, с. 212—214.

Бокий Г. Б. Кристаллохимия. М., 1971, 400 с.

Бокий Г. Б. Определение понятия минерального вида.— Зап. ВМО, 1974, ч. 103, вып. 6, с. 765—769.

Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. Вып. I. М.—Л., 1926.

Болдырев А. К. Всесоюзный съезд минералогов.— Зап. ВМО, 1928, ч. 57, вып. I, с. 3—10.

Болдырев А. К. Минералогия в СССР за 20 лет.— В кн.: Математика и естествознание в СССР. М.—Л., 1938, с. 836—866.

Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л., 1969, 207 с.

Бриллюэн Л. Наука и теория информации. М., 1960.

Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л., 1974, 211 с.

Булах А. Г. Методы термодинамики в минералогии. Л., 1974, 184 с.

Будakov И. В. Влияние условий образования на количество структурных примесей и параметры элементарной ячейки кварца.— В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 3. Л., 1968, с. 37—46.

Булкин Г. А. Введение в статистическую геохимию. Приложение теории информации к геохимии. Л., 1972, 207 с.

Булкин Г. А. К вопросу о применении термодинамики и теории информации в геохимии и минералогии.— Зап. ВМО, 1975, ч. 103, вып. 3, с. 363—368.

Буряковский Б. А. Энтропия как мера неоднородности горных пород.— Сов. геология, 1968, № 3, с. 62—76.

Бутузов В. П. Морфология синтетических алмазов.— В кн.: Рост кристаллов, т. VII. М., 1967.

Бутузов В. П., Хетчиков Л. Н., Шапошников А. А. Включения в искусственных кристаллах и их значение для термобарометрии минералов.— Тр. ВНИИСИМС, 1971, т. 14.

Вазбуцкий Г. А. Что такое субиндивиды? — Зап. ВМО, 1955, ч. 84, вып. 2, с. 228—236.

Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. «Парагенезис минералов» и «формация» в ряду образований различных уровней организации.— Зап. ВМО, 1972, ч. 101, вып. 3, с. 281—289.

Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. Понятие «парагенезис» в концепции об уровнях организации вещества.— Тезисы докл. на IV симпозиуме IAGOD. София, 1974, с. 285—286.

Васильев Л. Върху понятието «парагенезис» и критериите за парагенетност.— Списание Бълг. геол. дружество, 1969, вып. 30, № 1, с. 96—98.

Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск, 1973, 124 с.

Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., 1969, 576 с.

Вернадский В. И. Минералогия. Вып. I. СПб., 1908.

Вернадский В. И. Парагенезис химических элементов в земной коре.— Дневник XII съезда русских естествоиспытателей и врачей. М., 1910, с. 73—91.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. I, вып. 1. М.—Л., 1923, 208 с.

Вертушков Г. Н. Влияние силы тяжести на рост и растворение кристаллов в природе.— Зап. ВМО, 1958, ч. 87, вып. 4, с. 469—476.

Вертушков Г. Н. Жильный кварц восточного склона Урала.— Тр. Свердловск. горн. инст., 1975, вып. 58, 125 с.

Взаимодействие наук при изучении Земли. М., 1964, 326 с.

Винер Н. Кибернетика. М., 1958.

Вистелиус А. Б. Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения.— Зап. ВМО, 1948, ч. 77, вып. 2, с. 147—158.

Вистелиус А. Б. Задачи геохимии и информационные меры.— Сов. геология, 1964, № 12.

Вистелиус А. Б., Белоусова В. Т. О применении коэффициента корреляции при исследовании парагенезисов минералов в терригенных отложениях.— ДАН СССР, 1947, т. 55, № 4, с. 343—345.

Вольфсон А. Ф. Зональность оруденения и теория информации.— Изв. вузов, геология и разведка, 1965, № 4.

Вольфсон А. Ф. К вопросу о математическом описании зональности эндогенного оруденения.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 6, с. 90—94.

Воронин Ю. А., Алабин Б. К., Гольдин С. В. и др. Геология и математика. Новосибирск, 1967.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск, 1972, 120 с.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Методологические вопросы применения математических методов в геологии. Новосибирск, 1974, 85 с.

Воронов А. Н. Применение энтропии для определения достаточной информации в геохимии.— Геохимия, 1968, № 11.

Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез минералов). Под ред. Григорьева Д. П., Жабина А. Г., Бородина Б. В. и Дымкова Ю. М. М., 1966, 302 с.

Геодакян В. А. Дифференциация на постоянную и оперативную память в генетических системах.— В кн.: Структурные уровни биосистем. М., 1967, с. 211—224.

Геология и математика. Задачи диагноза и распознавания в геологии, геохимии и геофизике. Новосибирск, 1970, 224 с.

Гзовский М. В. Моделирование тектонических процессов.— В кн.: Проблемы тектонофизики. М., 1960, с. 50—90.

Гинзберг А. С. Лекции по экспериментальной петрографии. Л., 1938, 167 с.

Гинзберг А. С. Экспериментальная петрография. Л., 1951, 270 с.

Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Другова Г. М., Московиченко Н. И., Пряткина Л. А. Распределение элементов между сосуществующими минералами и проблемы геологической термо- и барометрии.— В кн.: I Международный геологический конгресс. Т. III. М., 1972, с. 100—112.

Годлевский М. Н. Успехи минералогии в Союзе за последние 15 лет.— Зап. ВМО, 1932, ч. 61, вып. 2, с. 205—206.

Годлевский М. Н. Успехи минералогии в Союзе за последние 15 лет.— Зап. ВМО, 1933, ч. 62, вып. 2, с. 267—298.

Годлевский М. Н. Уточнение понятия о минерале.— Зап. ВМО, 1936, ч. 66, вып. 1, с. 107—111.

Годлевский М. Н. Успехи минералогии в СССР за 20-летие 1917—1937 гг.— Зап. ВМО, 1937, ч. 66, вып. 4, с. 625—646.

Годовиков А. А. Введение в минералогю. Новосибирск, 1973, 232 с.

Годовиков А. А., Калинин Д. В., Карпинский В. А., Каятин В. А., Колонин Г. Р. Об интерпретации результатов экспериментальных исследований.— Тр. VIII совещ. по эксперим. и технич. минер. и петрограф. М., 1971, с. 16—25.

Голдин Б. А., Юшкин Н. П., Фишман М. В. Новый иттриевый минерал — черновит.— Зап. ВМО, 1967, ч. 96, вып. 6, с. 699—704.

Готман Я. Д. К вопросу о свойствах касситерита в связи с условиями его образования.— Бюлл. МОИП, 1938, т. 16, вып. 2, с. 118—126.

Григорьев Д. П. Очерки успехов экспериментальной минералогии в СССР за 1917—1936 гг.— Зап. ВМО, 1937, ч. 66, № 2, с. 235—314.

Григорьев Д. П. Минералогия.— В кн.: Успехи геолого-географических наук в СССР за 25 лет. М., 1943, с. 10—20.

Григорьев Д. П. Некоторые проявления влияния силы тяжести на образование и распределение минералов в месторождениях.— Зап. ВМО, 1946, ч. 75, вып. 2, с. 152.

Григорьев Д. П. Правила составления названий минералов по их химическому составу.— Зап. ВМО, 1947, ч. 76, вып. 3, с. 170—176.

Григорьев Д. П. Генерации и зарождения минералов.— Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1949, № 3, с. 13—22.

Григорьев Д. П. Новые задачи генетической минералогии.— Природа, 1950, № 9, с. 22—30.

Григорьев Д. П. Что известно о зарождении минералов.— Зап. ВМО, 1951, ч. 80, вып. 1, с. 15—32.

Григорьев Д. П. Новые запросы минералогии в отношении экспериментальных работ по генезису минералов.— Тр. IV совещ. по эксперим. минер. и петрограф., 1953, вып. II, с. 15—21.

Григорьев Д. П. Развитие представлений об объектах минералогии и понятие о минералах по А. К. Болдыреву.— Зап. ВМО, 1956, ч. 85, вып. 4, с. 463—471.

Григорьев Д. П. Развитие минералогии в СССР за 40 лет.— Зап. ВМО, 1957, ч. 86, вып. 5, с. 539—557.

Григорьев Д. П. О скорости кристаллизации минералов.— Зап. ВМО, 1959, ч. 88, вып. 5, с. 497—511.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, 1961а, 284 с.

Григорьев Д. П. Что такое минерал? — Зап. ВМО, 1961б, ч. 90, вып. 4, с. 431—437.

Григорьев Д. П. Космическая минералогия — новая ветвь науки.— Вестник АН СССР, 1962а, № 4, с. 21—24.

Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. М., 1962б, 63 с.

Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. М., 1966, 74 с.

Григорьев Д. П. Онтогенез химических примесей в минералах.— Вестник ЛГУ, сер. геол.-геогр., 1967, вып. 6, № 1.

Григорьев Д. П. О законах анатомии кристаллов.— Кристаллография, 1971, т. 16, № 6, с. 1226—1229.

Григорьев Д. П. Расширение понятия о конституции минералов. В кн.: Кристаллография и минералогия. (Труды Федоровской сессии, 1969). Л., 1972а, с. 28—39.

Григорьев Д. П. Проблемы космической минералогии.— Зап. ВМО, ч. 101, в. 3, 19726, с. 264—280.

Григорьев Д. Секториальное строение кристаллов.— Acta Univ. Carolinae, Geologicae, 1973, Rost vol., № 1—2, p. 79—96.

Григорьев Д. П. Анатомия кристаллов — исследование зонального строения кристаллов с помощью регистрирующего микрофотометра.— В кн.: Минерогенезис. София, 1974, с. 69—76.

Григорьев Д. П. Естественные объекты минералогии: минеральные индивиды и минеральные виды.— Зап. ВМО, 1975, ч. 104, вып. 4, с. 513—514.

Григорьев Д. П., Буканов В. В., Маркова Г. А. Синхронизация процессов кристаллизации по зональности минералов.— ДАН СССР, 1969, т. 185, № 5, с. 1129—1132.

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

Григорьев Д. П., Лушников В. Г. Некоторые соотношения растущих кристаллов кварца с препятствиями.— Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1967, № 21, вып. 1.

Григорьев Д. П., Маркова Г. А. Фотометрическое исследование зонального и секториального строения мусковита.— В кн.: Проблемы кристаллологии. М., 1971, с. 171—178.

Григорьев Д. П., Ясинская А. А. Признаки плавления минералов в некоторых метеоритах.— ДАН СССР, 1967, т. 173, № 3, с. 662—664.

Гродницкий Л. Л. Текстурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии.— Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1969, вып. 4, 1969, с. 80—86.

Груза В. В., Абрамович И. И., Жданов В. В., Жуков Р. А., Черепанов В. А. О применении термодинамики и теории информации в геохимии и минералогии.— Зап. ВМО, 1974, ч. 103, вып. 5, с. 644—648.

Грушкин Г. Г. Газово-жидкие включения как минералогический манометр.— Зап. ВМО, 1953, ч. 82, вып. 2, с. 125—137.

Девдариани А. С. Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. М., 1974, 104 с.

Дементьев Л. Д., Хитров Е. А., Шурубор Ю. В. Применение информационных мер в нефтепромысловой геологии. Пермь, 1974, 156 с.

Дерягин Б. В., Смирнов Л. П. О безинерционном осаждении на сфере частиц из потока жидкости под действием сил притяжения Ван-дер-Ваальса.— В кн.: Исследования в области поверхностных сил. М., 1967, с. 188—206.

Димитров С. Минерална парагенезиса и минерална асоциация при хидротермалните орудавания.— Рудодобив, 1972, 27, № 3, с. 13—15.

Дистлер Г. И. Реальное строение, активность и дальное действие кристаллических поверхностей.— В кн.: Рост кристаллов, т. VIII. М., 1968, с. 108—123.

Дмитриев С. Д. О достоверности методов исследования минералообразующих растворов и пневматолитовой минерализации.— Изв. вузов, геология и разведка, 1970, № 4, с. 81—86.

Добрецов Н. Л., Зуенко В. В., Шемякин М. В. Статистические методы в геологии. Новосибирск, 1974, 141 с.

Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. И., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М., 1971, 454 с.

Добрецов Н. Л., Реввердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., 1970, 360 с.

Доломанова Е. И., Гассан М. С., Рудницкая Е. С., Тютнева Г. К., Успенская А. Б. Возможность применения ИК-спектроскопии для определения температуры образования сливных жильных кварцев.— ДАН СССР, 1970, т. 192, № 1.

Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества.— В кн.: Общие закономерности геологических явлений. Л., 1965, с. 55—67.

Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., 1974, 160 с.

- Дубов Р. И. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. Новосибирск, 1974, 277 с.
- Дударев А. Н., Сотников В. И., Вологдин Н. Ф., Васильева А. И., Викторов В. Ф., Шаякубов Т. Ш. Тепловая активизация и динамика перераспределения рудных компонентов в термоградиентных полях. — В кн.: Внутренняя геодинамика, вып. 3. Л., 1972, с. 105—108.
- Дудкин О. Б. Неоднородность минерала и энтропия процесса его образования. — ДАН СССР, 1971а, т. 199, № 1, с. 181—185.
- Дудкин О. Б. Теплообмен в природных расплавах и изменение энтропии. — Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. Т. I. М., 1971б, с. 101—102.
- Дымков Ю. М. Одновременный совместный рост кристаллов и сферолитов. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
- Дымков Ю. М. Одновременный совместный рост выделений настурана и сопровождающих его минералов. — Зап. ВМО, 1962, ч. 92, вып. 3, с. 299—306.
- Дымков Ю. М. Минеральные индивиды и минеральные агрегаты. — В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. (Онтогенез минералов). М., 1966, с. 72—76.
- Дымков Ю. М. Самородный висмут, переотложенный из варисских жил под воздействием третичных базальтов. — Зап. ВМО, 1970, ч. 92, с. 334—341.
- Евзикова Н. З. Принципы структурно-геометрического анализа граней кристаллов. — Зап. ВМО, 1965, ч. 94, вып. 2, с. 129—142.
- Евзикова Н. З. О структурных плотностях минералов. — Минер. сб. Львовск. гос. ун-в., 1966, № 20, вып. 3, с. 352—358.
- Евзикова Н. З. Дивергенция в образовании минеральных видов. — В кн.: Внутренняя геодинамика, 1972, вып. 2, с. 96—98.
- Елисеев Э. Н. Общие принципы моделирования процессов минералообразования. — Минер. сб. Львовск. гос. ун-в., 1974, № 28, вып. 4, с. 7—13.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.
- Ермаков Н. П. Микровключения в минералах — источник научной информации о физико-химических условиях глубинного минералообразования. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. I. М., 1968.
- Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М., 1972, с. 175.
- Жабин А. Г. Текстуры и структуры минеральных агрегатов как источник генетической информации о рудообразовании. М., 1975, с. 43.
- Жабин А. Г., Русинов В. А. Генетическая классификация псевдоморфоз. — Зап. ВМО, 1973, ч. 102, вып. 3, с. 241—253.
- Жабин А. Г., Самсонова Н. С. Признаки исчезнувшего пирротина в колчеданных месторождениях. — Зап. ВМО, 1975, ч. 103, вып. 3, с. 346—350.
- Жабин А. Г., Харченко А. Г. Равновесная структура минерального агрегата. — В кн.: Кристаллография и минералогия. Л., 1972, с. 61—70.
- Жариков В. А. Вопросы общей теории диаграмм состояния мульти-систем. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961.
- Жариков В. А. Парагенезис минералов, фации и формации. — Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 4, с. 510—514.
- Жариков В. А. Экспериментальная минералогия. — Вестник АН СССР, 1971, № 10, с. 38—43.
- Жилинский Г. Б. Основные проблемы экспериментальной минералогии и рудогенеза. — Вестник АН КазССР, 1974, № 9, с. 26—30.
- Жилинский Г. Б., Каторча Г. А. Экспериментальная минералогия — важнейший путь к раскрытию законов эндогенного рудообразования. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, 1974, с. 150—163.
- Жуков Н. И. Информация (философский анализ). Минск, 1966.
- Землячченский П. А. Учебник минералогии. Вып. I (общая часть). СПб., 1906, 294 с.

Иванкин П. Ф. О системном подходе в геологических исследованиях.— Сов. геология, 1973, № 8, с. 36—39.

Иванов И. П. Проблемы экспериментального изучения минеральных равновесий метаморфических и метасоматических процессов. М., 1970, 248 с.

Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. М., 1964, 368 с.

Иванов О. П. Некоторые замечания к определению понятий «парагенезис», «генерация минерала» и «стадия минерализации». Зап. ВМО, 1972, ч. 101, вып. 5, с. 329—336.

Иванова В. Д. Структурное состояние щелочных полевых шпатов как источник информации о температурной истории гранитоидов.— В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 48.

Икорникова Н. Ю. Гидротермальный синтез кристаллов в хлоридных системах. М., 1975, 223 с.

Ифантопуло Т. Н., Кравченко С. М., Червинская А. Д. Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса. М., 1969, 166 с.

Кайкова Т. М. Парагенетические ассоциации минералов и их практическое значение.— Изв. вузов, геология и разведка, 1974, № 3, с. 61—63.

Калужный В. А. Методы вывешивания багатоминеральных включений у минералов. Київ, 1960.

Капитонов М. Д. О минеральном агрегате при анализе состава и строения геологических тел.— В кн.: Жизнь Земли, № 3. М., 1965, с. 38—47.

Капитонов М. Д. К дискуссии о понятии «минерал».— В кн.: Жизнь Земли, № 4. М., 1967, с. 172—179.

Карачан К. А. К вопросу о периодизации постмагматических процессов.— Изв. АрмССР, Наука о Земле, 1970, т. 23, № 1, с. 32—39.

Кардашев Ц. Структурные уровни и определения некоторых категорий, связанных с развитием.— В кн.: Структурные уровни биосистем. М., 1967, с. 202—210.

Карякин А. С. О связи качества кристаллов кварца с их внешним обликом.— Зап. ВМО, 1948, ч. 77, вып. 4, с. 272—279.

Касаткин А. П., Петров Т. Г., Пунин Ю. О., Трейбус Е. Б., Ульянова Т. П. О возможности моделирования природных кристаллообразующих процессов на низкотемпературных системах.— Минер. сб. Львовск. гос. ун-та, 1966, № 20, вып. 3, с. 345—399.

Кедров Б. М. Классификация наук. Т. I. М., 1961, 462 с.

Кедров Б. М. Классификация наук. Т. II. М., 1965, 542 с.

Кедров Б. М. Предмет и взаимосвязь естественных наук. М., 1967, 236 с.

Кеппелингс К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., 1965, 135 с.

Кеппелингс К. Б., Хлестов В. В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. М., 1971, 310 с.

Кисай И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., 1966, с. 120—134.

Кисай И. Н., Добровольская М. Г., Шадун Т. Н. Три типа минеральных ассоциаций и критерии их выделения.— Тезисы докл. на IV симпозиуме IAGOD. София, 1974, с. 289—290.

Киевленко Е. Я. Опыт изучения жидких включений в пелитовом шпате месторождений Сибирской платформы.— Тр. ВНИИП, 1958, т. 2, вып. 2, с. 72—79.

Кириичев М. В. Теория подобия. М., 1953, 370 с.

Клевцев П. В., Леммлейн Г. Г. Определение условий образования кварца с Южного Урала по жидким включениям CO_2 и водного раствора солей.— Зап. ВМО, 1958, ч. 87, вып. 2, с. 159—165.

Кокшаров Н. И. Лекции минералогии. СПб., 1863.

Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических ис-

следованиях.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., 1965, с. 260—385.

Кораго А. А. Использование кристалломорфологии кварца из развалов для определения залегания хрусталеносных гнезд.— Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 5, с. 637—640.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1957, 183 с.

Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1973, 288 с.

Костов И. Генетические типы габитусов кристаллов.— Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1962, № 16, с. 75—90.

Костов И. Габитусы и генезис полиморфических модификаций Al_2SiO_5 .— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. II. М., 1970, с. 157—160.

Костов И. Минералогия. М., 1971, 584 с.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., 1970, 312 с.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статистические, динамические и ретро-спективные системы в геологических исследованиях.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 6, с. 46—72.

Кравченко Н. С., Болотников А. Ф. Оценка геохимической специализации интрузивов по характеру распределения и величине энтропии редких элементов.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971, с. 127—133.

Круть И. В. Исследование оснований теоретической геологии. М., 1973, 205 с.

Кузин Л. Т. Основы кибернетики. М., 1973, 504 с.

Кузнецов В. И. Эволюция представлений об основных законах химии. М., 1967, 310 с.

Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликowa Н. Н. Введение в геологическую микробиологию. М., 1962, 240 с.

Кукуй А. Л. О кристаллах кварца с искаженным обликом.— Минер. сб. Львовск. гос. ун-в., 1966, № 20, вып. 3, с. 424—429.

Куниц А. Ф. Изменение твердости флюорита при тепловом и радиационном воздействии.— Тезисы V Коми республ. молодежной научн. конф. Сыктывкар, 1972, с. 256.

Куниц А. Ф. Типоморфные особенности природных и искусственных кристаллов флюорита.— Ежегодник-1973 Инст. геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1974, с. 156—162.

Куниц А. Ф., Забoв А. Ф. Термографическое изучение экспериментальных флюоритовых метасоматических колоннок по карбонатным породам.— Ежегодник-1974 Инст. геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1975, с. 124—128.

Куниц А. Ф., Маркова В. В. Экспериментальное изучение взаимодействия фторидных растворов с карбонатными породами.— В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов. Сыктывкар, 1975, стр. 41—50.

Куражковская Е. А. Диалектическая концепция развития в геологии. М., 1970, 240 с.

Куражковская Е. А., Фурманов Г. Л. Философские проблемы геологии. М., МГУ, 1975, 140 с.

Куршев С. А., Майский Ю. Г., Труфонова В. Н., Ушак А. Т. О генетической связи типоморфных особенностей минералов со структурой минералообразующей среды.— В кн.: Материалы по минералогии и петрографии Нижнего Дона и Сев. Кавказа. Ростов-на-Дону, 1970, с. 77—83.

Кэррион Д., Розенберг Р. (ред.). Применение теории графов связей в технике. М., 1974, 95 с.

Лазаренко Е. К. Основы генетической минералогии. Львов, 1963, 410 с.

Лазаренко Е. К. Успехи минералогии в СССР за 50 лет Советской власти.— Зап. ВМО, 1967, ч. 96, вып. 5, с. 503—513.

- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М., 1971, 607 с.
- Лазаренко Е. К., Габінет М. П., Слико О. П. Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. Львів, 1962, 482 с.
- Лазаренко Е. К., Квитко И. С. О минералогической номенклатуре и терминологии. — Зап. ВМО, 1972, ч. 101, вып. 4, 438—450.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпаття. Львов, 1963, 614 с.
- Лазаренко Е. К., Матковский О. І., Винар О. М., Шапкина В. П., Гнатів Г. М. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. Львів, 1960, 508 с.
- Лазаренко Е. К., Павлишин В. И. Типоморфные особенности кварца. Киев, 1974, с. 3—10.
- Лазаренко Е. К., Слико М. М. Пути развития минералогии. — Сов. геология, 1967, № 4, с. 31—38.
- Лебедев В. И. К основам новой кристаллохимии. — Зап. ВМО, 1971, ч. 10, вып. 1, с. 55—60.
- Леммлейн Г. Г. Искажение облика кристаллов кварца, обусловленное их положением во время роста. — ДАН СССР, 1941, т. 33, № 6, с. 415—418.
- Леммлейн Г. Г. Секториальное строение кристалла. М., 1948, 39 с.
- Летников Ф. А. Молекулярная память природных соединений и использование ее в геологии. — В кн.: Физика и физикохимия рудообразующих процессов. Новосибирск, 1971, с. 75—77.
- Ловецкий А. Начальные основания минералогии. Ч. I. Ориктогнозия. М., 1832, 384 с.
- Лукина М. М., Хаджи В. Е. Кинетика кристаллизации цинкита в гидротермальных условиях. — В кн.: Рост кристаллов. Т. IX. М., 1972, с. 48—61.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы как индикаторы геологических процессов. — В кн.: Новые методы в минералогии и петрографии. М., 1963, с. 141—160.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., 1967, 448 с.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., 1968, 276 с.
- Мазур М. Качественная теория информации. М., 1974, 240 с.
- Малатов А. А., Колосницкий А. В. О классификации наук геологического цикла. — В кн.: Философские вопросы геологии. М., 1967, с. 23—33.
- Малеев М. Н. О типоморфизме и конвергентности форм нитевидных кристаллов и их агрегатов. — Тезисы докл. к совещ. по типоморфизму минералов. М., 1970, с. 40—42.
- Мальков Б. А., Асхабов А. М. Эпитаксиальные сростания — индикаторы условий природного синтеза алмаза. — ДАН СССР, 1975, т. 321, № 4, с. 938—942.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., 1968, 200 с.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Некоторые итоги физико-химического анализа парагенезисов минералов. — В кн.: Итоги науки. Геохимия, минералогия, петрография. М., 1965, с. 5—61.
- Марин Ю. П. Использование минералогических критериев для расчленения, корреляции и установления генетических и эволюционных связей гранитоидных образований. — Зап. ВМО, 1970, ч. 99, вып. 4, с. 381—398.
- Марфуни А. С. Введение в физику минералов. М., 1974, 324 с.
- Марфуни А. С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М., 1975, 328 с.
- Мелигов И. В., Меркулова М. С. Сокристаллизация. М., 1975, 279 с.
- Мельников Ф. П. Системный анализ рудных месторождений. — Тезисы докл. IV регион. совещ. по термобарогеохимии. Ростов-на-Дону, 1973, с. 36—38.
- Меншуткин Б. Н. Труды Ломоносова М. В. по физике и химии. М., 1936, 480 с.
- Миловский А. В. Минералогия и петрография. М., 1958, 350 с.

- Минеев Д. А., Разенкова Н. И. О зональности кристаллов вишневого-сского пироклора.— Зап. ВМО, 1962, ч. 91, № 1, с. 89—93.
- Минералы. Справочник. Диаграммы фазовых равновесий. М., 1974. Вып. 1, с. 514; вып. 2, с. 490.
- Минералы Узбекистана. Т. I, 344 с.; т. II, 336 с. Ташкент, 1975.
- Мирополюский Л. М. О некоторых фундаментальных вопросах минералогии.— Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол. наук, 1957, № 6.
- Михеев В. И. Гомология кристаллов. Л., 1961, 320 с.
- Мокиевский В. А. Некоторые замечания по книге Д. П. Григорьева «Онтогенез минералов».— Зап. ВМО, 1963, ч. 92, вып. 4, с. 485—488.
- Мягков В. Ф. Геохимический метод парагенетического анализа руд. М., 1974, 45 с.
- Наузов В. Б., Малинин С. Д. Новый метод определения давления по газово-жидким включениям.— Геохимия, 1968, № 4.
- Новик И. Б. Негэнтропия и количество информации.— Вопросы философии, 1962, № 6, с. 118—128.
- Новик И. Б. Кибернетика и проблемы познания взаимосвязи природных явлений и преобразования природы.— В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., 1964, с. 65—76.
- Образцова З. А. О термине «стадия минерализации». Вестник ЛГУ, сер. геология и география, 1962, № 24, вып. 4, с. 57—64.
- Овчинников Л. Н. От редактора.— В кн.: Григорьев Д. П. и Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М., 1975, с. 3—4.
- Овчинников И. В. Категория структуры в науках о природе.— В кн.: Структура и формы материи. М., 1967.
- О международном коллоквиуме по проблеме минеральных парагенезисов.— Геология рудных месторождений, 1967, т. IX, № 1, с. 117—118.
- Онтогенетические методы изучения минералов. М., 1970, 222 с.
- Островский И. А. Эксперимент в геологии.— Природа, 1973, № 7.
- Павлишин В. И., Слико М. М. Некоторые вопросы конституции тригональных карбонатов.— Минер. сб. Львовск. гос. ун-в., 1967, № 21, вып. 3.
- Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., 1966, 545 с.
- Пальмова Л. Г., Диков Ю. П. О теоретическом обосновании декрипационного анализа.— Изв. вузов, геология и разведка, 1970, № 12, с. 64—69.
- Перцев Н. Н. Парагенезисы при последовательном минералообразовании.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. II. М., 1970, с. 177—187.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970, 391 с.
- Перчук Л. Л. Минеральные равновесия и проблемы термо- и барометрии.— Зап. ВМО, 1971, ч. 100, вып. 1, с. 3—19.
- Перчук Л. Л., Суриков В. В. Термодинамические проблемы распределения катионов в сверхструктурах минералов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 10, с. 3—18.
- Петров Т. Г. Теория информации и проблемы кристаллогенезиса.— В кн.: Процессы роста кристаллов и пленок полупроводников. Новосибирск, 1970а, с. 61—72.
- Петров Т. Г. О мере сложности геохимических систем с позиций теории информации.— ДАН СССР, 1970б, т. 191, № 4, с. 924—926.
- Петров Т. Г. Обоснование варианта общей классификации геохимических систем.— Вестник ЛГУ, сер. геология, география, 1971, № 18, вып. 3, с. 30—38.
- Петров Т. Г. Универсальная схема представления химических анализов для создания фактографических информационно-поисковых систем в области геохимии.— Вестник ЛГУ, сер. геология, география, 1972, № 18, с. 51—58.
- Петров Т. Г., Мошкин С. В. О характере изменения статистической энтропии при контактовых взаимодействиях.— Вестник ЛГУ, сер. геология, география, 1971, № 12, вып. 2, с. 154—156.

- Петровская Н. В.* О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. — Геология рудных месторождений, 1965, т. VII, № 1, с. 3—13.
- Петровская Н. В.* О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация». — Геология рудных месторождений, 1967, т. IX, № 2, с. 69—78.
- Петровская Н. В.* Минеральные парагенезисы, мономинеральные выделения и внутрирудный метаморфизм в рудном процессе. — Тезисы докл. на IV симпозиуме IAGOD. София, 1974, с. 291—292.
- Петровский В. А.* Взаимодействие минеральных частиц, находящихся в гравитационном потоке, с растущим кристаллом. — Ежегодник-1971 Инст. геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1972, с. 190—194.
- Петровский В. А., Боболович Г. Н.* Влияние потока газовых пузырьков на рост кристаллов. — Зап. ВМО, 1975, ч. 104, вып. 5, с. 635—637.
- Пизнюр А. В.* Основы термобарогеохимии. Методы термометрии. Львов, 1973а, 106 с.
- Пизнюр А. В.* Основы термобарогеохимии. Методы барометрии. Львов, 1973б, 84 с.
- Пизнюр А. В.* Основы термобарогеохимии. Исследование состава и концентрации растворов. Львов, 1975, 132 с.
- Пилипенко П. П.* О зависимости между распространением химических элементов в земной коре и их способностью к минеральной индивидуализации. — Изв. Ассоц. научно-исслед. инст. при физ.-мат. факультете МГУ, 1930, № 2-А, с. 20—26.
- Плющев Е. В.* Калиевый метасоматоз в кварцитовых диоритах Тарбагатай. — Зап. ВМО, 1960, ч. 89, вып. 3, 1960, с. 353—359.
- Поваренных А. С.* К развитию определения понятия минерала. — Геология и минералогия, 1954, вып. 1, с. 3—29.
- Поваренных А. С.* Заметки о рационализации номенклатуры минералов. — Тр. Криворожск. горнорудн. инст., 1960, вып. 8, с. 32—41.
- Поваренных А. С.* Что такое минерал? — Зап. ВМО, 1962, ч. 91, вып. 4, с. 493—498.
- Поваренных А. С.* Некоторые важнейшие проблемы современной минералогии. — Зап. ВМО, 1964, ч. 93, вып. 5, с. 521—536.
- Поваренных А. С.* О рациональных названиях полиморфных минеральных видов. — Минер. сб. Львовск. гос. ун-в., 1965, № 19, вып. 4.
- Поваренных А. С.* Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, 1966а, 547 с.
- Поваренных А. С.* Принцип рациональной номенклатуры минеральных видов. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев, 1966б.
- Поваренных А. С.* О предсказании новых минеральных видов. — В кн.: Конституция и свойства минералов, вып. 2. Киев, 1967, с. 5—28.
- Поваренных А. С.* О существовании двух направлений в минералогической номенклатуре и необходимость ее перестройки на научной основе. — Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 6, 1968, с. 730—741.
- Поваренных А. С.* Периодическая система элементов и число минеральных видов. — Минер. сб. Львовск. гос. ун-в., № 23, 1969, вып. 1.
- Поваренных А. С.* О значении определения понятий и терминологии для развития науки (на примерах минералогии). — В кн.: Диалектика развития и теория познания в геологии. Киев, 1970а, с. 5—30.
- Поваренных А. С.* Субординация существенных признаков в схеме современной классификации минералов. Там же, 1970б, с. 31—40.
- Поваренных А. С.* Возможна ли рациональная номенклатура минералов? — Зап. ВМО, 1970в, ч. 99, вып. 1, с. 110—115.
- Полыковский В. С. и др.* К методике определения давления по включениям в кварце. — Тр. МГРИ, 1963, № 39.
- Попов А. А.* Синтез мусковита и парагонита при температурах 350—500°. — Геохимия, 1967, № 10.
- Попов А. А.* Составы мусковитов и парагонитов, синтезированных при температурах 300—500°. — Геохимия, 1968, № 2.

Попов А. А. Калий и натрий в природных мусковитах и парагонитах.— Тр. Минер. музея АН СССР, 1969, вып. 19.

Попов В. И. О методах синхронизации минералов.— В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976.

Поспелов Г. Л. Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химического и физического моделирования рудообразующих и магматических процессов.— В кн.: Физика и физикохимия рудообразующих процессов. Новосибирск, 1971, с. 3—16.

Протодьяконов М. М. Свойства породообразующих минералов и их электронное строение. М., 1965, 88 с.

Протодьяконов М. М. Свойства и электронное строение породообразующих минералов. М., 1969, 208 с.

Радкевич Е. А. О прерывистости процесса рудообразования.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969, с. 143—144.

Радкевич Р. О. Проблема конвергенции и дивергенции признаков природных объектов в геологии.— Бюлл. МОИП, отд. геолог., 1969, вып. 4.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания, М., 1962, 1132 с.

Родионов Д. А. К вопросу о статистической теории природных геологических совокупностей.— Геохимия, 1965, № 4.

Рожкова К. В., Горбатов Г. А. К вопросу о типоморфизме минералов.— В кн.: Физические методы исследования минералов. М., 1966.

Рожкова К. В., Горбатов Г. А., Сидоренко Г. А., Соломкина С. Г. Новый методический подход к изучению типоморфных особенностей минералов (на примере берилла).— Минеральное сырье, 1963, вып. 7.

Розовский Л. Б. Введение в теорию геологического подобия и моделирования (применение природных аналогов и количественных критериев подобия в геологии). М., 1969, 127 с.

Руденко С. А., Руденко С. С., Иванов М. А. Опыт генетико-геометрической классификации минеральных агрегатов.— Зап. ВМО, 1975, ч. 104, вып. 2, с. 129—144.

Рундквист Д. В. О некоторых особенностях морфологии и внутреннего строения минеральных агрегатов оловорудных близповерхностных месторождений.— Зап. ВМО, 1958, ч. 87, вып. 4, с. 423—439.

Рундквист Д. В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых.— Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 2, с. 191—209.

Рябева Е. Г. Изучение взаимозависимости состава и физических свойств минерала на примере сфалерита.— Автореф. дисс. М., 1969, 21 с.

Сауков А. А. О причинах ограниченного числа минералов.— В кн.: Памяти А. Е. Ферсмана. М., 1946.

Сварковская Л. Н., Козлов В. Д., Трошин Ю. П., Костюгина Е. С., Бойко С. М. Элементы-примеси в касситеритах оловорудных месторождений как индикатор генетического типа оруденения и температурных условий.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1973, с. 78—89.

Севергин В. М. Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел. СПб., 1798, 437 с.

Сенчило Н. П. Упорядоченность (организация) рудного вещества в кварцевых жилах.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1973, № 5, с. 69—74.

Сидоренко А. В. Геология — наука будущего. М., 1964, 64 с.

Сидоренко А. В. Геология и научно-технический прогресс.— Вестник АН СССР, 1970, № 12, с. 72—78.

Сидоренко А. В., Лазаренко Е. К. Состояние и задачи современной минералогии.— Зап. ВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 176—189.

Силаев В. И. Спекание, перекристаллизация и автолиз кальцита карбонатных осадочных пород при контактовом метаморфизме.— Тезисы Шестой Коми респ. молодежной научн. конф. Сыктывкар, 1974, с. 213—214.

Силаев В. И., Петровский В. А. Об энтропии процесса перекристаллизации.— Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, 1976, вып. 20.

Скиба Н. С., Юшкин Н. П. Полиминеральные пленки озерных ванночек

рудника Шор-су.— В кн.: Материалы по геологии месторождений Тянь-Шаня. Фрунзе, 1964, с. 129—137.

Скиба Н. С., Юшкин Н. П. Карбонатные и целестиновые новообразования серных рудников Ферганы.— В кн.: Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1966, с. 130—141.

Скропышев А. В. Зональность в кристаллах исландского шпата.— Изв. вузов, геология и разведка, 1960, № 7, с. 69—74.

Славина Е. Н. Новые данные о взаимодействии органической примеси с неорганическими кристаллами.— В кн.: Рост кристаллов. Т. I. М., 1957, с. 149—158.

Сметанникова О. Г., Петров Т. Г., Гордиенко В. В., Книзель А. А. О связи структурного состояния плагиоклазов и информационных характеристик химического состава мусковитов в слюдоносных пегматитах.— Зап. ВМО, 1974, ч. 103, вып. 5, с. 632—635.

Смирнов Е. С. Таксономический анализ. М., 1962, 187 с.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 6.

Смирнова Л. С., Любина Ю. Н. О возможности изучения изменения силы тяжести с геологическим временем.— ДАН СССР, 1969, т. 187, № 4, с. 874—877.

Смит Ф. Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. М., 1956.

Смолянинов Н. А. Практическое руководство по минералогии. М., 1948, 428 с.

Смолянинов Н. А. Пособие к самостоятельным занятиям студентов по минералогии. М., 1955, 107 с.

Соболев В. С. Понятие «вида» в минералогии.— Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1947, № 1, с. 3—9.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Проблемы метаморфических фаций и задачи экспериментальных исследований.— Тр. VIII совещ. по эксперим. и технич. минер. и петрограф., М., 1971, с. 4—15.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., 1964, 218 с.

Соколов Д. М. Руководство к минералогии. СПб., 1832.

Соколов М. Б. Вопросы интерпретации древнейших радиогеологических дат. Сыктывкар, 1968, 46 с.

Степанов В. И. О происхождении так называемых «колломорфных» агрегатов минералов.— В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М., 1970, с. 198—206.

Степанов В. И. О целях и методах при исследовании последовательности кристаллизации в минеральных агрегатах руд.— В кн.: Исследования в области прикладной минералогии и кристаллохимии. М., 1974, с. 3—10.

Таланцев А. С. Геотермобарометрия по парагенетической ассоциации калишпат—мусковит—альбит.— Ежегодник-1971 Инст. геол. и геохим. Уральск. научн. центра АН СССР, 1972, с. 102—105.

Таланцев А. С. Построение диаграмм для определения РТ-условий образования биминеральных ассоциаций.— Ежегодник-1972 Инст. геол. и геохим. Уральск. научн. центра АН СССР, 1973, с. 134—135.

Таланцев А. С. О невозможности использования уравнения Нернста при анализе равновесий поликомпонентных минералов.— Геохимия, 1975, № 5, с. 747—755.

Таланцев А. С., Маркс В. А. Критерий идеальности распределения компонентов в природных биминеральных парагенезисах.— Ежегодник-1972 Инст. геол. и геохим. Уральск. научн. центра АН СССР, 1973, с. 136—138.

Таланцев А. С., Маркс В. А. Учет фугитивности кислорода при термодинамическом равновесии двухкомпонентных минералов.— Ежегодник-1973 Инст. геол. и геохим. Уральск. научн. центра АН СССР, 1974, с. 158—162.

Тарасенко Ф. П. Введение в курс теории информации. Томск, 1963, 240 с.

- Татарский В. Б. О введении рациональных названий минералов.— Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 6, с. 741—745.
- Ткачев Ю. А., Юдович Я. Э. Статистическая обработка геохимических данных. Л., 1975, 233 с.
- Трубин В. И. К вопросу о связи формы кристаллов с термодинамическими условиями их роста.— ДАН СССР, 1970, т. 190, № 4.
- Тусаринов А. И., Ильин Н. П., Моханн Р. Распределение Mn и V в существующих титаномагнетитах и ильменитах и их значение как геотермометра.— Геохимия, 1974, № 7, с. 1029—1039.
- Уклонский А. С. Минералогия. М., 1940, 441 с.
- Уклонский А. С. Новое определение понятия «минерал».— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М., 1946, с. 15—19.
- Урсул А. Д. О природе информации.— Вопросы философии, 1965, № 3, с. 131—142.
- Урсул А. Д. Природа информации. М., 1968, 287 с.
- Урсул А. Д. Проблема информации в современной науке. М., 1975, 286 с.
- Урусов В. С. Энергетическая теория пределов изоморфных замещений.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. Т. I. М., 1971, с. 29—30.
- Усачев А. А. Породообразующие минералы и горные породы. Горький, 1956.
- Успенский Н. М. Курс минералогии. М.—Л., 1936.
- Файнштейн А. Основы теории информации. М., 1960, 140 с.
- Федоров Е. К. Некоторые проблемы развития наук о Земле.— Вопросы философии, 1962, № 11.
- Федоров Е. К. Разработка классификации наук — насущная задача философов и естествоиспытателей.— В кн.: Методологические проблемы науки. М., 1964.
- Федоров Е. С. Первая попытка определить расположение частиц некоторых минералов.— Горный журнал, 1891, т. I, № 1, с. 115—132.
- Федоровский Н. М. Генетическая минералогия. Л., 1920, 152 с.
- Фекличев В. Г. Диагностика минералов. М., 1975, 350 с.
- Фелицина Т. А. Типоморфизм кварца как критерий стадийности минералообразования.— Вестник МГУ, сер. геол., 1974, № 3, с. 72—79.
- Ферсман А. Е. По вопросу о генезисе минералов и их взаимных превращениях.— СПб. общ. естествоисп., 1912, ч. 3, вып. I.
- Ферсман А. Е. Геохимия России. Вып. I. Пгр., 1922, 214 с.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. М., 1931.
- Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М., 1940.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. II. М., 1953.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. III. М., 1955а, с. 9—737.
- Ферсман А. Е. Кристаллография алмаза. М., 1955б.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. IV. М., 1958.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. VI. М., 1960.
- Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л., 1968, 250 с.
- Франк-Каменецкий В. А. Природа структурных примесей и включений в минералах. Л., 1964.
- Франк-Каменецкий В. А. Структурный типоморфизм и современная минералогия.— Тезисы докл. на юбил. сессии, посвященной 150-летию ВМО. Л., 1967а, с. 18.
- Франк-Каменецкий В. А. Информация о сессии комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации.— Зап. ВМО, 1967б, ч. 96, вып. 2, с. 228—230.
- Франк-Каменецкий В. А. Типоморфизм структурного состояния в глинистых минералах.— Тезисы докл. к совещ. по типоморфизму минералов. М., 1970, с. 10—12.

Франк-Каменецкий В. А., Каменцев И. Е. Микроизоморфизм и условия образования кварцев.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., 1967, с. 68—76.

Хартман П. Зависимость морфологии от кристаллической структуры.— В кн.: Рост кристаллов. Т. VII. М., 1967, с. 8—24.

Хетчиков Л. Н., Балицкий В. С., Гаспарян И. Р. О возможности определения химического состава и концентрации минералообразующих растворов по химическому составу газовой-жидких включений в минералах.— ДАН СССР, 1966, т. 168, № 5.

Хетчиков Л. Н., Дороговин Б. А., Шатагин Н. Н. Использование многомерного регрессионного анализа при определении давления минералообразования.— Геология рудных месторождений, 1970, № 6, с. 112—114.

Хетчиков Л. Н., Шугурова Н. А. Исследование состава газов во включениях в искусственных минералах.— ДАН СССР, 1968, т. 180, № 1.

Хитаров Н. И. Содержание и задачи современных экспериментальных исследований в области минералообразования.— Зап. ВМО, 1957, ч. 86, вып. 2, с. 281—293.

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

Цымбал В. П. Теория информации и кодирования. Киев, 1973, 232 с.

Чернышев Л. В., Анфилов В. А., Пастушкова Т. М., Сатурина Т. А. Исследование системы Fe—Zn—S в гидротермальных условиях.— Геология рудных месторождений, 1968, № 3, с. 50—63.

Чесноков Б. В. Морфологический метод определения относительного возраста минералов.— В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., 1966, с. 9—24.

Чесноков Б. В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М., 1974, 105 с.

Чесноков Б. В., Попов В. А. Увеличение объема зерен кварца в эфлютах Южного Урала.— ДАН СССР, 1965, т. 162, № 4, 909—910.

Чесноков Б. В., Якиши В. И. Теневые псевдоморфозы амфибола по гранату из амфиболитов Среднего Урала.— Зап. ВМО, 1969, ч. 98, вып. 1, с. 85—88.

Червинский П. Н. Искусственное получение минералов в XIX столетии. Киев, 1904—1907 (№ 3, вып. 4, 11 — 1904; № 2, вып. 4, 11 — 1905; № 5, 12 — 1906; № 9 — 1907).

Чистяков И. Г. Жидкие кристаллы. М., 1966, 127 с.

Чухров Ф. В. О состоянии некоторых общих вопросов минералогии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1967а, № 7, с. 37—56.

Чухров Ф. В. Некоторые итоги изучения генезиса минералов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., 1967б, с. 134—144.

Чухров Ф. В. О некоторых итогах изучения конституции и свойств минералов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1967в, № 10, с. 68—87.

Чухров Ф. В. Современные проблемы минералогии.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М., 1969а, с. 181—198.

Чухров Ф. В. Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии.— В кн.: Типоморфизм минералов. М., 1969б, с. 3—18.

Шаниер Е. В. Современная геология и ее место в естествознании.— В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., 1964, с. 93—118.

Шафрановский И. И. Формы кристаллов.— Тр. Инст. кристаллографии АН СССР, 1948, вып. 4, с. 116—132.

Шафрановский И. И. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды.— Зап. ВМО, 1954, ч. 83, вып. 3, с. 198—211.

Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Ч. I. Плоскогранные формы. Л., 1957, 222 с.

Шафрановский И. И. Геометрические разновидности граничных форм для кристаллов низших и средних сингоний.— Кристаллография, 1959, т. 4, вып. 3.

Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Львов, 1961а, 162 с. (2-е изд.: М., 1968, 172 с.).

Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. М., 1961б, 232 с.

Шафрановский И. И. К вопросу об уточнении универсального принципа симметрии Кюри.— Зап. ВМО, 1964, ч. 93, вып. 4, с. 460—463.

Шафрановский И. И. Развитие минералогической кристаллографии за 50 лет Советской власти.— Зап. ВМО, 1967, ч. 96, вып. 5, с. 514—525.

Шафрановский И. И. Симметрия в природе. Л., 1968, 184 с.

Шафрановский И. И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л., 1974, 152 с.

Шафрановский И. И., Генделев С. Ш. Вершинные, реберные и граничные формы кристаллов.— Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1958, № 12.

Шафрановский И. И., Корень Р. В., Дубов П. Л. К методике изучения искаженных форм на кристаллах минералов.— Зап. ВМО, 1971, ч. 100, вып. 1, с. 42—48.

Шафрановский И. И., Мокиевский В. А. Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов.— Зап. ВМО, 1956, ч. 85, с. 171—186.

Шеннон К. Работы по теории информации и кибернетике. М., 1963.

Шефталъ Н. Н., Бузынин А. Н. К моделированию процессов роста кристаллов.— В кн.: Рост кристаллов. Т. X. М., 1974, с. 251—265.

Шешулин Г. И. Методика расчета давления внутри первичных включений в минералах.— Бюлл. научн.-техн. информ. МГ и ОН СССР, 1962, № 7 (41).

Шмакин Б. М. Типоморфизм и типохимизм минералов.— В кн.: Онтогенетические методы исследования минералов. М., 1971, с. 214—219.

Штернберг А. А. Морфология, кинетика и механизм роста кристаллов.— В кн.: Рост кристаллов. Т. IX. М., 1972, с. 34—40.

Штернберг А. А., Иванова Т. Н., Кузнецов В. А. Сподумен — минерал-профундометр.— ДАН СССР, 1972, т. 202, № 1, с. 175—178.

Шубников А. В. Проблема дисимметрии материальных объектов.— М., 1961а, 55 с.

Шубников А. В. Симметрия и физические свойства пирамид роста.— Кристаллография, 1961б, т. 6, вып. 3, с. 319—322.

Шубников А. В. У истоков кристаллографии. М., 1972а, 56 с.

Шубников А. В. О взаимосвязи между кристаллическим индивидом и кристаллической средой.— В кн.: Кристаллография и минералогия. Л., 1972б, с. 25—28.

Шубников А. В., Копчик В. А. Симметрия в науке и искусстве. М., 1972, 340 с.

Шубников А. В., Шаскольская М. П. Об искусственном получении закономерных сростков алюмокалиевых квасцов.— Тр. Ломоносовского инст. АН СССР, М., вып. 3, 1933.

Шурубоф Ю. В. О причинах и путях ликвидации отставания геологии от других естественных наук.— В кн.: Гипровостокнефть, вып. 5. Баку, 1970, с. 32—37.

Элинсон М. М., Полюковский В. С. Исследование газов в кристаллах кварца из Майдантала.— Изв. вузов, геология и разведка, 1961, № 11.

Юшкин Н. П. О роли флотации в минералообразующих процессах. Зап. ВМО, 1960, ч. 89, вып. 6, с. 682—690.

Юшкин Н. П. Минералогические отвесы и уровни на месторождении серы в Шорсу.— ВМО, 1963, ч. 92, вып. 1, с. 84—90.

Юшкин Н. П. Возраст экзогенных месторождений самородной серы.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 1, с. 78—87.

Юшкин Н. П. Минералогия парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., 1968, 187 с.

Юшкин Н. П. Проблема информации в генетической минералогии.— Материалы III Коми республик. научн. конфер. Сыктывкар, 1969, с. 126—128.

Юшкин Н. П. Теория типоморфизма минералов и пути ее развития.— Материалы IV Коми республик. научн. конфер. Сыктывкар, 1970, с. 183—184.

Юшкин Н. П. Понятие о минерале и таксономические системы минералогии.— Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, 1971а, вып. 15, с. 3—34.

Юшкин Н. П. Механические свойства минералов. Л., 1971б, 283 с.

Юшкин Н. П. Онтогенез деформированных кристаллов.— В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971в, с. 11—12.

Юшкин Н. П. Теория микроблочного роста кристаллов в природных гетерогенных растворах. Сыктывкар, 1971г, 52 с.

Юшкин Н. П. Кристалломорфология вулканогенной серы. Глава VI.— В кн.: Вулканогенные серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М., 1971д, с. 182—197.

Юшкин Н. П. Проблема типоморфизма минералов.— Зап. ВМО, 1972а, ч. 101, вып. 2, с. 223—236.

Юшкин Н. П. Генетикоинформационная минералогия: общие задачи.— Ежегодник-1971 Инст. геол. Коми филиала АН СССР, Сыктывкар, 1972б, с. 131—137.

Юшкин Н. П. Двойниковые прожилки кальцита как пример смещения функций минеральных систем.— Изв. Коми фил. ВГО СССР, 1973, вып. 16, с. 65—68.

Юшкин Н. П. Типоморфизм состава и свойств халькопирита пайхойских и вайгачских месторождений.— Ежегодник-1973 Инст. геол. Коми фил. АН СССР, Сыктывкар, 1974, с. 148—155.

Юшкин Н. П., Астахов А. М., Куц А. Ф. Регенерация деформированных кристаллов: онтогенетические и кинетические аспекты.— Докл. сов. геологов, XXV МКГ, проблема 14, М., 1976.

Юшкин Н. П., Еремин Н. И., Хорошилова Л. А. Новая марганцовистая разновидность сфалерита.— ДАН, 1975, т. 216, № 5, с. 1138—1141.

Юшкин Н. П., Еремин Н. И., Янулов К. П., Хорошилова Л. А. Ванадиево-мышьяковый германит из пайхойских месторождений: первое подтверждение открытия минерала и таксономическое положение в группе германита.— Зап. ВМО, 1975, ч. 104, вып. 1, с. 28—40.

Юшкин Н. П., Куц А. Ф. Растворение и регенерация кристаллов флюорита.— Зап. Узб. отд. ВМО, 1974, вып. 217, с. 64—67.

Юшкин Н. П., Мамчур Г. П., Стаццини Р. И., Вуканов В. В. Изотопы углерода в гидротермальном кальците и минералогенетическая интерпретация их соотношений.— Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, 1971, вып. 14, с. 137—151.

Юшкин Н. П., Тимонин Н. И., Фишман М. В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Новоземельского антиклинория. Сыктывкар, 1975, 48 с.

Юшкин Н. П., Фишман А. М. О происхождении округлых поверхностей зерен пиропы из алмазосных кимберлитов.— Изв. вузов, геология и разведка, 1971, вып. 3, с. 53—56.

Юшкин Н. П., Фишман М. В., Голдин Б. А. Типохимизм и закономерности поведения элементов-примесей в цирконах изверженных пород Приполярного Урала.— Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, 1968, вып. 9, с. 143—162.

Юшкин Н. П., Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П., Давыдов В. П. Типоморфизм и коррелятивное значение акцессорного циркона изверженных и метаморфических пород Приполярного Урала и Тимана.— Минер. сб. Львовск. гос. унив., 1966, № 20, вып. 4, с. 547—553.

Юшкин Н. П., Франк-Каменецкий В. А. Проблемы минералогической кристаллографии на X Международном кристаллографическом конгрессе.— Зап. ВМО, 1976, ч. 105, вып. 2.

Юшко С. А. Применение текстурно-структурного анализа при изучении минеральных ассоциаций в рудах.— Изв. вузов, геология и разведка, 1972, № 10, с. 168—174.

Юшкова Г. Е. Типохимизм лития и других примесей в кварце. Сыктывкар, 1973, 28 с.

Яглом А. М., Яглом И. М. Вероятность и информация. М., 1973, 512 с.
Янулов К. П., Юшкин Н. П., Хорошилова Л. А., Баширова Н. Ф. Минералогия и типоморфизм сфалерита из рудных месторождений Пай-Хоя.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972, с. 84—86.

Яхонтова Б. К., Грудев А. П. О минералогических потенциометрах. ДАН СССР, 1972, т. 202, № 1, с. 179—180.

Adams F. D. The birth and development of the geological sciences. Baltimore, 1938.

Agno M. On the nature of the hydrogen bond and the structure of water.— Proc. Natur. Acad. Sci. USA, 1967, v. 57, № 3.

Ahrens T. J. The state of mantle minerals.— Tektonophysics, 1972, v. 13, № 1—4, p. 189—219.

Aliev R. M. A simple method to Realize the Atomic Structure of Crystal Faces.— Kristall und Technik, 1974, v. 9, № 4, p. 331—343.

Angel F. Ziele und Ausgaben der Parageneseforschung.— Freib. Forsch., 1969, C. 266, S. 21—30.

Aschabov A. M., Bukanov V. V. Rhythmical growth of natural crystals of quartz with alternation of solution and regeneration.— Forth Intern. Confer. Crystal Growth. Collected Abstracts, Tokyo, 1974, p. 263—264.

Becke F. Der Aufbau der Krystalle aus Anwachskegeln.— Jahrb. Naturwissenschaft, Neue Folge, Wien, Bd. XIV, 1894, p. 1—18.

Bernard J. H. Parallelization of paragenetic units with different major components.— Soc. Min. Geol. Japan. Spec. Issue 3, 1971, p. 401—403.

Bernard P. Inclusions solides et «fil à plomb minéralogiques» l'âge du filon de la Gardette (Isère).— Sci. Terre, 1866, v. 11, № 1, p. 43—53.

Betalanffy L. An Outline of General Systems Theory.— British J. Philosophy Sci., 1950, v. 1, № 2, p. 139—164.

Botinga Y., Javoy M. Comments on oxygen geothermometry.— Earth and Plan. Sci. Letters, 1973, v. 20, № 2, p. 250—265.

Brandt S. B., Volkova N. V., Smirnov V. N. Disordant absolute Age Values and Their Significance for the Determination of Temperatures and Duration of Rock-Forming Processes.— Eclogae Geol. Helv., 1970, v. 63, № 1, p. 45—51.

Bravais A. Etudes cristallographiques.— J. de l'Ecole polytechnique, 1851, v. 34, p. 166—170.

Breithaupt A. Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg, 1849.

Cipriani C., Sassi F. P., Scolari A. Metamorphic white micas: definition of paragenetic fields.— Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 1971, v. 51, № 1, p. 259—302.

Cornu F. Über die Paragenese der Minerale, namentlich der Zeolithe.— Oesterr. Zeitschr. Wien, 1908, v. 56, p. 89—93.

Curie P. Sur la symétrie dans les phénomènes physiques.— In: Curie P. Oeuvres. Paris, 1908, p. 118—141.

Damon P. E. A theory of «Real» K—Ar clocks.— Eclogae Geol. Helv., 1970, v. 63, № 1, p. 69—76.

Davis B. L., Oshier E. H. Memory effect in single-crystal transformations

of calcite-type potassium nitrate.— *Amer. Miner.*, 1967, v. 52, № 7—8, p. 957—973.

Dennen W. H., Blackburn W. H. Aluminum in Quartz as a Geothermometer.— *Contr. Miner. Petrol.*, 1970, v. 27, № 4, p. 332—342.

Dennen W. H., Quesada A. El cuarzo como termometro geologico.— *Bull. Geol.*, 1972, t. IV, Publ. spes., № 5, p. 2200.

Donnay J. D. H., Harker D. A new law of crystal morphology extending the law of Bravais.— *Amer. Miner.*, 1937, v. 23, p. 446—467.

Donnay J. D. H., Harker D. Nouvelles tables d'extinctions por les 230 groups de recouvrements cristallographiques.— *Natur. Canad.*, 1940, v. 67, № 33.

Engel A. E. F. The quartz ctystal deposit of Western Arkansas.— *Econom. Geol.*, 1946, v. 41, № 6.

Engelhardt W. Probleme der Kosmischen Mineralogie. Rede bei der feierlichen Rektorats übergabe am 10 Mai 1963.— *Tüb. Universitätsreden*, Bd. 16, p. 5—33.

Eugster H. P., Albee A. L., Bence A. E., Thompson J. B., Waldbaum I. R., Waldbaum D. R. The two Phase Region and Excess Mixing Properties of Paragonite-Muscovite Crystalline Solutions.— *J. Petrol.*, 1972, v. 13, № 1, p. 147—179.

Eugster H. P., Yoder H. S. Micas.— *Geoph. Labor., Carnegie Inst. Washington*, 1955, Yearbook, v. 54.

Fleischer M. Some problems in nomenclature in mineralogy and inorganic chemistry.— *Proc. Amer. Soc. Testing Mater., Philadelphia*, 1947, v. 47.

Fleischer M. Index of New Mineral Names. Discredited Minerals and Changes of Mineralogicae Nomenclature.— *Amer. Miner.*, 1966, v. 51, № 8.

Fleischer M. How many minerals? — *Amer. Miner.*, 1969, v. 54, № 5—6, p. 960—961.

Frank-Kamenetzky V. A. Strukturtypomorphismus und moderne Mineralogie.— *Ber. Deutsch. Ges. geol. Wiss., B.*, 1968, Bd. 13, № 3.

Friedlaender C. G. I. Brownian movement in liquid inclusions in quartz: some quantitative observations.— *Canad. Miner.*, 1970, v. 10, № 2, p. 272—274.

Grigoriev D. P. Wachstum und Formen der Minerale.— *Ber. Deutsch. Ges. geol. Wiss. B.*, 1968, Bd. 13, № 3, p. 289—303.

Grigoriev D. P. Introductory talk: trends of cosmic mineralogy development.— *Miner. Soc. Japan. Spec. Pap.*, 1971, v. 1, p. 3—4.

Groeser S., Schawander H., Stalder H. A solid solution series between xenotime (Yt PO₄) and chernovite (Yt AsO₄).— *Miner. Mag.*, 1973, v. 39, № 302, p. 145—151.

Gross W. H. The direction of flow of mineralizing solutions Blyklippen mine, Greenland.— *Econom. Geol.*, 1966, v. 51, № 5.

Grubenmann U., Niggli P. Die Gesteinsmetamorphose. Bd. 1. Berlin, 1924.

Haberlandt H. Über die gesetzmässige Differentiation von Spurenelemente in Mineralien.— *Tscherm. Miner. Mitt.*, 1948, Bd. 1.

Harris D. C., Cabri L. J. The nomenclature of the natural alloys of osmium, iridium and ruthenium based on new compositional data of alloys from world-wide occurrences.— *Canad. Miner.*, 1973, v. 12, pt 2, p. 104—112.

Harris J. W., Vance E. R. Studies of reaction between diamond and heated Kimberlite.— *Contr. Miner. Petrol.*, 1974, v. 47, № 4, p. 237—244.

Hartman P. Relation between morphology and structure of crystals.— *Rendiconti della Soc. Hal. Miner. Petrol.*, 1973, v. 29, № 1, p. 153—171.

Hartman P. Towards a quantitative theoretical morphology.— *Tenth Intern. Congr. Cryst., Collected Abstracts. Amsterdam*, 1975, p. 214.

Hartman P., Perdok W. On the relation between crystal structure and crystal morphology.— *Acta Cryst.*, 1955, v. 8, p. 49—52, 521—524, 525—529.

- Hartman P., Perdok W.* An interpretation of the law of Donnay and Harker.— *Amer. Miner.*, 1956, v. 41, p. 449—459.
- Hayatsu A.* On the basic assumptions in K—Ar dating method.— *Comments Earth Sci, Geophysics*, 1972, v. 3, № 3, p. 69—75.
- Hutchinson W. W.* Geothermometry from changes in stress birefringence around inclusions in garnet during heating to 900°C.— *Canad. J. Sci.*, 1967, v. 4, № 6, p. 1171—1184.
- Iivama I. T.* Etude des restions d'échange d'ions Na—K dans la serie muscovite-paragonite.— *Bull. Soc. Franc. Miner. Crist.*, 1964, v. 87, № 4.
- Iuskin N. P.* Rolul flotatiei in procesele de formare a mineralelor.— *Analele Romino-Sovietice, Ser. Geol.-Geogr.*, 1961, An. XV, ser. 111, p. 19—28.
- Juve G.* Paragenesis—«metapargenesis» of the metamorphosed sulphide ore of the Stekenjokk deposit, Central Scandinavian caledonides, Sweden.— In: *Abstracts Paper 4th Sympos. IAGOD. Sofia*, 1974, p. 301.
- Kashkai M.-A., Aliev R. M.* Structural analysis of the most commonly encountered habit faces of calcite crystals from skarn deposits.— *Miner. Mag.*, 1970, v. 37, № 292, p. 929—933.
- Kostov I.* Paragenesis, crystal chemistry and classification of minerals.— *Ann. Univ. Sofia*, v. 58, 1965, p. 99—116.
- Kostov I.* Paragenese und Klassifikation der Minerale.— *Freib. Forsch.*, 1968, C 230, p. 81—86.
- Kudo A. M., Weil D. F.* An igneous Plagioclase thermometer.— *Contr. Miner. Petrol.*, 1970, v. 25, p. 52—65.
- Linnay C.* *Sistem naturae*. Stockholm, 1770.
- Mason B.* Extraterrestrial mineralogy.— *Amer. Miner.*, 1967, v. 52, p. 307—327.
- McConnell D.* Nomenclature in mineralogy: the basis for new mineral names.— *Amer. Miner.*, 1948, v. 33, № 3—4.
- Mathez E. A.* Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks.— *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 41, p. 61—72.
- Mitra S.* Snow-Dalling in nature.— *Proc. Indian Nation. Sci. Acad.*, 1971, v. 37, p. A, № 6, p. 384—389.
- Mookherjee A., Dutta N. K.* Evidence of incipient melting of sulfides along a dike contact, Geco Mine, Manitouwadge, Ontario.— *Econom. Geol.*, 1970, v. 65, № 6, p. 706—713.
- Nacken R.* Welche Folgerungen ergeben sich aus dem Auftreten von Flusigkeitseinhlüssen in mineralien? — *Centrablatt für Min.*, 1921.
- Nicol A. W., Roy R.* Some observations on the system muscoviteparagonite.— *Canad. J. Earth. Sci.*, 1965, v. 2, № 4.
- Niggli P.* *Lehrbuch der Mineralogie*. Basel, 1924.
- Niggli P.* Beziehungen zwischen Struktur und äusserer. Morphologie Quarz.— *Z. Krist.*, 1926, v. 63, p. 295.
- Niggli P.* *Probleme der Naturwissenschaften*. Basel, 1949.
- Orcel Y.* Essai sur le concept d'espece et les classificationen mineralogie et pétrographie. Aperçu historique et philosophique.— *Rev. roumaine géol., geophys., géogr.*, ser. géol., 1962, v. 10, № 13, 1969.
- Pelto Ch. R.* Mapping of multicomponent systems.— *J. Geol.*, 1954, v. 62, № 5.
- Pomerlanu V. V.* *Geotermometria*. Bucuresti, 1971.
- Powell D.* On the preferred crystallographic orientation of garnet in some metamorphic rocks.— *Miner. Mag.*, 1966, v. 35, № 276.
- Powell D., Treagus J. E.* Rotational fabrics in metamorphic minerals.— *Miner. Mag.*, 1970, v. 37, № 291, p. 801—814.
- Pupin J.-P., Turco G.* Une typologie originale du zircon accessoire.— *Bull. Soc. franc. miner. Cristallogr.*, 1972, v. 95, № 3, p. 348—359.

- Rösler H. J.* Der Paragenesebegriff (2 Teil.) — Freib. Forsch. 1972, C-293, p. 7—28.
- Rösler H. J., Wolf M.* Der Paragenesebegriff — Diskussion um seine Definition in der Genwart (1 Teil.) — Freib. Forsch., 1969, C-266, p. 9—20.
- Rye R.* A comparison of Sphalerite-Galena Sulfur isotope temperatures with temperatures of fluid inclusions. — *Econom. Geol.*, 1974, v. 69, № 1, p. 26—32.
- Sarkar S. C.* On mineral paragenesis in ores. — *Soc. Min. Geol. Japan*, 1971, Spec. issue 3, p. 425—429.
- Schrön W., Rösler H. J.* Drei neue geochemisch-mineralogische Komplexstandards Galenit GF-1, Sphalerit Sf-1 und Pyrit PS-1. — *Z. angew. Geol.*, 1975, 21, № 1, p. 17—25.
- Scottford D. M.* A Test of aluminum in quartz as a geothermometer. — *Amer. Miner.*, 1975, v. 60, № 1—2, p. 139—142.
- Scott S. D.* Experimental calibration of the sphalerite geobarometer. — *Econom. Geol.*, 1973, v. 68, № 4, p. 466—474.
- Sellars R. W.* An approach the mind-body problems. — *Philos. Rev.*, 1919, v. 27, № 1.
- Sen R., Mukherjee A. D.* On disequilibrium in mineral assemblages in rock types. — *J. Geol. Soc. India*, 1972, v. 13, № 4, p. 410—412.
- Smith R. W., Fuller M.* Alpha-hematite: stable remanence and memory. — *Science*, 1967, v. 156, № 3778, p. 1130—1133.
- Sorby H. C.* On the microscopic structure of crystals indicating the origin of minerals and rocks. — *J. Geol. Soc. London*, 1858, 14, Pt. 1.
- Strada M., Schwendemann G.* La struttura cristallina di alcuni fosfato ed arsenato dei metalli trivalenti. II. Arsenato e fosfato di ittrie. — *Gazz. chim. Ital.*, 1934, № 64.
- Sztrókay K. I.* On an up-to-date modification of the concept of mineral species. — *Ann. Univ. Sci., Budapest, Ser. geol.*, 1960, № 3, p. 481—484.
- Sztrókay K. I.* Über die Grundprinzipien einer zeitgemässen Systematik de Mineralreich. — *Ann. Univ. scient. Budapest, Ser. geol.*, 1961, № 5, p. 139—149.
- Strunz H.* Mineralogische Tabellen. Leipzig, 1966.
- Sunagawa I.* Growth of crystal in nature. — *Mineral Genesis, Sofia*, 1974, p. 79—89.
- Sunagawa I.* Growth history of natural minerals. — *Tenth Intern. Congr. Cryst., Collected Abstracts*, 1975, p. 209.
- Takashima I.* The measurement of inversion temperature of quartz by differential scanning calorimeter (DSC) and its applications to a geothermometer and an indicator of growth environment. — *J. Japan. Assoc. Min., Petr. Econ. Geol.*, 1974, v. 69, p. 75—80.
- Thompson R. N.* One atmosphere melting behaviour and nomenclature of terrestrial lavas. — *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 41, № 34, p. 197—204.
- Vollstädt H., Seipold U., Wasch R.* Experimentelle Möglichkeiten zur Untersuchung der Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen unter extremen Bedingungen (entsprechend den Verhältnissen in der unteren Erdkruste und dem oberen Erdmantel). — *Ber. Deutsch. Ges. geol. Wiss.*, 1970, Bd. 15, № 3—4, p. 313—327.
- Wiedemeier H., Klaessig F. C., Wey S. J.* Crystal growth of GeSe and GeTe in microgravity environment. — *Tenth Inter. Congr. Cryst. Collected Abstracts. Amsterdam*, 1975, p. 216.
- Winchell A. N.* Elements of mineralogy emphasizing the variations in minerals. New York. 1942.

Winchell A. N. What is a mineral? — Amer. Miner., 1949, v. 34, № 3—4.
Willie P. J. Experimental limits for melting in the earth's crust and upper mantle. — Struct. Phys. Propert. Earth's Crust. Washington, D. C., 1972, p. 279—300.

Yamamoto M., Iwata T. Memory phenomenon in α -Fe₂O₃ (summary of paper). — Proc. Intern. Conf. Magnetism, Nottingham, 1964. London, 1964, p. 581—582.

Yushkin N. P. Informative laws of crystal genesis and genetic informative significance of natural crystals. — Fourth Intern. Conf. Crystal Growth, Collected Abstracts. Tokio, 1974, p. 273—274.

Yushkin N. P., Petrovsky W. A., Yuchtanov P. P. The influence of gravitation on crystal growth and form. — Tenth Intern. Congr. Cryst. Collected. Abstracts. Amsterdam, 1975, p. 216.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Современное состояние минералогического знания	6
Минеральный уровень организации неорганического мира и понятие о минерале	13
Минеральный индивид — элементарная система минералогии	26
Основные типы минералогических систем	37
Конституционные системы минералогии	41
Таксономические системы минералогии	61
Понятие минерального вида (mineral species)	63
Системы внутривидовых минералогических таксонов	76
Минералогические таксоны высших порядков (надвидовые)	86
О номенклатуре таксономических систем	88
О числе минеральных видов и их прогнозе	93
Синминералогические системы	96
Экологические системы минералогии. Взаимодействие минерала и ми- нералогенетической среды	112
Энтропийные особенности и информационный характер минералоге- нетических процессов	125
Формы записи минералогенетической информации	135
Типоморфизм и гомоморфизм минералов	139
Типоморфные и индикаторные признаки минералов	148
Норма, чувствительность и емкость реакции минералов	148
Понятие о минералогическом локатипе	151
Сходство и различие признаков локатипов	153
Законы функционирования минералогенетической информации	156
Методические подходы к расшифровке смыслового содержания мине- ралогенетической информации	165
Информационно-энтропийный анализ минеральных систем	168
Типоморфический анализ	185
Генетикоинформационный анализ	194
Восстановление последовательности минералогенетических событий. Эволюционный анализ	242
Структура минералогии и ее место в системе естествознания	256
Литература	269